Jahrbuch
der
Preuss. Geolog.
Landesanstalt

47

1926-1927

Do
1588

Do 1588 (N)
4°
37 Taf.





Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr

1926

Band XLVII, Heft 1

Beyschlag-Band

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII
POLITECHNIKA GDAŃSKA Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15.003
BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

Berlin
Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1926

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr

1926

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Band XLVII, Heft 1
(Beyschlag-Band)

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 76.
Dnia 18. X. 19 46.

Berlin
Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44
1926

7

1917.77



Franz Beyschlag

Festband
zu seinem 70. Geburtstag

5. Oktober 1926

Die Preußische Geologische Landesanstalt

97



POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Inhalt

	Seite
E. Naumann: Über Ergebnisse einiger Tiefbohrungen im Werragebiet	1— 18
W. Paeckelmann: Der Briloner Massenkalksattel, die Devon-Carbonmulde von Nehden und das Oberdevon-Culmgebiet von Rixen, Scharfenberg und Wülfte. Hierzu Tafel 1 und 2	19— 35
E. Picard: Über den tieferen Untergrund der Gegend von Bad Liebenwerda	36— 40
E. Zimmermann I: Beitrag zur Geologie des Oberen Bober-Katzbach-Gebirges	41— 65
G. Berg: Die Zinkerzlagerstätten von Hakedal und Grua in Norwegen	66— 83
H. Reich: Magnetische Messungen im Aachener und Erkelenzer Steinkohlengebiet und ein Versuch ihrer geologischen Deutung. Hierzu Tafel 3—5	84—115
O. Burre: Die wichtigsten an Berliner Bauten in der Außenarchitektur verwandten natürlichen Gesteine nach Art und Herkunft. Hierzu Tafel 6	116—159
W. Haack: Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. Mit 2 Textfiguren	160—207
E. Fulda: Die Stratigraphie des thüringischen Zechsteins nach Tiefbohrergebnissen. Mit 1 Figur	208—220
L. v. z. Mühlen: Die geologische Stellung des vorsudetischen Schiefergebirges und seine Beziehungen zu den Granitmassiven. Hierzu Tafel 7 und 17 Figuren	221—287
A. Mestwerdt: Wassergewinnung in Bielefeld und seiner Umgebung. Mit 4 Figuren	288—329
J. Stoller: Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) von Norddeutschland. III. Phöben, Kohlhasenbrück, Quakenbrück	330—340
W. Wolff: Geologische Beschreibung der Oberförsterei Syke bei Bremen. Mit 1 Figur	341—349
W. Kegel: Über Transgressionen im Dillgebiet	350—356
O. Grupe: Die Einzelphasen der saxonischen Gebirgsbildung am Deister. Hierzu Tafel 8 und 7 Textfiguren	357—382
F. Dahlgrün: Die paläogeographischen Verhältnisse der Unterkreide im Bildungsraume des Erzlagers von Salzgitter. Hierzu Tafel 9 und 10 und 3 Abbildungen	383—416
W. E. Schmidt: Die Tektonik der Grube Vereinigte Constanze bei Langenaubach, ein Beispiel für die praktische Anwendung raumbildlicher Darstellungen zur Veranschaulichung verwickelter tektonischer Verhältnisse. Hierzu Tafel 11—14 und 2 Textfiguren	417—432
H. Hess v. Wichdorff und W. Gothan: Zur weiteren Kenntnis der Steinkohlen-Lagerstätte im untersten Rotliegenden von Manebach in Thür. Hierzu Tafel 15—17 und 2 Figuren	433—457
G. Fliegel: Die Fließrichtung des Grundwassers in großen Tälern. Mit 5 Abbildungen	458—481
W. Gothan: Über das Vorkommen der Zellulose-Kohle in der Braunkohle der Gegend von Klettwitz (N.-L.)	482—485
H. Quiring: Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Kaenozoicum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Hierzu Tafel 18—20 und 16 Textabbildungen	486—558
R. Michael und W. Dienemann: Die Rutschungen im Eisenbahneinschnitt Rosengarten. Hierzu Tafel 21—32 und 5 Textfiguren.	559—589
Sach-Register	590—595
Orts-Register	596—599

Über Ergebnisse einiger Tiefbohrungen im Werragebiet

Von Herrn **E. Naumann** in Berlin

In den Jahren 1907—12 wurden im Werrakaligebiet einige Tiefbohrungen niedergebracht, die ich im Auftrag der Preußischen Geologischen Landesanstalt untersucht habe. Ferner wurde im Fuldagebiet der Schacht Neuhof abgeteuft, dessen Proben ich ebenfalls kennen lernte. Da diese Aufschlüsse in mancher Hinsicht bemerkenswerte Ergebnisse hatten, so seien diese Profile im folgenden mitgeteilt und besprochen. Die Bohrkerne wurden mir von den in den Tabellen besonders genannten Gesellschaften in überaus zuvorkommender Weise zur Untersuchung überlassen.

Blatt Mihla (früher Berka)

1. Bohrloch Bolleroda der Gewerkschaft Johann Wolfgang 1907

Tiefe in Metern	Geognostische Bezeichnung	Formation
0—323,00	Gemeißelt: Muschelkalk und Röt Von 323 ab Kerne	Oberer, Mittlerer und Unterer Muschelkalk, Oberer Röt
323,00—326,00	Bunte, vorwiegend rote Mergel mit Anhydrit und Gips	Mittlerer Röt
326,00—344,00	Rote, z. T. graue Mergel mit Anhydrit in Lagen und Knollen und mit Steinsalzpseudomorphosen	»
344,00—346,00	Grauer, dichter Anhydrit mit sandigen, glimmerigen, grauen, z. T. rötlichen Letten	Unterer Röt
346,00—363,00	Graue und rötliche, sandige, glimmerführende Letten im Wechsel mit Anhydrit	»
363,00—365,00	Grauer und bläulicher Anhydrit	»
365,00—384,05	Weißes bis farbloses und gelbrotes Steinsalz	»
384,05—384,50	Grauer bis bläulichweißer Anhydrit, von 384,45 an Übergang von sandigem Anhydrit in weißlichgrauen, grobkörnigen Sandstein	»
384,50—394,50	Vorwiegend grobkörniger, z. T. feinkörniger, kaolinführender, meist karbonathaltiger Sandstein	Mittlerer Buntsandstein
394,50—400,50	Grauer, hell geperlter, karbonathaltiger Sandstein mit roten Lettenlagen	»

Tiefe in Metern	Geognostische Bezeichnung	Formation
400,50—410,50	Rötlichweißer, grobkörniger, kaolinführender karbonathaltiger Sandstein mit grauen Lettenlagen und rötlichen Anhydritknollen (3—4 cm)	Mittlerer Buntsandstein
410,50—421,50	Rötlichweißer, grob- bis feinkörniger, kaolinführender karbonatreicher Sandstein mit glimmerführenden graugrünen Lettenbestegen	»
421,50—433,50	Sehr grobkörniger rötlichweißer kaolinführender, schwach karbonathaltiger Sandstein mit roten und grünen Letten	»
433,50—443,50	Rötlicher, mittelkörniger, kaolinreicher karbonathaltiger Sandstein mit wenigen graugrünen Lettenlagen	»
443,50—462,00	Weiß bis gelbliche, grobkörnige Sandsteine mit wenigen roten und grauen Lettenlagen, bei 462 feinkörniger grünlicher bis rötlicher Sandstein mit Netzleisten und *Gervillia Murchisoni* Gein.	»
462,00—500,—	Mittel- bis feinkörniger weißer bis rötlicher karbonatfreier, kaolinführender Sandstein mit roten und grünen Letten; in letzteren z. T. wurmförmige Sandsteinzapfen	»
500,00—505,00	Hellgrauer und rötlicher, fein- bis mittelkörniger, karbonatfreier, kaolinführender Sandstein mit untergeordneten glimmerführenden, roten Letten; auf den Schichtflächen Wellenfurchen, im Sandstein flache Tongallen häufig	»
505,00—510,00	Rötlicher, grobkörniger, schwach karbonathaltiger kaolinführender Sandstein	»
510,00—529,00	Rötlicher, fein- bis mittelkörniger, schwach karbonathaltiger, kaolinführender Sandstein mit Lagen von roten, sandigen, glimmerführenden Letten, Netzleisten, Wellenfurchen und Tongallen	»
529,00—551,00	Sehr grobkörnige, weiße, karbonatfreie oder -arme Sandsteine mit untergeordneten graugrünen Letten, mit Netzleisten, Wellenfurchen und Tongallen	»
551,00—561,00	Rote und grüne Letten mit vielen Lagen meist feinkörniger, bei 569 auch grobkörniger schwach karbonathaltiger Sandsteine	»
561,00—650,00	Weiße, seltener rötliche, feinkörnige karbonatarme Sandsteine mit vorwiegend grauen, seltener roten Letten wechsellagernd. In den Sandsteinen oft Tongallen von roter und grüner Farbe. Netzleisten, Tongallen und Wellenfurchen überall verbreitet. Bei 561, 572, 584, 624 und 628 in den grauen, glimmerreichen Letten *Estheria*	Unterer Buntsandstein (su_2)
650,00—700,00	Gemeißelt: Proben aus 685, 687, 689 und 691 rötlicher, feinkörniger Sandstein	»
700,00—860,00	Weiße und rötliche, feinkörnige karbonatfreie Sandsteine mit Tongallen und glimmerreichen Lettenbestegen; bei 840 und 860 Einlagerungen von dunkelrotem Schieferton	»

Tiefe in Metern	Geognostische Bezeichnung	Formation
860,00—870,00	Dunkelrotbraunes, sandiges, massiges Tongestein mit ganz untergeordneten, diagonalgeschichteten Sandsteinschmitzen	Bröckelschiefer (su_3) (35 m)
870,00—878,30	Dunkelrotbraunes, massiges Tongestein mit etwas Glimmer	»
878,30—879,30	Rötlicher, grobkörniger, kalkfreier, durch Anhydritbindemittel kristallinischer, harter Sandstein	»
879,30—885,00	Dunkelbraunrotes, massiges Tongestein	»
885,00—893,80	Rotes, z. T. graues, teilw. geschichtetes Tongestein (mit Rutschflächen) mit rötlichen Fasergipsadern und Anhydrit	Obere Zechsteinletten zo_3 (9 m)
893,80—894,00	Hellfleischroter, feinkristallinischer Anhydrit	Grenzanhydrit (0,20 m)
894,00—908,80	Gräulichweißes bis topasgelbes und rötliches Steinsalz mit grauen Letten, z. T. pegmatitartig durchsetzt	Jüngeres Steinsalz (14,9 m)
908,80—908,90	Grauer Salzton mit Adern von rotem Steinsalz	»
908,90—935,00	Anhydrit, und zwar:	
bei 908,90	Grauer, horniger, feinkristalliner bis dichter Anhydrit	Hauptanhydrit (26 m)
» 910,00	Grauer Anhydrit mit Dolomit, etwas mit grauen Letten durchsetzt	»
» 918,50	Grauer, etwas dolomitischer, feinkristallinischer Anhydrit	»
» 922,00	Grauer, bis bläulicher, feinkristallinischer Anhydrit	»
» 924,00	Grauer bis bläulicher, z. T. sternförmig kristallinischer Anhydrit mit graubraunem Dolomit unregelmäßig verwachsen	»
» 929,00	Hellbläulicher, sternförmig kristallisierter Anhydrit, ein wenig mit Dolomit versetzt	»
» 930,00	Grauer, dolomitischer Anhydrit	»
» 933,00	Hellblaugrauer, dichter, etwas dolomitischer Anhydrit mit Dolomit und schwarzem Salzton feinzellig verwachsen	»
935,00—936,00	Dunkelgrauer, etwas Glimmerführender Letten mit einer Dolomiteinlagerung, die weiße Anhydritadern und *Schizodus* führt	Verkümmerter Plattendolomit zo_2 (1 m)
936,00—943,00	Graue Letten mit Pflanzenresten und einer dunkelgrauen Dolomiteinlagerung, Breccien von dunkelrotbraunen Letten und rötlichem Steinsalz	Untere Zechsteinletten zo_1 Grauer Salzton z. T.
943,00—943,20	Roter, feinkristallinischer Anhydrit mit grauem Ton	»
943,20—945,50	Breccie von grauem und dunkelrotem Letten mit rotem Steinsalz	»
945,50—946,00	Hellfleischroter, feinkristallinischer Anhydrit	»
946,00—947,00	Breccie von buntem Ton und Steinsalz und grauer Anhydrit im Wechsel	»
947,00—947,20	Knotiger Anhydrit mit grauen Letten verwachsen	»
947,20—947,60	Rötliche Letten	»
947,60—949,00	Grauer, z. T. dolomitischer Anhydrit	Mittl. Zechstein
949,00—955,60	Heller bis dunkelgrauer, z. T. oolithischer Dolomit mit Anhydritkriställchen	»
955,60—966,00	Hellgelbgrauer bis dunkelgrauer feinporöser Dolomit mit Knoten und Kriställchen von Anhydrit	»

Blatt Salzungen

2. Bohrloch Unterrohn I der Gewerkschaft Johann Wolfgang 1911*[1])

Tiefe in Metern	Geognostische Bezeichnung	Formation
0—146,00	Gemeißelt: Unterer Buntsandstein, Oberer Zechsteinletten, Plattendolomit, Untere Zechsteinletten	
146,00—400,90	Steinsalz mit Pegmatitanhydriten und Kalisalzen. Bei 400,9 plötzlicher Übergang von weißem, grobspätigen Steinsalz zu grauem, feinkristallinischen Anhydrit	Hauptsalzlager
400,90—402,36	Bituminöser, teils rauchwackenartig mit Dolomit verwachsener, teils feinschichtig-welliger Anhydrit	Mittl. Zechstein
402,36—405,14	Grauer Anhydritknotenschiefer	»
405,14—407,00	Teils rauchwackenartiger, teils wellig geschichteter Anhydritknotenschiefer	»
407,00—407,50	Fester, grauer Kalk	Unterer Zechstein
407,50—411,70	Grauer, z. T. fast schwarzer plattiger, geschichteter, mergeliger, z. T. härterer Kalk mit Pflanzenresten und spärlichen Muschelresten	»
411,70—413,70	Grauer Kalkstein	»

3. Bohrloch Unterrohn II der Gewerkschaft Johann Wolfgang 1911*

0—127,40	Gemeißelt: Unterer Buntsandstein, Obere Zechsteinletten, Plattendolomit, Untere Zechsteinletten	
127,40—355,50	Steinsalz mit Kalisalzen. Bei 355,5 scharfer Übergang zum Anhydrit	Hauptsalzlager
355,50—358,00	Anhydritdolomit (Rauchwacke), z. T. sehr dünnschichtig und dann anhydritknotenschieferartig. Von oben an etwas dolomithaltig	Mittl. Zechstein
358,00—361,20	Grauer Anhydritknotenschiefer	»
361,20—361,83	Anhydritdolomit (Rauchwacke)	»
361,83—363,80	Zechsteinkalk	Unterer Zechstein

4. Bohrloch Hundskopf der Gewerkschaft Bernhardshall 1911/12*

	Nach Durchörterung des Unteren Buntsandsteins und Oberen Zechsteins, des Steinsalzes mit den Kalisalzlagern und nach scharfem Übergang folgt:	
477,00—480,15	Anhydrit mit Dolomit gekröseartig verwachsen; der Anhydrit bildet gekröseartige Einlagerungen im Dolomit, der seinerseits anhydritknotenschieferartig ist	Mittl. Zechstein
480,15—482,45	Anhydritknotenschiefer	»
482,45—490,00	Zechsteinkalk: Mergelige Kalke und Mergelschiefer	Unterer Zechstein
490,00—490,60	Kupferschiefer	»

[1]) Die mit * bezeichneten Profile Nr. 2, 3 und 4 sind Teile der in den Erläuterungen zu Blatt Salzungen bereits veröffentlichten Bohrungen und hier nur zum Vergleich mitgeteilt.

Tiefe in Metern	Geognostische Bezeichnung	Formation
490,60—491,35	Zechsteinkonglomerat: hellgraues, kleinstückiges z. T. rötliches Konglomerat mit viel Quarz, aber auch Porphyr (davon 6 cm Tresse, die mit Kupfererz angereicherte oberste Schicht)	Unterer Zechstein
491,35—496,50	Kleinstückiges graues Konglomerat mit Sandsteinlagen (Gerölle meist Quarz, aber auch Porphyr)	Grauliegendes
496,50—497,40	Grober grauer, z. T. rötlicher Sandstein	Oberes Rotliegendes
497,40—501,00	Klein-, selten mittelstückiges Konglomerat von roter Farbe	»
501,00—518,20	Rotbrauner Schieferton mit wenigen roten Sandsteinlagen	»
518,20—518,35	Rotes, sehr kleinstückiges Konglomerat	»
518,35—530,00	Rotbrauner Schieferton mit wenigen Sandsteinlagen	»
530,00—530,50	Roter und grauer Sandstein	»
530,50—536,50	Rotbrauner Schieferton mit untergeordneten Sandsteinlagen	»
536,50—537,20	Roter und grauer, feinkörniger Sandstein	»
537,20—569,50	Rotbrauner Schieferton mit Sandsteinlagen	»
569,50—592,00	Rotbrauner Schieferton mit Sandsteinlagen, z. T. in sehr häufiger Wechsellagerung, auf Schichtflächen Glimmer und Netzleisten	»
592,00—594,90	Rotbrauner Schieferton durch graue und gelbliche Sandsteinlagen wie marmoriert	»
594,90—595,30	Rötlicher Sandstein	»
595,30—599,00	Roter Schieferton mit Sandsteinlagen	»
599,00—616,00	Feinstückiges bis sandiges Konglomerat mit Sandsteinlagen (Bestandteile Quarz, Glimmerschiefer, wenig Granit und kristalliner Kalk), bei 608 mit bis 11 cm langen Scherben von feinkristallinischem, rötlichen Kalk	»
616,00—620,00	Braunrote, z. T. grobkörnige Sandsteine	»
620,00—624,80	Violettrote Sandsteine mit Konglomeratlagen	»
624,80—630,50	Violettrotes, kleinstückiges Glimmerschieferkonglomerat und violettroter Sandstein; zu unterst grenzt an einer mit Kalkspat erfüllten, ca. 60° einfallenden Kluft der gebleichte, mit Harnisch versehene Sandstein des Rotliegenden an den Glimmerschiefer	»
630,50—679,00	Glimmerschiefer mit mehreren, nicht über 0,5 m starken Einlagerungen von kristallinem Kalkstein. Der Glimmerschiefer fällt steil unter 45° und mehr und ist besonders zu unterst sehr klüftig; er führt z. T. Feldspat und ist z. T. eng gefältelt. Folgende Proben sind bemerkenswert:	Glimmerschiefer
bei 635,00	Rötlich-silberweißer feinflasriger Glimmerschiefer mit einer Linse von kristallinem Kalkstein	»
» 638,50	Grauer, feinkristalliner Kalk	»
» 646,46	Grauer, z. T. hellrötlicher Kalk	»
» 650,20	Rötlicher bis silberweißer Glimmerschiefer mit Quarztrümern und -linsen, die z. T. eng gefältelt sind.	»

Tiefe in Metern	Geognostische Bezeichnung	Formation
bei 667,00	Rötlicher Glimmerschiefer, ganz und gar mit rötlichen und grünlichen Flasern von kristallinem Kalk durchsetzt	Glimmerschiefer
» 671,00	Violettgrauer, feinflasriger, z. T. gefältelter Glimmerschiefer	»
» 679,00	Rötlicher quarzreicher Glimmerschiefer mit Kalkspatträumern	»

Blatt Lengsfeld

5. Bohrloch Wiesental der Gewerkschaft Tasso, Hannover 1909

0— 34,00	Oberer Buntsandstein, gemeißelt	
34,00—203,00	Mittlerer Buntsandstein, gemeißelt	
	Von 203 ab Kerne	
203,00—214,50	Braunrote und weiße, grobkörnige, karbonathaltige, z. T karbonatfreie, kaolinführende Sandsteine mit geringfügigen Zwischenlagen roter Letten	Mittlerer Buntsandstein sm
214,50—227,00	Vorwiegend grobkörniger, braunroter und weißer, meist kaolinführender und karbonathaltiger, selten karbonatfreier Sandstein mit braunroten geringfügigen Lettenlagen	»
227,00—240,00	Hellrote und weiße, feinkörnige, kaolinführende, meist karbonathaltige Sandsteine mit ganz zurücktretenden roten Letten, z. T. mit Tongallen, auf Schichtflächen Glimmer und Wellenfurchen	Unterer Buntsandstein (323 m) (su_2)
240 00—280,00	Hellrote, feinkörnige, karbonatfreie, kaolinführende Sandsteine und dunkelrote, selten graue, glimmerreiche Letten, auf Schichtflächen Glimmer und Wellenfurchen	»
280,00—550,00	Meist hellrote, auch weiße, karbonathaltige, feinkörnige, kaolinführende Sandsteine mit ganz wenigen, unbedeutenden Lettenbestegen.	»
550,00—568,00	Hellroter, feinkörniger Sandsteinschiefer mit braunroten Letten wechsellagernd	Bröckelschiefer su_1 (41,2 m)
568,00—591,20	Braunrotes, massiges Tongestein mit Gipsknollen, bei 578 eine 0,5 m mächtige, grobkörnige, kalkhaltige Sandsteinlage, die Oberen Zechsteinletten scheinen in der Bohrung verrieben zu sein	Obere Zechsteinletten
591,20—606,00	Dunkelgrauer, z. T. hellerer, z. T. oolithischer oder schaumig-poröser Dolomit	Plattendolomit zo_2 (14,8 m)
606,00—628,50	Rote und graue, blättrig-schiefrige Letten mit untergeordneten Lagen von Gips und Anhydrit (bei 628,5 graue Letten mit eckigen Stücken des liegenden Anhydrits)	Untere Zechsteinletten
628,50—633,60	Grauer, feinkristallinischer, z. T. zahlreiche Knollen von Gips einschließender Anhydrit	Anhydrit 5 m
633,60—649,50	Grauer Salzton mit einigen schwachen Gips- oder Anhydritlagen	Grauer Salzton (37 m)

Tiefe in Metern	Geognostische Bezeichnung	Formation
	Nach einem Verzeichnis der Gewerkschaft folgt dann:	
649,50—658,30	Salzton	
658,30—670,50	Grauer Ton mit Anhydrit und Salz	
670,50—815,25	Steinsalz mit Kalisalzen	Hauptsalzlager 145 m
815,25—833,40	Anhydrit	Mittl. Zechstein
833,40—835,90	Dolomit	

6. Bohrloch Heiligenmühle bei Oechsen der Gewerkschaft Hannover-Thüringen 1909

	Gemeißelt bis 579,5 m	
0— 0,40	Rotbrauner, sandiger Lehm	
0,40—145,00	Grobkörniger, roter Sandstein mit wenig rotem Schieferton	Mittlerer Buntsandstein
145,00—500,00	Hellrote und weiße, fein- bis mittelkörnige Sandsteine mit Zwischenlagen von roten Schiefertonen	Unterer Buntsandstein
500,00—546,40	Hellrotbrauner, massiger Ton. Die Oberen Zechsteinletten sind vielleicht in den tiefsten Schichten enthalten, an den Proben aber nicht erkennbar, also wohl verrieben	Bröckelton
546,40—566,20	Graubrauner Dolomit	Plattendolomit
566,20—579,50	Rote Letten.	Untere Zechsteinletten
	Von hier ab Kerne	
579,50—583,50	Rote und graue schiefrige, z. T. massige Tone mit Lagen und Knollen von Anhydrit (bei 582 roter Ton mit Anhydritknollen und *Estheria Albertii*)	»
583,50—595,00	Vorwiegend graue, z. T. mattrote, schiefrige Letten und massige Tone mit dünnen Lagen von grauem Anhydrit	»
595,00—601,00	Dunkelgrauer feinkristallinischer Anhydrit	Anhydrit
601,00—603,00	Grauer Salzton	Salzton
603,00—611,00	Roter Salzton	»
611,00—617,00	Gelblichrotes grobspätiges Steinsalz mit grauem Salzton	Hauptsalzlager
617,00—622,00	Rotes Steinsalz	»
622,00—627,00	Blaßrotes Steinsalz	»
627,00—641,00	Rotes, z. T. hellrotes Steinsalz	»
641,00—644,00	Rotes Steinsalz mit grauem Salzton (im Salzton Spuren von Pflanzenresten und skelettartige Salzkristalle)	»
644,00—653,00	Rotes Steinsalz	»
653,00—666,00	Rotes Steinsalz mit grauen Anhydritlagen (bei 658 und 666 Pegmatitanhydrite)	»
666,00—689,50	Weißes und graues spätiges Steinsalz mit Anhydritlagen	»
689,50—722,00	Steinsalz mit Kalisalzschichten (das eigentliche Kalilager besteht von 714,5—718,3 aus Sylvin mit Steinsalz, von 718,3—721,8 aus Carnallit)	»
722,00—740,00	Rotes Steinsalz	»

Tiefe in Metern	Geognostische Bezeichnung	Formation
740,00—758,00	Hellgelbes und rötliches Steinsalz	Hauptsalzlager
758,00—843,00	Weißes und graues Steinsalz, sehr gleichmäßig	»
843,00—846,00	Grauer und weißlicher Anhydrit (Grenze Salz/Anhydrit läuft unter 45° schräg durch den Kern mit höckeriger Oberfläche)	Mittl. Zechstein

7. Bohrloch Bremen bei Dermbach der Gewerkschaft Erichsglück

	Bis 749 m gemeißelt	
0—757,00	Grauer, feinkristallinischer Dolomit	Plattendolomit
757,00—759,00	Grauer Kalksandstein und graue Letten	Untere Zechsteinletten
759,00—783,00	Graue und rote Letten mit Fasergips	»
783,00—784,00	Grauer, breccioser Letten	»
784,00—789,00	Dunkelgrauer, sehr feinkristallinischer Anhydrit	»
789,00—792,00	Rotbrauner Salzton	»
Liegendes	Grauer, feinkristallinischer Anhydrit mit rötlichem Steinsalz verwachsen	»
	Weiteres war über diese Bohrung nicht zu ermitteln	

Blatt Rommerz

8. Schacht Neuhof I der Gewerkschaft Neuhof. Blatt Rommerz[1])

0— 27,50	Meist grobkörniger weißer und roter, karbonatfreier, zu oberst etwas karbonathaltiger Sandstein	Mittlerer Buntsandstein
27,50—363,00	Blaßrote und weiße, feinkörnige, oben karbonatfreie, unten karbonathaltige Sandsteine mit wenigen Lagen von roten, selten grauen Letten, oft mit Tongallen, Netzleisten und Wellenfurchen	Unterer Buntsandstein
363,00—367,00	Blaßroter Sandstein mit dunkelrotbraunen Letten wechsellagernd	Unterer B. i. e. S. Schiefrige Übergangszone
367,00—387,00	Rotes, massiges Tongestein	Bröckelton
387,00—388,00	Blaßroter, karbonathaltiger Sandstein	»
388,00—407,00	Rotes, massiges Tongestein mit Knollen von Dolomit und Anhydrit und mit Fasergipsadern	»
407,00—408,00	Anhydrit, meist in Gips verwandelt	Obere Zechsteinletten
408,00—416,00	Bunte, rote und graue Letten mit Gips und Anhydrit (bei 410 mit hartem, kristallinischen, etwas sandigen, grauen Dolomit)	»
416,00—419,60	Hellgrauer Anhydrit, unten grauer, grobspätiger Gips	Plattendolomit
419,60—419,80	Schwärzlicher, z. T. hellerer Dolomit mit *Schizodus*	»
419,80—422,00	Schwarzer Letten mit auskeilenden, gelblichgrauen und schwarzen Dolomitlagen, die Kupferkies führen und von farblosen Gipsblättchen durchsetzt sind. *Schizodus*, Gastropoden und Pflanzenhäcksel	»

[1]) Die Proben dieses Schachtes verdankte ich dem freundlichen Entgegenkommen des Herrn Direktor Cronjaeger in Neuhof.

Tiefe in Metern	Geognostische Bezeichnung	Formation
bei 423,00	Hell- bis dunkelgrauer, feingeschichteter dolomitischer Letten, auf Klüften Kupferkies und Gips, *Schizodus* und Pflanzenhäcksel	Plattendolomit
» 424,00	Schwarzer bis gelblichgrauer Dolomit mit schwarzen Letten und mit Kupferkiesbelag und Gips	»
425,00—426,00	Hellgrauer, kalkfreier, massiger Ton	Untere
bei 427,00	Hellgrauer, z. T. dunkler porphyrartiger Anhydrit (in einer Grundmasse von feinkörnigem, kristallinem Anhydrit sitzen zahlreiche prismatische farblose Anhydritkristalle)	Zechsteinletten
428,00—430,00	Hellgrauer, kalkfreier, massiger Ton	»
431,00—432,00	Rote Tone	»
bei 433,00	Breccie aus rotem Ton und Gips mit einem Gang von rotem Steinsalz	»
» 434,00	Roter, massiger Ton	»
» 435,00	Lage von weißem, innen rötlichen Fasergips	»
436,00—439,00	Roter Ton mit Fasergips	»
bei 440,00	Grauer, z. T. rötlicher Ton	»
441,00—442,00	Rotes, massiges Tongestein mit Fasergips	»
443,00—446,00	Rote, z. T. ins Graue spielende, geschichtete Letten mit Fasergips	»
bei 448,00	Grauer mittel- bis feinkristalliner Anhydrit	»
448,00—450,00	Graue, wohlgeschichtete Letten mit Fasergipslagen und spätigem, grauen Gips	»
bei 451,00	Grauer, z. T. hellgrauer, mittel- bis feinkristallinischer Anhydrit	»
452,00—463,00	Salzton	Salzton
bei 452,00	Hellgrauer, wohlgeschichteter Salzton	»
453,00—454,00	Roter und grauer Salzton mit Harnischen und roten Steinsalzeinsprengungen	»
bei 455,00	Roter Ton mit blauen Anhydritknollen und Fasergipslagen	»
456,00—458,00	Roter Ton ohne Schichtung	»
bei 459,00	Grauer und roter Salzton mit Einsprengungen von rotem Steinsalz	»
» 460,00	Grauer, blättriger Salzton mit Einsprengungen von rotem Steinsalz	»
» 461,00	Roter, grau gefleckter Salzton	»
» 462,00	Grauer und roter Salzton mit Drusen und Kristallskeletten von rotem Steinsalz	»
» 463,00	Roter und grauer Salzton	»
463,00—470,00	Matt rötlich-weißes, grobspätiges Steinsalz	Hauptsalzlager
470,00—477,00	Rotes, spätiges, z. T. aber sehr untergeordnet auch sehr grobspätiges und dann heller gefärbtes Steinsalz	Oberes Älteres Steinsalz
477,00—483,00	Roter und gelblichgrauer, muschlig brechender Salzton, zu unterst mit Drusen und Kristallskeletten von rotem Steinsalz	»
483,00—490,00	Rotes, spätiges, in der Mitte auch weißes Steinsalz	»
490,00—491,00	Pegmatitanhydrit	»
491,00—503,00	Weißliches und rötliches, sehr grobspätiges Steinsalz	»
503,00—513,00	Oberes Kalilager	Oberes Kalilager
513,00—544,00	Rotes Steinsalz mit Kieseritschnüren (bei 538 Hartsalz)	Mittl. Älteres Steinsalz
544,00—546,00	Unteres Kalilager	Unteres Kalilager
546,00—552,00	Weißes und graues, spätiges Steinsalz	Unt. Älteres Steinsalz (soweit aufgeschlossen)

Im einzelnen ist über die Formationen dieser Profile folgendes zu bemerken:

1. Buntsandstein

Der Obere Buntsandstein, der nur in der Bohrung Bolleroda vollständig durchsunken wurde, zeigt einschließlich des Rötsalzes eine Mächtigkeit von rund 100 m. Der untere, graue Röt ist mit dem Salz etwa 40 m mächtig und besteht aus grauen, selten rötlichen, z. T. sandigen und glimmerführenden Letten, denen Anhydritlager zwischengeschaltet sind. Unter der untersten, 2 m mächtigen Anhydritschicht folgt das Steinsalzlager, weißes und gelbrotes Steinsalz enthaltend, darunter wieder Anhydrit von nur $^1/_2$ m Mächtigkeit, der sandig wird und in den Sandstein des Mittleren Buntsandsteins ebenso übergeht, wie das am Nordfuß des Heldrasteins bei Treffurt über Tage zu beobachten ist. Fossilien wurden im Röt nicht gefunden; es herrscht hier die westthüringische salinische Facies.

Der Mittlere Buntsandstein wurde in den Bohrungen Bolleroda, Wiesental und Heiligenmühle mit Mächtigkeiten von 175,5, 193 und 200 m vollständig durchbohrt, aber nur in der Bohrung Bolleroda vollständig in Kernen gewonnen. Die Grenze zwischen Mittlerem und Unterem Buntsandstein[1]) wurde hier an die Basis der untersten, grobkörnigen Schicht bei 559 m gelegt; man könnte sie aber auch bei 551 m an die Basis der besonders grobkörnigen Schichten legen. Der Mittlere Buntsandstein besteht im wesentlichen aus weißen und roten, vorwiegend grobkörnigen, daneben auch feinkörnigen Sandsteinen und sehr untergeordneten roten und grauen Schiefertonlagen; bei 400,5—410,5 enthält der dem Sandstein beigemengte Schieferton Knollen von rötlichem Anhydrit von 3 – 4 cm Größe. Solche Knollen sind über Tage nicht als Gipsknollen oder Hohlräume beobachtet. Bei 462 m, etwa 75 m unter der Unterkante des Röts fand sich in rötlichem Sandstein zahlreich *Gervillia Murchisoni* Gein., welche Muschel auch 1906 bei Hörschel, unweit Eisenach bei Ausschachtung des Wasserbehälters am Kleinen Eichelberg in roten Sandsteinplatten in großer Menge zu bemerken war[2]).

Die Sandsteine von 389,5—476,0 der Bohrung Bolleroda sind karbonathaltig, ein Beweis dafür, daß die von Kolesch[3]) für Ostthüringen nachgewiesene Kalkfreiheit des unteren Mittleren Buntsandsteins hier keine Geltung hat. Auch an der Grenze zwischen Mittlerem und Unterem Buntsandstein tritt in unserer Bohrung Bolleroda keine wesentliche Änderung im Karbonatgehalt auf. Im Schacht Neuhof sind nur die 27,5 untersten Meter des Mittleren Buntsandsteins aufgeschlossen und mit Ausnahme der obersten 10 m, die schwach karbonathaltig sind finden wir hier grobkörnige, karbonatfreie, weiße und rote Sandsteine. Oolithe oder Rogensteine wurden nicht beobachtet. Der Untere Buntsandstein wurde bei Bolleroda mit Einschluß des Bröckelschiefers 335 m

[1]) W. Frantzen, der Zechstein in seiner ursprünglichen Zusammensetzung und der Untere Buntsandstein in den Bohrlöchern bei Kaiseroda. Dieses Jb. f. 1894, S. 65 ff.

[2]) Erläuterung zu Blatt Eisenach-West S. 39.

[3]) K. Kolesch, Über die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Ostthüringen. Dieses Jb. f. 1908 Bd. XXIX, S. 589 ff.

mächtig angetroffen, bei Wiesental 364, bei Heiligenmühle 346 m, bei Neuhof im Schacht mit 378 m am mächtigsten. Hierin prägt sich wohl schon eine Mächtigkeitszunahme des Unteren Buntsandsteins nach Westen hin aus, die auch in anderen Bohrungen beobachtet ist. Der Untere Buntsandstein besteht in der Bohrung Wiesental und bei Neuhof aus feinkörnigen, oben meist karbonatfreien, unten karbonathaltigen, bei Bolleroda unten auch karbonatfreien, im übrigen Karbonatarmen, blaßroten, seltener weißen oder gelblichen Sandsteinen, die nur sehr wenige Zwischenlagen von grauen oder roten Letten enthalten. Auf den Schichtflächen der Sandsteine sind tonige oder glimmerreiche Bestege, Netzleisten und Wellenfurchen häufig; Oolithe sind nicht beobachtet. *Estheria Albertii* Voltz wurde in Bohrung Bolleroda bei 561, 572, 584, 624 und 628 m angetroffen. Andere Fossilien scheinen hier dem Unteren Buntsandstein zu fehlen. Zwischen dem Unteren Buntsandstein i. e. S. und dem Bröckelschiefer tritt in allen Kernbohrungen und auch über Tage eine Übergangszone auf, die durch eine häufige Wechsellagerung von sehr dünnen Sandstein- und Tonschichten zustande kommt. Sie tritt in der Bohrung Wiesental in einer Mächtigkeit von 18 m in die Erscheinung, ist aber auch über Tage vielfach wahrnehmbar, z. B. in dem Bahneinschnitt südöstlich Förtha und anderwärts auf Blatt Eisenach-West. Diese Übergangsschichten wurden mit zum Bröckelschiefer gezogen. Dieser hat bei Bolleroda eine Mächtigkeit von 25 m, bei Wiesental von 41,2, bei Heiligenmühle 46,2 und am Schacht Neuhof 40 m. Rechnet man bei Bolleroda die Oberen Zechsteinletten mit hinzu, so erhält man 34 m, bei Neuhof 49 m; bei Wiesental und Heiligenmühle sind Kerne von deutlichen Oberen Zechsteinletten nicht gewonnen worden, vermutlich sind sie beim Bohren verrieben. Wir können also als mittlere Mächtigkeit für den Bröckelschiefer mit Einschluß der Oberen Zechsteinletten 44 m annehmen. Im Bröckelschiefer, der fast überall aus dunkelrotbraunem, massigen Tongestein besteht, tritt fast überall ein $^1/_2$—1 m mächtiger, grobkörniger Sandstein auf, der bei Bolleroda kalkfrei ist und Anhydritbindemittel zeigt, bei Neuhof aber kalkhaltig ist. Außerdem sind Fasergipsgänge, Anhydrit-, Gips- und Dolomitknollen im Bröckelschiefer eine weit verbreitete Erscheinung; die Hauptmasse bildet jedoch stets das rote, massige Tongestein.

2. Zechstein

Der Obere Zechstein

Für den Oberen Zechstein bestehen auch in diesen Bohrungen ähnliche Übergänge vom Staßfurter Typus zum Werratypus, wie sie zuerst 1904 E. Zimmermann[1]) nach Untersuchung zahlreicher Bohrungen in Norddeutschland, im Harzvorland, in Thüringen und im Werragebiet

[1]) E. Zimmermann, Einiges über das norddeutsche Kalisalzlager und marine Versteinerungen darin. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1904, Mon.-Ber. S. 47—52.
E. Zimmermann, Der Thüringische Plattendolomit und seine Vertreter im Staßfurter Zechsteinprofil, sowie eine Bemerkung zur Frage der »Jahresringe«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 65, 1913, S. 357 ff.

nachgewiesen hat. Gestützt auf diese Untersuchungen konnte dann 1907 Everding[1]) seine allgemeine Bearbeitung der Salzlagerstätten geben, die die Erkenntnis der Kalilagerstätten wesentlich gefördert hat. Weitere, besonders auch petrographische Angaben über das Werra-Fuldagebiet, gab 1912 K. Beck[2]).

Der Obere Zechstein gliedert sich über Tage in Obere Zechsteinletten, Plattendolomit und Untere Zechsteinletten. In den Bohrungen treten zu diesen drei Abteilungen noch Anhydrit- und Salzlager hinzu.

Die Oberen Zechsteinletten sind in den Bohrungen meist nicht deutlich zu erkennen; in der Bohrung Bolleroda und im Schacht Neuhof bestehen sie aus einer etwa 9 m mächtigen Folge von roten und grauen, nur zum Teil deutlich geschichteten Tonen mit Fasergips und Anhydrit.

Während in den Bohrungen und Schächten des Werragebiets südlich vom Thüringer Walde über dem Plattendolomit bisher kein Salzlager erbohrt worden ist, zeigt die Bohrung Bolleroda unter den Oberen Letten einen 0,20 m mächtigen Anhydrit und darunter ein 14 m mächtiges Steinsalzlager, unter dem 20 m Hauptanhydrit und 1 m Plattendolomit folgen. Erst unter diesem verkümmerten Plattendolomit gelangt man dann in die Unteren Letten und in die grauen und roten, z. T. brecciösen Salztone, die die ältere Salzfolge vertreten. Es liegt also hier ein Jüngeres Steinsalz vor, das bei Bolleroda grauweiß bis topasgelb, z. T. auch rötlich ist. Die folgende tabellarische Zusammenstellung zeigt, daß dieses Salz nur mit dem sogenannten Jüngeren Steinsalz vom Staßfurter Typus verglichen werden kann.

Staßfurter Typus	Bolleroda	Werratypus
Obere Letten	Obere Letten 9 m	Obere Letten 5 m
Jüngeres Steinsalz	Jüngeres Steinsalz 14 »	
Hauptanhydrit	Hauptanhydrit 26 m	Plattendolomit 10–25 m
	Plattendolomit 1 »	
Grauer Salzton	Grauer Salzton 4 m	Untere Letten 35 m
	Breccien und Letten mit Anhydrit (12 m) = Vertreter	Jüngeres Steinsalz 5 »
Ältere Salzfolge	der älteren Salzfolge	Anhydrit 10 »
		Roter Salzton 10 »
		Älteres Steinsalz mit zwei Kalilagern (235 m)

Noch weiter geht aber die Übereinstimmung mit dem Staßfurter Typus, indem bei Bolleroda unter dem Jüngeren Steinsalz ein 26 m mächtiger Anhydrit folgt, der nur mit dem Hauptanhydrit des Staßfurter Profils verglichen werden kann. Petrographisch bietet dieser Anhydrit sowohl Merkmale des echten Hauptanhydrits, wie auch Eigenschaften

[1]) Beyschlag-Everding, Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze. Berlin 1907.
[2]) K. Beck, Petrographisch-geologische Untersuchung des Salzgebirges im Werra-Fuldagebiet der deutschen Kalisalzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. XX. Jg., 1912, S. 133–158.

des Plattendolomits; denn er zeigt nicht nur einen Gehalt an Dolomitsubstanz, sondern auch Lagen, die aus mit Dolomit unregelmäßig verwachsenem Anhydrit bestehen (922) oder es tritt zu beiden noch etwas schwarzer Salzton hinzu (933). Die Basis dieses Hauptanhydrits bildet in Bolleroda ein dunkelgrauer Ton mit einer Dolomiteinlagerung, die *Schizodus* führt und als ein verkümmerter Plattendolomit anzusehen ist. Wie ferner im Staßfurter Typus unter dem Hauptanhydrit gewöhnlich der graue Salzton liegt, so folgt auch hier unter dem Hauptanhydrit und verkümmerten Plattendolomit ein grauer Salzton mit undeutlichen Pflanzenresten und die darunter folgenden Letten, Breccien aus Ton und Salz und Anhydrite sind als Vertreter der Älteren Salzfolge anzusehen.

Die Bohrung Bolleroda bietet also für den Oberen Zechstein ein Profil dar, das den Übergang vom Staßfurter zum Werraprofil in ausgezeichneter Weise vor Augen führt. Wie bei den Profilen E. Zimmermann's liegt der Anhydrit oben, der Dolomit im wesentlichen unten. Die Oberen Zechsteinletten waren außer bei Bolleroda nur noch in dem Schacht Neuhof gut aufgeschlossen; hier liegt unter dem Bröckelschiefer ein in Gips umgewandelter 1 m mächtiger Anhydrit und darunter 8 m roter und grauer Letten mit Anhydrit.

Der Plattendolomit besteht in der Bohrung Wiesental aus einer annähernd 15 m mächtigen Folge von grauen, z. T. oolithischen und vielfach auch porösen Dolomitschichten; seine Mächtigkeit ist also hier gegenüber der in der Salzungen-Vachaer Gegend (22—25 m) etwas reduziert. Bei dem Schacht Neuhof zeigt sich eine weitere Abnahme der Mächtigkeit, indem sich eine Art Wechsellagerung zwischen schwarzen Dolomitlagen und grauen und schwarzen, meist dolomitischen Letten einstellt. Die Dolomitlagen enthalten Steinkerne von *Schizodus* und kleinen nicht näher bestimmbaren Schnecken.

Die Unteren Zechsteinletten sind in der Bohrung Bolleroda nicht deutlich abzugrenzen, weil das Ältere Steinsalz hier ausgelaugt ist und durch Breccien vertreten wird. An der Basis des Plattendolomits liegt hier (935—936) ein grauer Ton mit Pflanzenresten, den man wohl als eine Andeutung von grauem Salzton auffassen darf. In der Bohrung Wiesental sind die Unteren Zechsteinletten 22,5 m mächtig und bestehen aus bunten Letten mit Gips und Anhydrit; bis zum Hauptsalzlager folgen noch 5 m Anhydrit und 37 m Salzton. In der Bohrung Bremen bei Dermbach der Gewerkschaft Erichsglück, von der mir nur ein Teil der Kerne vorgelegen hat, liegen unter dem Plattendolomit 2 m graue Kalksandsteine mit grauen Letten. Ähnliche Sandsteinplatten findet man über Tage bei Eckardtshausen, am Grünen Jäger bei Förtha und in der Gegend südlich von Neuenhof a. d. Werra[1]). Nach Zimmermann (l. c. S. 363) kommt diesem kalkigen Sandsteinhorizont in dem Vergleich mit dem Staßfurter Profil eine besonders wichtige Rolle zu, nämlich die einer durchgehenden klastischen Schicht, die auf weite Entfernung aushält und nach NO hin in den grauen Salzton hineinläuft. An der Basis

[1]) Erläuterungen zu Eisenach-West S. 31.

der Unteren Zechsteinletten liegen in der Bohrung Bremen 1 m brecciöse graue Letten, die wohl ein Salzlager vertreten mögen, dann folgt darunter ein 5 m mächtiger Anhydrit und der rote Salzton, unter dem dann das Hauptsalzlager beginnt.

In der Bohrung Heiligenmühle sind die obersten 13 m des Unteren Zechsteinlettens durch Spülung verloren, dann folgen 4 m rote Letten, die ziemlich massig sind mit *Estheria Albertii* Voltz bei 582 m und bis 595 m vorwiegend graue Letten, die Anhydrit enthalten, bei 593,5 m etwas Pflanzenhäcksel führen und bei 592 und 594 m brecciös sind. Anscheinend vertreten diese Breccien ein in den Werrabohrungen öfter beobachtetes Steinsalzlager, das in der Vachaer Gegend etwa 10 m mächtig ist[1]). Im Schacht Neuhof ist der Untere Zechsteinletten 25 m mächtig und besteht aus roten und grauen Letten mit Gips und Anhydrit. Der in den Bohrungen im Werragebiet sonst meist vorhandene 10-Meter-Anhydrit fehlt hier, doch treten zu unterst zwei geringmächtige Anhydritlagen auf. Der Salzton ist hier vorwiegend rot, z. T. auch grau und enthält in mehreren Lagen rote, skelettförmige Steinsalzkristalle. Mit Ausnahme der Pflanzenreste im Salzton der Bohrung Bolleroda wurden im Salzton keine Versteinerungen gefunden.

Das Hauptsalzlager

Die ältere Salzfolge ist im Bohrloch Bolleroda ausgelaugt, in den Bohrungen bei Unterrohn und im Schacht Neuhof sind folgende Salzschichten durchsunken worden:

	Bohrloch Unterrohn I	Bohrloch Unterrohn II	Schacht Neuhof
Oberes Älteres Steinsalz	rot 45 m } 157 m	rot 26 m } 119 m	} 40 m
» » »	grau 112 » }	grau 93 » }	}
» Kalilager	5,6 m[1])	16,5 m[1])	10 »[2])
Mittleres Älteres Steinsalz	rot u. grau 22 m		31 »
Unteres Kalilager	1 »	93 »	2 »
» Älteres Steinsalz	70 »		z. T. 6 »

Die Kalilager sind in den Unterrohner Bohrungen nicht normal entwickelt, sondern nur durch Steinsalz mit dünnen Kalisalzschnüren vertreten, sodaß das Lager nach NO hin immer mehr zu vertauben scheint. In dem oberen Teil des Älteren Steinsalzes sind besonders einige Lagen von Pegmatitanhydritähnlichen[3]) Verwachsungen von Anhydrit mit Steinsalz bemerkenswert. In der Bohrung Unterrhon I fanden sich solche Lagen bei 172, 176, 180 und 201, in II nur zwischen 138 und 153 m Tiefe. In der Bohrung Heiligenmühle beträgt die

[1]) Fulda in Erläuterungen zu Vacha, 2. Aufl., S. 20.

[2]) Bei diesen Zahlen sind Steinsalzlagen mitgerechnet; die Angaben über Mächtigkeit und Art der Kalisalzlager beruhen auf damaligen Mitteilungen der Gesellschaften.

[3]) E. Zimmermann, Über »Pegmatitanhydrit« und den mit ihm verbundenen Salzton, Ztschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 59, Jg. 1907, S. 142.

Mächtigkeit des Oberen Älteren Steinsalzes 103 m, die der Kalilager 7,3 m, die des Unteren Älteren Steinsalzes 121 m; Pegmatitanhydritähnliche Lagen treten bei 656, 658, 659 und 666 im Roten Steinsalz auf, das Untere Ältere Steinsalz ist nur in den oberen 36 Metern rötlich, dann bis zum liegenden Anhydrit grau. Die Ausbildung des Hauptsalzlagers im Schacht Neuhof weicht von den Profilen des Werragebiets schon recht ab, indem das Obere Ältere Steinsalz nur 40 m mächtig ist und von 477—483 dem Steinsalz nochmals roter und grauer Salzton eingeschaltet ist. Bei 491 zeigt sich eine Lage von Pegmatitanhydrit. Das Obere Kalilager ist hier 10 m[3]), das Mittlere Ältere Steinsalz 31 m, das Untere Kalilager 2 m mächtig, während vom Unteren Älteren Steinsalz nur 6 m erschlossen wurden. In der benachbarten Bohrung Rommerz (Siegel IV) ist das Obere Ältere Steinsalz 60 m, das Obere Kalilager 9,3 m[1]), das Mittlere Ältere Steinsalz 48,1 m, das Untere Kalilager 3 m und das Untere Ältere Steinsalz 59,5 m mächtig. Das Obere Kalilager besteht hier aus Carnallit, Sylvinit und Hartsalz, das Untere aus Sylvinit und Kainit. Trotz der genannten Abweichungen zeigt demnach das Neuhofer Profil noch den Werratypus.

Der Mittlere Zechstein.

In den Bohrungen Unterrohn I und II geht das Untere Ältere Steinsalz ganz plötzlich in einen grauen, z. T. reichlich mit Dolomit verwachsenen Anhydrit über, der bis zu 2 m mächtig wird; darunter folgen in beiden Bohrungen 3 m Anhydritknotenschiefer und zu unterst ca. 2 m nochmals Anhydritdolomite, die z. T. in Anhydritknotenschiefer übergehen. Auch in der Bohrung Hundskopf ist der Übergang vom Unteren Älteren Steinsalz zum Anhydrit sehr scharf: auf das Salz folgen 3 m Anhydritdolomit und dann 2,3 m Anhydritknotenschiefer. In der Bohrung Heiligenmühle schneidet das Salz schräg scharf am liegenden Anhydrit ab. Wie schon Frantzen 1894 erkannte, entsprechen den Anhydritdolomitgesteinen über Tage die Rauchwacken des Zechsteins, dem Anhydritknotenschiefer der Blasenschiefer.

Vergleicht man jedoch die Bohrprofile von Unterrohn mit den Tagesprofilen auf den Blättern Eisenach und Salzungen, so fällt auf, daß in den Profilen des Salzungen-Vachaer Kaligebiets für die Rauchwacken und Letten des Mittleren Zechsteins, wie sie besonders zwischen Epichnellen und Neuenhof über Tage ausgezeichnet entwickelt sind, kein Äquivalent vorhanden ist. Erst wieder in der Bohrung Profisch[2]) zwischen Schweina und Gumpelstadt sind über dem obersten Anhydritknotenschiefer des Mittleren Zechsteins diese Schichten wiederzuerkennen; das Teilprofil lautet hier:

---

[1]) Beck, l. c. S. 139, gibt dagegen nur 3 m durchschnittliche Mächtigkeit für das Obere Lager an, sodaß hier wohl Kalisalzeinlagerungen des untersten hangenden Steinsalzes mitgerechnet sind.

[2]) Nach dem von E. Zimmermann 1900 aufgestellten Schichtenverzeichnis, vgl. auch Erläuterungen zu Blatt Salzungen 1914 S. 98.

1.	10,5 m	Plattendolomit	} des Oberen Zechsteins	
2.	23 »	Untere Zechsteinletten		
3.	15 »	Anhydrit. z. T. mit Dolomit verwachsen	} des mittleren Zechsteins	
4.	3 »	Graue Letten mit Gips		
5.	2 »	Gips und Anhydrit		
6.	7 »	Anhydritknotenschiefer und Anhydrit		

Darunter folgt normal der Untere Zechstein mit Mergelkalk, Kupferschiefer und Sanderz. Das zwischen Schicht 2 und 6 dieses Profils zu erwartende Hauptsalzlager fehlt hier infolge Auslaugung, ist aber wohl von vornherein nicht so mächtig, wie an der Werra vorhanden gewesen. Man muß nun wohl annehmen, daß die Schicht 3 die über Tage vorhandene Rauchwacke des Mittleren Zechsteins vertritt, zumal, wenn nach dem Thüringer Walde hin zu dem Anhydrit noch mehr Dolomit hinzutritt, wie es der Fall ist. Wo also, wie bei Epichnellen die Rauchwacken und gipsführenden Letten des Mittleren Zechsteins zu Tage treten oder in Bohrungen erschlossen sind, wie bei Profisch, da fehlt infolge Auslaugung das Hauptsalzlager oder seine Vertretung durch Steinsalz und Anhydrit und wo das Hauptsalzlager vorhanden ist, wie im Werragebiet, da fehlen die erstgenannten Schichten. Hiernach vertreten sich diese beiden Schichtenkomplexe und man kann daher den Oberen Zechstein unten mit den Unteren Zechsteinletten abschließen und das ganze Ältere Steinsalz mit den Kalisalzen ebenso wie die Letten mit Gips und die Rauchwacke zum Mittleren Zechstein rechnen.

Einen weiteren Beweis für die gegenseitige volle oder teilweise Vertretung dieser Schichten liefert noch die Bohrung Melborn[1]), in der wir nach E. Zimmermann folgendes Teilprofil haben:

1.	15,5 m	Obere Zechsteinletten und Grenzanhydrit	} Oberer Zechstein	
2.	7,5 »	Letten, Lettenbreccie mit Anhydrit und Dolomit (vertritt Jüngeres Steinsalz)		
3.	24,0 »	Hauptanhydrit		
4.	9,5 »	Plattendolomit		
5.	13,5 »	Grauer Salzton und Untere Zeichsteinletten		
6.	31,4 »	Anhydrit mit Dolomit (= Hauptdolomit)	} Mittlerer Zechstein	
7.	6,8 »	Bunte Letten mit Gips		
8.	114,10 »	Steinsalz (Hauptsteinsalzlager)		
9.	3,5 »	Anhydrit		
10.	7,8 »	Ältestes Steinsalz		
11.	2,6 »	Anhydrit (Schlußtiefe 1057,20 m)		

Denkt man sich in diesem Profil die Salzlager Nr. 8 und 10 ganz und die Anhydrite z. T. ausgelaugt, so erhält man ungefähr das Tagesprofil zwischen Epichnellen und Neuenhof, mit anderen Worten: das Ältere Steinsalz ist hier mit den Vertretern des obersten Mittleren Zechsteins eng verknüpft. Es findet also nach NO hin eine Anreicherung des Hauptsalzlagers mit Anhydrit und Dolomit statt, während im SW diese Schichten allein durch das Hauptsalzlager vertreten werden.

---

[1]) E. Zimmermann, Erläuterung zu Blatt Wutha S. 101—105.

Der Untere Zechstein

Der Untere Zechstein weicht von den am Thüringer Wald beobachteten Profilen nicht ab. In der Bohrung Hundskopf hat man z. B.

7,55 m Mergelige Kalke uud Mergelschiefer
0,60 » Kupferschiefer
0,75 » Zechsteinkonglomerat

3. Rotliegendes

In der Bohrung Hundskopf wurden unter dem Zechstein bis zum Glimmerschiefer des Grundgebirges noch 139,15 m Oberrotliegendes durchbohrt, das folgendes Profil zeigt:

5,15 m Grauliegendes (gebleichtes Rotliegendes) Konglomerat
21,85 » Rote Schiefertone mit Sandsteinen und kleinstückigen Konglomeraten
80,65 » Rote Schiefertone und Sandsteine
29,00 » Rote Sandsteine und kleinstückige Konglomerate
2,50 » Rotes Konglomerat (besteht aus Glimmerschiefer)

Es ist wohl möglich, daß diese rund 140 m mächtige Schichtenfolge von Oberrotliegendem hier lokal die ganze Mächtigkeit des Oberrotliegenden darstellt, doch ist die Gesamtmächtigkeit der über Tage am Thüringer Wald nordöstlich von Salzungen auftretenden Konglomerate, Schiefertone und Sandsteine des Oberrotliegenden sicher größer, mindestens wohl an 200 m und sie steigt auf Blatt Eisenach-West[1]) noch bis zu rund 320 m. Da die Grenze zum Glimmerschiefer in der Bohrung Hundskopf eine schräg einfallende Kluft bildet, so kann auch eine Verwerfung vorliegen.

4. Grundgebirge

Das Grundgebirge bildet unter dem Rotliegenden in der Bohrung Hundskopf Glimmerschiefer mit einigen dünnen Flasern und Linsen von grauem, grünlichen oder rötlichem kristallinen Kalk. Es scheinen hier also ähnliche Kalkeinlagerungen vorzuliegen, wie sie R. Scheibe[2]) bei Brotterode im Glimmerschiefer beobachtet hat. Das Auftreten dieser Kalklinsen deutet auf die ursprünglich sedimentäre Natur dieser Schichten hin, die nachträglich metamorphosiert worden sind.

Zusammenfassung

Der Obere Buntsandstein ist bei Bolleroda 100 m, seine untere Abteilung, der graue Röt 40 m mächtig; an dessen Basis liegt ein 19 m mächtiges Steinsalzlager. Der Mittlere Buntsandstein ist in den Bohrungen 175 bis 200 m mächtig, die Grenze des Unteren zum Mittleren Buntsandstein wird durch das Auftreten grobkörniger Sandsteine gekennzeichnet. 75 m unter der Rötgrenze tritt bei Bolleroda im Mittleren Buntsandstein *Gervillia Murchisoni* auf. Der letztere ist hier größtenteils schwach karbonathaltig; die von Kolesch in Ostthüringen

[1]) Erläuterung zu Eisenach-West, S. 13.
[2]) Nach einer mündlichen Mitteilung von R. Scheibe.

beobachtete Kalkfreiheit des unteren Mittleren Buntsandsteins ist also hier nicht vorhanden. Der Untere Buntsandstein wird 335—378 m mächtig angetroffen und nimmt nach Westen hin an Mächtigkeit zu. Bei Bolleroda sind im obersten Fünftel des Unteren Buntsandsteins Estherien ziemlich häufig. Der Karbonatgehalt ist in den oberen Schichten sehr gering, unten teilweise höher. Der Bröckelschiefer ist überall rotes, massiges Tongestein und enthält unten meist eine etwa $^1/_2$ m mächtige, grobkörnige Sandsteinlage. Rogensteine fehlen im Mittleren und Unteren Buntsandstein. Im oberen Teil des Unteren Buntsandsteins läßt sich keine Gliederung gewinnen.

Die Oberen Zechsteinletten sind rote und graue, teils massige, teils geschichtete Tone von rund 9 m Mächtigkeit. Der Plattendolomit zeigt eine Mächtigkeitsabnahme von O nach W, bei Neuhof ist er, einen ihm auflagernden 4 m-Anhydrit mitgerechnet, nur noch 9 m mächtig und wechsellagert mit schwarzen Letten. Im Bohrloch Bolleroda ist über dem Plattendolomit an der Basis der Oberen Zechsteinletten ein 15 m mächtiges Steinsalzlager vorhanden, das dem Jüngeren Steinsalz des Staßfurter Typus entspricht. Den Plattendolomit vertritt hier ein dem Hauptanhydrit entsprechender, z. T. dolomitischer Anhydrit, der zu unterst 1 m graue Letten mit Dolomit führt. Dieses Profil leitet also zum Staßfurter Profil hinüber. Die Unteren Zechsteinletten sind bunte Letten mit Gips und Anhydrit von rund 24 m Mächtigkeit; vereinzelt fand sich darin *Estheria Albertii* Voltz und etwas Pflanzenhäcksel. Das im Werragebiet in den Unteren Zechsteinletten beobachtete Steinsalzlager fehlt hier oder ist durch Lettenbreccie vertreten. Die Kalilager sind bei Unterrohn vertaubt, bei Neuhof gut entwickelt, an beiden Orten kommen im Steinsalz Pegmatitanhydrite vor.

Der Mittlere Zechstein besteht bei Unterrohn aus Anhydritdolomit und Anhydritknotenschiefer. Da über Tage zwischen Epichnellen und Neuenhof über dem Blasenschiefer noch gipsführende Letten und Rauchwacken (Hauptdolomit) folgen, so entsprechen diese Schichten einschließlich der früher vorhandenen, jetzt aber ausgelaugten Zwischenlagen von Salz und Anhydrit dem Hauptsalzlager des Werragebiets. Auch die Bohrungen Profisch und Melborn zeigen, daß das Hauptsalzlager des Werragebiets in den oberen Mittleren Zechstein einzuordnen ist und dem Älteren Steinsalz des Staßfurter Typus entspricht.

Der Untere Zechstein weicht in den Bohrungen von den Tagesprofilen nicht ab.

Das in der Bohrung Hundskopf erbohrte, 139 m mächtige Oberrotliegende liegt dem, in einer Mächtigkeit von 50 m erbohrten Glimmerschiefer auf, der Linsen von kristallinem Kalk enthält, also nachträglich metamorphosiertes Sediment darstellt.

Der Briloner Massenkalksattel, die Devon-Carbonmulde von Nehden und das Oberdevon-Culmgebiet von Rixen, Scharfenberg und Wülfte

Von Herrn **Werner Paeckelmann** in Berlin.

Hierzu Tafel 1 und 2

I. Allgemeines

Das weite Massenkalkgebiet der Briloner Hochfläche erstreckt sich von Altenbüren (Bl. Brilon) im Südwesten bis nach Bleiwäsche (Bl. Madfeld) im Nordosten. Der etwa 16 km lange Nordrand dieses trotz seiner Höhenlage landwirtschaftlich wichtigen Kalkplateaus ist ziemlich geradlinig vom Nordhange des Kreuzberges bei Altenbüren über das Möhnetal hinweg zum Almetal bei Oberalme und von dort bis Bleiwäsche zu verfolgen. Die Ostgrenze verläuft im allgemeinen südlich bis zur Rösenbecker Culmmulde südwestlich von Madfeld und wird durch eine Reihe von nordnordwestlich streichenden Abbrüchen in einzelne Staffeln zerlegt. Der Südrand ist weit weniger einheitlich als der Nordrand und wird vor allem durch die in das Kalkplateau eingebrochenen Culmgebiete von Thülen und Brilon beeinflußt, wie bereits kurz dargestellt wurde[1]). Die größte Breite von etwa 6 km besitzt das Kalkplateau östlich und westlich vom Thülener Graben. Zwischen Altenbüren und Brilon wird es durch die in seinem Sattelkern zu Tage tretenden obermitteldevonischen Schiefer in einen nördlichen und einen südlichen Kalkzug geteilt. Bei Nehden ist die berühmte, nur wenig über 1 qkm große, aus Oberdevon und Culm zusammengesetzte Mulde in das Plateau eingesenkt.

Im Norden grenzt das Kalkmassiv gegen ein stark spezialgefaltetes Vorland oberdevonischer und culmischer Schichten. Im Westen, bei Rixen, besitzt das Oberdevonband eine Breite von fast 2 km, verschmälert sich nach Osten zu und versinkt westlich des Möhnetales infolge eines grabenförmigen Einbruches von culmischen Schichten am Osterhof bei Wülfte. Am östlichen Möhneufer erscheint das Oberdevonband von neuem in 1 km Breite, verschmälert sich aber wiederum

[1]) Dies. Jahrb. f. 1925, Bd. XLVI, S. 210—230.

schnell, um kurz vor Haus Tinne am Rande des Massenkalkes endgültig zu verschwinden. An das Oberdevon-Culmkieselschieferband, bezw. an das östliche Kalkplateau unmittelbar, schließt sich eine von Culmtonschiefern eingenommene Längssenke an, die in der Linie Scharfenberg—Nieder-Alme—Bleiwäsche nach Norden zu in das bewaldete, aus jungculmischen bezw. flözleeren Schiefern und quarzitischen Grauwacken aufgebaute Bergland im Süden der Kreidedecke des Haarstranges übergeht.

II. Der Briloner Sattel

Auf Grund der Beobachtungen des Vorjahres war ich zu der Überzeugung gekommen, daß das Briloner Kalkplateau als autochtoner Sattel aufzufassen ist. Die nunmehr zum Abschluß gebrachte Kartierung des ganzen Massivs kann diese Anschauung nur bestätigen. A. Denckmann, W. Henke und W. Klüpfel[1]) haben sich für eine Deckennatur des Briloner Massivs ausgesprochen.

Die Frage — Deckenbau oder autochtoner Sattel — ist von großer Bedeutung für die praktische Lösung der zurzeit akuten Frage, wie und ob die großen, im Kalkplateau aufgespeicherten Wasservorräte für das nördlich gelegene Industriegebiet nutzbar gemacht werden können. Hier seien nur ganz kurz die Hauptgründe angeführt, die für einen autochtonen Sattel sprechen:

1. Die jungmitteldevonischen Schiefer (Oberhonseler Schichten) von Altenbüren-Brilon liegen, soweit sie nicht durch jüngere Tektonik gestört sind, im normalen Liegenden des Schwelmer Kalkes; sie bilden den Sattelkern, der auch nach Westen zu, über die Altenbürener Störung hinaus, weiter zu verfolgen ist. Nach Westen zu verkümmert die Massenkalkfacies; schon bei Altenbüren ist die Reduktion des Massenkalkes zugunsten der Lenneschiefer- bezw. der Flinzentwicklung, die bei Nuttlar herrscht, klar zu erkennen. Durch die Altenbürener Störung wird der facielle Gegensatz unterstrichen. Diese Störung selbst dürfte in Verbindung mit der Faltung als Folge des Gegensatzes zwischen dem westlichen Schiefergebiet und der östlichen Kalkmasse zu erklären sein (vgl. die vorjährigen Bemerkungen).

2. Im östlichen Teile des Kalkplateaus, wo die Riffbildung die größte Mächtigkeit erreichte, ist der Schwelmer Kalk auf den zentralen Teil beschränkt, während die jüngeren Horizonte, der Eskesberger und Dorper Kalk, die Randpartieen einnehmen.

In einer brieflichen Mitteilung spricht Herr Klüpfel die Meinung aus, daß »die auf dem Kalkplateau hintereinander reihenartig aufragenden Riffbänke unter sich identisch« seien, »was auf eine Art Schuppenstruktur hindeuten würde«. Es soll nicht bestritten werden, daß die aus der verlehmten Kalkfläche herausragenden Felsgruppen vielfach bestimmten Bankfolgen entsprechen. So habe ich auch selbst

[1]) Nach einer mir von Herrn Klüpfel liebenswürdigerweise zur Verfügung gestellten Mitteilung.

schon früher die Vermutung ausgesprochen, daß in dem Klippenzuge Hölsterloh-Tettler-Kirchloh-Romberg eine bestimmte tektonische Einheit angedeutet sein könnte (a. a. O., S. 215). Ähnliche Klippenzüge ließen sich leicht durch weitere Beispiele belegen. Die Entstehung dieser Felsbildungen, die sehr zur Belebung des sonst so eintönigen Briloner Kalkgebietes beitragen, ist aber im wesentlichen wohl nicht auf tektonische Schuppung, als vielmehr auf reine Denudation bezw. auf Karstwirkung zurückzuführen.

3. Die Mulde von Nehden. R. WEDEKIND hat das Oberdevon-Culm-Vorkommen von Nehden als ein Gebiet mit ausgesprochener Schuppenstruktur dargestellt[1]). A. DENCKMANN hat sich in amtlichen Gutachten der Ansicht WEDEKIND's angeschlossen und glaubt in der Schuppenstruktur des Nehdener Gebietes den Hauptbeweis dafür erblicken zu können, daß der Briloner Massenkalk den Rest einer »gewaltigen Überschiebungsmasse« darstelle. Beeinflußt durch die Auffassung WEDEKIND's hat W. KLÜPFEL (einer brieflichen Mitteilung zufolge) bei Nehden sogar »tatsächlich den Eindruck eines Fensters« gewonnen.

Wegen ihrer großen Bedeutung für die Lösung der tektonischen Gesamtprobleme des Briloner Kalkmassivs wurde die Umgebung von Nehden mit besonderer Sorgfalt im Maßstabe 1:10000 kartiert. Dabei ergab sich ein unerwartet einfaches Bild (Tafel 1): Eine Mulde, die im Norden und im Süden ohne Störung in den liegenden Massenkalk übergeht. Im Westen und im Osten wird die Mulde von Verwerfungen begrenzt, zwischen denen sie zusammen mit einem Massenkalkstreifen grabenförmig um einige 100 m versenkt wurde. Die Randstörungen haben (wie am Thülener und Briloner Graben und wie die Altenbürener Querstörung) annähernd nordsüdlichen Verlauf; an ihnen schneiden die normalen NW-gerichteten Querverwerfungen, die das Nehdener Gebiet in großer Zahl durchsetzen, ab. Die einzige Komplikation der Nehdener Mulde selbst wird durch eine streichende Störung bewirkt, die annähernd im Muldenkern verläuft, aber nur geringe Verwurfshöhe besitzt.

Es kann kein Zweifel mehr bestehen, daß wir im Nehdener Gebiet eine einfache Spezialmulde innerhalb des Briloner Massenkalksattels vor uns haben, durchaus im Sinne von STEIN und E. SAYSER.

Der Briloner Massenkalksattel zeigt nicht unerhebliche Spezialfaltung. Leider ist diese aber im einzelnen meist nur unvollkommen festzulegen, weil über große, verlehmte Flächen hinweg eine Beobachtung der Lagerung unmöglich ist. Außerdem wird die Verfolgung der Spezialfalten durch die jüngere Quertektonik stark erschwert. Die beigegebenen Profile 1—4 sollen das auf Grund der Kartierung gewonnene Bild des Briloner Sattels veranschaulichen.

[1]) Beiträge zur Kenntnis des Oberdevon am Nordrande des rechtsrheinischen Schiefergebirges. Nachr. d. K. Ges. d. Wissenschaften zu Göttingen. Math.-phys. Klasse, 1911, S. 4—10.

Der Kern des Sattels besteht aus fossilreichen, kalkigen Schiefern der Oberhonseler Schichten, die den Höhenrücken im Norden des Brilon-Altenbürener Tales einnehmen. Am vollständigsten ist diese eintönige, mächtige Schichtenfolge an der Rixener Straße zwischen Brilon und den Aamühlen aufgeschlossen. Das Einfallen ist ganz überwiegend steil südlich und oft schwer von der Schieferung zu unterscheiden. Überkippte, isoklinale Spezialfalten scheinen eine große Rolle zu spielen. Die Überlagerung der Schiefer des Sattelkerns durch den Schwelmer Kalk ist z. Zt. nirgends aufgeschlossen, doch ergibt sich aus dem gewonnenen Kartenbilde, daß die Grenze zwischen diesen beiden Horizonten auf dem Südflügel des Sattels im allgemeinen normal ist. Nur am Hexenstein werden die Schiefer infolge einer streichenden Störung unmittelbar neben Eskesberger Kalk verworfen, der dort als 500 m breiter Grabeneinbruch tief in das Schiefergebiet vordringt. Am Briloner Calvarienberg (»Am Hollemann«) wird die Südgrenze des Schiefersattels durch eine stark hervortretende Querverwerfung abgeschnitten, die sich im Tal nördlich vom Kl. Renzelberg mit der Briloner Hauptverwerfung (vergl. den vorjährigen Bericht S. 221) schart. Zwischen diesen beiden Verwerfungen dringt ein keilförmiger Lenneschieferhorst, auf dem die Stadt Brilon liegt, fast 1 km nach Süden vor.

Zwischen Altenbüren und Brilon bietet der Massenkalkzug des Südflügels keine tektonischen Besonderheiten, abgesehen von dem eben erwähnten Graben des Hexensteins. Im allgemeinen folgt auf die Honseler Schichten der Schwelmer Kalk, fossilreich besonders an den »Drei Steinen« in typischer petrographischer und faunistischer Entwicklung aufgeschlossen. Das Einfallen ist südlich, meist ziemlich flach (vergl. Profil 3). Die Mächtigkeit des Schwelmer Kalkes beträgt bei den Drei Steinen etwa 225—250 m und nimmt nach Westen zu ab. Es scheint, daß bei Altenbüren der Schwelmer Kalk bereits fehlt und durch Schiefer der Honseler Schichten vertreten wird. Über dem dunklen Schwelmer Kalk folgt in größerer, wenigstens 400 m betragender Mächtigkeit der helle Eskesberger Kalk, am Briloner Calvarienberg mit dem in der Literatur viel besprochenen Diabas und Schalstein[1]). Am Gr. Renzelberg reicht der Massenkalk örtlich als Dorper Kalk bis ins Oberdevon hinauf[2]).

Am Warenberg bei Altenbüren streicht der Massenkalk des Südflügels des Briloner Sattels noch in 450 m Breite zutage aus. Er wird dann von der Altenbürener Querstörung abgeschnitten. Westlich der Störung ist zunächst zwar auch noch unverkennbarer Massenkalk aufgeschlossen, und zwar im Profil der Lenneschiefer, doch beträgt seine Mächtigkeit bei Altenbüren nur noch etwa 100 m; nach Antfeld zu scheint dieser Kalkzug schnell auszukeilen; schon am Nordhange des Steinberges (Bl. Eversberg) ist er nur noch eben nachweisbar. Die ge-

[1]) Ähnlich wie am Messinghäuser Sattel. Vgl. dies. Jahrb. f. 1925, S. 218.
[2]) A. a. O., S. 218.

nauere stratigraphische Position des westlich der Altenbürener Störung auftretenden Massenkalkes ist noch nicht geklärt, da bisher bestimmbare Fossilien fehlen und die Lage im Schichtenverbande keinen unmittelbaren Vergleich mit dem Briloner Sattel zuläßt.

Der im Norden des Altenbüren-Briloner Schiefergebietes gelegene Massenkalkzug ist tektonisch wesentlich komplizierter als der Südflügel. Am Kreuzberg beginnt der nördliche Kalkzug an der Altenbürener Störung in 250 m Breite. Bis zur Nieder-Mühle im Aatal bildet er eine schmale, dolinenreiche Längssenke zwischen dem aus Honseler Schichten bestehenden Bergzuge der »Haar« und den bewaldeten Oberdevon-Culm-Rücken des Winter- und Greifenberges im Norden. Die morphologische Besonderheit dieses westlichen Nordflügels des Briloner Sattels ist offenbar bedingt durch die geringe Ausstrichsbreite des Kalkzuges, durch sein Abschneiden an steilen streichenden Störungen und die dadurch geschaffenen hydrologischen Sonderverhältnisse. Wie Profil 3 zeigt, liegen flach südlich einfallende Eskesberger Kalke neben Honseler Schichten. Über den Charakter der streichenden Störung, die diesen Verwurf bewirkt hat, ist nichts bekannt. Erst südlich der Nieder-Mühle scheinen sich geringe Reste von Schwelmer Kalk an der Grenze zum schiefrigen Mitteldevon einzustellen. Es folgt dann eine beträchtliche Querverwerfung und östlich derselben eine starke Verbreiterung des nördlichen Massenkalkzuges am Rattmerstein. In den Steinbrüchen der Stadt Brilon sind dort typische, fossilreiche, schwarze Schwelmer Kalke mit *Amphipora*-Bänken aufgeschlossen, die mit 25—50° nach Süden einfallen; im scheinbaren Liegenden dieser Schwelmer Kalke folgen nach Norden zu mit annähernd gleichem Einfallen am Kreuz des Rattmersteins und am Blumenstein helle Eskesberger Kalke. Die Annahme einer streichenden Störung zwischen Schwelmer- und Eskesberger Kalk ist auf Grund der Kartierungsbeobachtungen unwahrscheinlich; die Lagerung läßt sich daher nur durch Annahme einer überkippten Schichtenfolge erklären, eines überkippten Spezialsattels von Schwelmer Kalk, dessen Südflügel an einer streichenden Störung unterdrückt wurde (vergl. Profil 2). Diese streichende Störung dürfte die Fortsetzung der vorerwähnten Störung am Nordhange der Haar darstellen und südlich vom Blumenstein allmählich ausklingen, wie sich aus der zunehmenden Verbreiterung des Bandes von Schwelmer Kalk östlich vom Rattmerstein ergibt. Im Steinbruch 600 m südöstlich vom Blumenstein scheint die Störung bereits ohne Einfluß zu sein, da dort 7° nördlich einfallende Schwelmer Kalke anscheinend normal von Honseler Schichten unterlagert und, nach der Aa zu, von Eskesberger Kalk überlagert werden (vergl. Profil 1).

Östlich der Briloner Hauptverwerfung beginnt das eigentliche weite Briloner Kalkplateau. Im Gebiet des Streitfeldes ist der Sattelkern durch Zutagetreten des Schwelmer Kalkes noch bis zur Möhne zu verfolgen. Wegen Einsinkens der Falten-

achse bezw. infolge jüngerer Quertektonik kommt dann zunächst nur Eskesberger Kalk an die Oberfläche, zwischen Wülfte und dem Kirchloh in $5^1/_2$ km Breite. Die Spezialfaltung dieses Gebietes ist z. B. in den Eisenbahneinschnitten östlich von Brilon zu erkennen. Weiter östlich trifft man auf eine schmale Aufsattelung von Schwelmer Kalken südwestlich vom Haltepunkt Thülen, auf eine weitere nördlich davon am Hallerstein (vergl. Profil 4). Zwischen dem Almetal und dem Nehdener Gebiet vereinigen sich diese beiden Sattelaufbrüche zu einer breiten Aufwölbung des älteren Kalkhorizontes (vergl. Profil 5). An der westlichen Randstörung der Nehdener Scholle bricht der Schwelmer Kalk wieder ab; im Bereiche dieses Grabens ist er in die Tiefe versenkt worden. Er tritt erst jenseits des östlichen Schollenrandes wieder zutage und nimmt dann im Madfelder Holz, bei Almerfeld und im Buchholz breite Flächen ein. Südwestlich von Bleiwäsche verschmälert sich der Sattelkern an einer Reihe von Staffelbrüchen; am Fuße des Eiken-Berges taucht er endgültig unter, doch ist seine Fortsetzung auch noch im Eskesberger Kalk südlich von Bleiwäsche am umlaufenden Streichen der Kalkbänke leicht zu verfolgen.

Der Faltenwurf des Massenkalkes ist naturgemäß ein leichterer als bei den übrigen Gesteinen des Gebietes. Doch scheint auch bei der Spezialfaltung des Massenkalkes der gleiche Bauplan vorzuherrschen: steile, oft überkippte Nordflügel und flache Südflügel der Sättel. Daraus erklärt sich auch das in weiten Gebieten des Briloner Kalkplateaus vorherrschende flache Südfallen.

Im Osten bricht der Briloner Sattel an etwa 9 Staffelbrüchen schroff gegen carbonische Schiefer ab. Wegen der stark nördlichen Streichrichtung dieser Querstörungen erscheint der morphologische Gesamtabbruch des Plateaus als nordsüdlich gerichtete Linie.

Südlich P. 459,5 dringt eine Carbonschiefer-Mulde als kurze, von Störungen begrenzte Scholle in den Kalksattel vor. Östlich P. 459,5 sind an der Straße von Bleiwäsche nach Madfeld zwischen zwei Staffelbrüchen oberdevonische Schichten aufgeschlossen, deren stratigraphische Stellung noch unklar ist. Über dem Eskesberger Kalk liegen dort, ohne erkennbare Lagerungsbeziehungen, zunächst graue Tonschiefer; nach Süden folgen, vielleicht als ihr Hangendes, graue bis graugrüne, grifflig zerfallende Tonschiefer und Kalkknotenschiefer, dann, die kleine Anhöhe östlich der Straße zusammensetzend, graue Kalkknotenschiefer, graue, schiefrige Knotenkalke, und unreine, rötliche, plattige Kramenzelkalke. Es ist lediglich eine vorläufige Vermutung, wenn die liegenden Tonschiefer als Schichten der Adorfer Stufe, die hangenden Kalke als Äquivalente der Enkeberger Kalke (to_{2-3}) betrachtet werden. Im östlichen Teil der genannten Anhöhe wird das Oberdevon von einer Querstörung abgeschnitten und gegen einen schmalen, aus Lyditen, Kieselkalken und Tonschiefern bestehenden Culmstreifen verworfen; dann folgt der Hauptabbruch gegen das östliche Carbongebiet.

Als Oberdevon der Adorfer Stufe möchte ich vermutungsweise auch graublaue, lederbraun verwitternde, stark bröcklig zerfallende Mergelschiefer auffassen, die im Kalksteinbruch am Westausgang von Bleiwäsche anstehen. Dort sind N 100°0 streichende und 42° nördlich einfallende, bankige, dichte bis feinkristalline Eskesberger Kalke von hellgraublauer Farbe, mit *Actinostroma*, tabulaten Korallen, Gastropoden, *Stringocephalus* usw. aufgeschlossen. Die Schichtfläche der obersten Kalkbank ist als Harnisch entwickelt, dessen Rutschstreifen in der Richtung des Schichtenfallens liegen. An der Westseite des Steinbruches folgen die genannten Schiefer gleichförmig über dem Kalk; die Bewegungsfläche zwischen beiden scheint nur durch einfache Gleitung auf der Grenzfläche, nicht durch eine streichende Verwerfung bedingt zu sein.

Im Norden und im Süden wird der Briloner Sattel von Störungen begrenzt, die anscheinend — wenigstens in der Regel — steil südliches Einfallen besitzen. Der genetische Charakter dieser Störungen ist nach wie vor unbekannt. Für den Südrand wurde im Vorjahre bereits die Annahme eines Sprunges für wahrscheinlich gehalten, die Rösenbecker- und Poppenberger Culmmulden mithin als abgesunkene Faltenstücke erklärt. An dieser Auffassung hat sich trotz der gegenteiligen Ansicht von J. ANDREE[1]) nichts geändert. Noch schwieriger ist aber die Deutung der nördlichen Randstörung. Im allgemeinen wird sie für eine Überschiebung gehalten, so auch noch ganz neuerdings wieder von ANDREE. Der morphologische Charakter der Störung spricht zunächst dafür. Es ist aber auffällig, daß sich nirgends an der Störung eine Quetschzone oder sonstige Merkmale einer starken Pressung erkennen lassen, wie dies bei einer Aufschiebung der gewaltigen Kalkmasse auf das nördlich vorgelagerte Schiefergebirge zu erwarten wäre. Es ist vielmehr immer wieder beobachtet worden, daß die Schiefergesteine des Oberdevons und des Culms unmittelbar an der Störung keine Spur von besonderer tektonischer Beanspruchung aufweisen; nicht einmal die Fossilien zeigen eine stärkere Verdrückung als unter normalen Verhältnissen. So lassen sich z. B. in den Posidonienschiefern bei Alme und westlich von Bleiwäsche unmittelbar an der Störung schöne, große Platten mit wohlerhaltenen Posidonien und Goniatiten freilegen. Ich halte es danach für durchaus möglich, daß auch die nördliche Randstörung des Briloner Sattels keine Überschiebung, sondern eine Verwerfung ist, die eine etwas mehr nördlich gerichtete Streichrichtung besitzt als die Sattelachse, so daß an ihr von Westen nach Osten immer jüngere Schichten abschneiden. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhange, daß auch A. DENCKMANN in einem amtlichen Gutachten des Jahres 1915 den heutigen Nordrand des Kalkmassivs als eine jugendliche

[1]) Geologie der Umgegend von Brilon i. W. Dies. Jahrb. f. 1924, Bd. XLV, S. 878 ff. Diese für das Briloner Gebiet bedeutsame Arbeit ist dem Verfasser bereits seit 1924 bekannt; ihr Erscheinen erfolgte aber erst nach Abfassung dieses Berichtes. Meine Anschauungen decken sich nicht in allen Punkten mit denen des Herrn ANDREE, doch soll erst später näher darauf eingegangen werden.

streichende Verwerfung anspricht, durch welche die von ihm angenommene (nach unserer Darstellung aber nicht vorhandene) flache Überschiebungsfläche der Kalkdecke selbst versenkt sein soll. Denckmann vergleicht die nördliche Randstörung mit der Ennepeverwerfung. Wenn die Ennepeverwerfung tatsächlich ein großes streichendes Sprungsystem am Nordrande des Schiefergebirges darstellt [1]), woran ich nach wie vor festhalte, so muß ihr Einfluß auch weiter reichen als bisher angenommen wurde. In diesem Zusammenhange erscheint es mir daher wohl möglich, das System der Ennepeverwerfungen und die streichenden Störungen des Briloner Gebietes, ja vielleicht sogar teilweise die des Warsteiner Sattels in genetische Beziehung zu bringen.

III. Bemerkungen zur Kreidetransgression

Schon H. v. Dechen war bekannt, daß das Briloner Plateau von der cenomanen Transgression überflutet worden ist. Die Zeugen des untersten sandig-konglomeratischen Cenomans, das nach den Aufnahmen von Herrn Kühne in der Gegend von Essentho und nördlich von Bleiwäsche auf Bl. Alme ansteht, finden wir als verkieselte Blöcke, vielfach in Form großer Haufwerke, auf der Kalkoberfläche. Aus dem Auftreten dieser Quarzitblöcke [2]), die nicht selten ein großes Hindernis für die Landwirtschaft darstellen, ergibt sich, daß der Südrand des Cenomanmeeres die Rösenbecker Mulde nicht überschritten hat; ferner scheint es den westlichsten Teil des Briloner Sattelgebietes nicht mehr bedeckt, vielmehr nur bis an den Höhenzug der Haar bei Brilon herangereicht zu haben; von dort dürfte der Südrand etwa in Richtung Scharfenberg-Warstein weiter verlaufen sein.

Auf dem östlichen Kalkplateau, insbesondere bei Almerfeld und Radlinghausen, sind auf der verkarsteten Oberfläche des Kalkes in Verbindung mit Cenomansanden auch noch Tonmergelreste erhalten geblieben. An das Vorkommen dieser Kreideschichten sind einige Brunnen gebunden, die diesen einzigen Siedlungen des wasserarmen Kalkplateaus eine mehr als kümmerliche Wassergewinnung erlauben.

Bei Bleiwäsche greifen die südlichsten Cenoman-Plänerkalke mit *Schloenbachia varians* aus dem nördlich angrenzenden Carbongebiet auf die äußerste Nordostecke des Briloner Kalksattels über. Sie liegen hier teilweise in Dolinen des Massenkalkes und enthalten in unregelmäßigen Vorkommen Nester von Bleiglanz und Schwerspat metasomatischer Entstehung [3]). Bleiglanz kommt in der Umgebung von

[1]) Was nicht ausschließt, daß zu gewissen Zeiten auch einmal Druckbewegungen an den Kluftflächen ausgelöst worden sind, da die Anlage der Störung vermutlich bereits vor Abschluß der varistischen Faltungsvorgänge erfolgt war.

[2]) Wedekind spricht die Quarzitblöcke bei Nehden (a. a. O.) als Tertiärquarzite an, obgleich schon v. Dechen das Kreidealter erkannt hatte. Gerade bei Nehden ist das Alter der Quarzite durch Funde von *Schloenbachia varians* und von Inoceramen als tiefes Cenoman sichergestellt.

[3]) Neuerdings von R. Bärtling beschrieben. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1926, Monatsber. 1.)

Bleiwäsche nesterförmig auch auf Kalkspatgängen vor, die auf dem ganzen Briloner Plateau häufig sind und auch wirtschaftlich eine nicht unbedeutende Rolle spielen.

Das ganze Auftreten der Kreidereste auf dem Briloner Plateau deutet darauf hin, daß dieses bereits in vorcenomaner Zeit eine eingeebnete Landoberfläche gewesen ist[1]). Infolge allgemeiner Senkung wurde sie weitgehend überflutet, bis an den Rand der Diabas- bezw. Lenneschieferberge heran. Die postcenomane Abtragung ist verhältnismäßig gering und beträgt auf der Hochfläche wohl noch nicht 100 m. Die heutigen Denudationsreste der Kreide verdanken in erster Linie der Verkieselung ihre Erhaltung. Soweit bisher bekannt ist, wurden nur verkieselte Massenkalke[2]) und Cenomansande bezw. Konglomerate festgestellt. Sollte sich bestätigen, daß die Plänerkalke nicht mehr verkieselt wurden, so wäre darin ein Hinweis auf das zeitliche Geschehen der Verkieselung zu erblicken, die dann noch in altcenomaner Zeit und nicht, wie bisher wohl meist angenommen wird, erst im Tertiär erfolgt sein müßte. Die Erz- und vermutlich auch die Kalkspatgangbildung ist dagegen postcenoman.

IV. Das Oberdevon-Culmgebiet von Rixen-Scharfenberg-Wülfte-Alme

1. Die Lagerungsverhältnisse

Dieses dem Massenkalkplateau vorgelagerte, nach Osten zu immer schmaler werdende Oberdevon-Culmgebiet zeichnet sich durch lebhafte Spezialfaltung aus, die schon der im Kriege gefallene Bergreferendar Graefe in ihren Grundlagen richtig erkannt hat[3]). In lebhaftem Gegensatz dazu steht das einheitliche Oberdevon-Culmband, das wir im Bereiche des westlichen Nachbarblattes Eversberg finden[4]). Die Grenze zwischen beiden Gebieten bildet die Altenbürener Querstörung, die in der äußersten Südwestecke des Blattes Alme das Oberdevon durchsetzt und nicht unbeträchtlich verwirft. Im Culm (Bl. Rüthen) ist an der Störung anscheinend nur noch eine geringe seitliche Verschiebung erfolgt.

Das Faltengebiet des Blattes Alme läßt sich ohne Schwierigkeiten in verschiedene Abschnitte zerlegen. Östlich der Altenbürener Störung folgt zunächst südlich Rixen ein breiter, flacher Sattel mit geringerer Spezialfaltung, in dessen Kern Schichten der Adorfer und Nehdener Stufe zu Tage treten. Dieses Sattelgebiet endigt an einer Querverwerfung, die zwischen dem Greifenberge und dem Hof Fülsenbeck durchstreicht und die mit der westlichen Randverwerfung des Briloner Lenneschieferhorstes in Verbindung zu stehen scheint. Öst-

[1]) Dieser Ansicht ist einer brieflichen Mitteilung zufolge auch Herr Klüpfel.
[2]) Bei Warstein sind auch oberdevonische und carbonische Gesteine verkieselt.
[3]) Unfertiges Manuskript im Archiv der Preuß. Geolog. Landesanstalt.
[4]) Vgl. dazu: W. Stock, Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des oberen Ruhrtales zwischen Meschede und Bigge. Inaug.-Dissert. Münster 1920. Nicht gedruckt. Ferner die schon erwähnte Arbeit von J. Andree.

lich dieser Verwerfung folgt der äußerst lebhaft gefaltete Abschnitt von Scharfenberg, der bis zum Culmgraben des Osterhofes reicht (vgl. S. 19). Sonder, Mittelsberg, Ostenberg, Mönnchen-Kopf, Riestenthal, Schälhorn und Hoppenberg sind die bemerkenswertesten Höhen dieses landschaftlich außerordentlich wechselvollen Gebietes. Es stellt im großen eine lebhaft gefaltete Mulde von Culm dar, die im Norden und im Süden von Oberdevonsätteln begleitet wird. In der Umgebung des Mönnchen-Kopfes ist die zentrale Culmmulde auf den nördlichen Oberdevonsattel aufgeschoben oder gegen diesen verworfen. Das südliche Oberdevonband ist nur bis zum Ostenberg zu verfolgen; weiter östlich grenzt die Culmmulde unmittelbar gegen Massenkalk. Die nördliche Grenze der Culmmulde ist von der Altenbürener Störung im Westen über den Woltenberg bei Rixen ohne erhebliche Störung durch die zahlreich vorhandenen Querverwerfungen ins Scharfenberger Gebiet (Nordhänge des Sonder, Riestenthal und Schälhorn) als ziemlich einheitlicher Rücken zu verfolgen.

Im Graben vom Osterhof, der etwa 750 m breit ist, sind am Massenkalkrande nur geringe Reste von älterem Culm, unmittelbar am Möhnetal auch solche der obersten Dasberg-Schichten erhalten; im wesentlichen wird der Graben von Culmtonschiefern und von grauwackenführendem jüngstem Culm eingenommen.

Östlich folgt, am Steilhange der rechten Talseite der Möhne beginnend, der Oberdevon-Culm-Abschnitt von Wülfte-Alme. Gefaltete Schiefer der Hemberg- und Dasberg-Stufe nehmen zwischen der Möhne und Wülfte breite Flächen ein und werden am Bulstern vom Culm überlagert, der ebenfalls Spezialfaltung zeigt. Östlich von Wülfte wird das Oberdevonband immer schmaler und noch vor Haus Tinne endgültig von der Randstörung des Briloner Sattels abgeschnitten. Auch der untere Culm ist von Ober-Alme ab nur noch in geringen Resten erhalten; im allgemeinen werden vom Almetal bis Bleiwäsche Culmtonschiefer gegen Massenkalk verworfen.

2. Die Schichtenfolge

Als älteste Bildungen treten Flinzkalke auf. Westlich der Altenbürener Störung liegen sie im Hangenden der Honseler Schichten. Das oberdevonische Alter der Flinzkalke ist vorläufig nur zu vermuten, die Abgrenzung gegen das Mitteldevon zunächst nur rein petrographisch möglich. Die besten Aufschlüsse der Flinzkalke liegen südwestlich vom Gipfel des Wintertal-Berges an der Straße Altenbüren-Rixen. Feinkristalline, dunkle Flinzkalke wechsellagern mit grauen, festen, ebenspaltenden, oft gebänderten Schiefern. Die Kalkbänke werden 40 cm mächtig, sind aber meist dünner und vielfach plattig. In den dicken Kalkbänken treten lose Verzweigungen von *Amphipora ramosa* auf, ferner Cyathophylliden, Alveolitiden und kleine Brachiopoden; die Kalke sind also riffähnliche Bildungen. Hellere, graue Plattenkalke vom Typus des Östricher Kalkes und graue Kalkknotenschiefer sind hin und wieder zwischengelagert.

Diese Schichtenfolge entspricht dem »Horizont der plattigen Kalke«, die STOCK a. a. O. an der Basis des Oberdevons auf Blatt Eversberg ausschied. Unter Abnahme der Kalkbänke und der Flinzschiefer geht der Flinz-Horizont, dessen Mächtigkeit mehr als 100 m zu betragen scheint, in Schichten der Nehdener Stufe über, die im Rixener Gebiet als ausgesprochene Bänderschiefer entwickelt sind. Im oberen Glennetal auf Bl. Rüthen und an der Rixen-Briloner Straße sind sie vorzüglich in ansehnlicher Mächtigkeit aufgeschlossen. Die Schiefer sind graugrün bis graublau gefärbt; die Bänderung wird durch den Wechsel von tonigen und feinsandigen (bisweilen etwas kalkigen) Lagen hervorgerufen. Diskordante Parallelstruktur ist verbreitet. Verwittert sehen die Gesteine Cypridinenschiefer-ähnlich aus, vor allem im hangenden Teil der Schichtenfolge. Die frischen Schiefer sind leicht mit Bändertonschiefern des oberen Culms zu verwechseln, was in der Tat auch vielfach geschehen ist, insbesondere im Bereich der Brilon-Rixener Straße. Durch das Auftreten von lyditähnlichen, aber durch Verkieselung entstandenen, schwarzen Hornsteinlinsen wird die Ähnlichkeit mit dem Culm noch gesteigert. Vereinzelte Schichtflächen sind erfüllt mit zerstörten Resten von Crinoiden und kleineren Brachiopoden. Bestimmbare Fossilien, und zwar Ostracoden der Nehdener Schichten, wie *Entomis serratostriata*, wurden bisher nur am Nordhang des Mönnchen-Kopfes gefunden.

Es folgt im Profil ganz normal die Hemberg-Stufe in der Facies des Fossleys als Wechsellagerung von roten und graugrünen, festen Tonschiefern und Kalkknotenschiefern. Sie gehen in ganz überwiegend grau gefärbte Schiefer der Dasberg-Stufe über. Die Schiefer sind teils milde Tongesteine, teils rauhere Feinsandschiefer mit wechselndem Kalkgehalt, denen graue oder rötliche Kalkknollen mit spärlichen Richterinen in wechselnder Menge eingelagert sind.

Oberdevon und Untercarbon sind wie am Enkeberge durch fließende Übergänge verbunden. Am besten sind die Grenzschichten an der Straße südlich Scharfenberg und an der Höhe 481,0 bei Wülfte aufgeschlossen. Zunehmend dunkler und kieseliger werdende Schiefer vermitteln den Übergang zwischen den milden, grauen Dasbergschiefern und den Culmlyditen, die wie üblich mit vorherrschenden schwarzen Lyditen beginnen. Über diesen schwarzen Lyditen, die eine Mächtigkeit von 10—15 m erreichen, liegen zwischen Rixen und Alme hellgraue, dunkelgeflammte Lydite, die z. B. bei Rixen im Steinbruch am Woltenberge und an der Scharfenberger Straße gut aufgeschlossen sind. Diese hellen Lydite gehen nun entweder in einen vorwiegend aus Kieselkalken bestehenden Horizont über, wie es dem Normalprofil des sauerländischen Culms entspricht, oder aber in eine Wechsellagerung von Kalkbänderschiefern mit Posidonienschiefern, Kieselkalken, Lyditen und einzelnen reineren oder knolligen Kalkbänken. Bei Scharfenberg ist diese Wechsellagerung 18 m mächtig, an anderen Orten anscheinend etwas mäch-

tiger. Darüber folgen milde, eintönige, schwarze bis dunkelgraublaue, ebenspaltende Tonschiefer, dann die dunkelgrauen, rauheren Bänderschiefer des oberen Culms.

Die Kalkbänderschiefer stellen ein außerordentlich bezeichnendes Gestein dar; sie sind vom Glennetal bis nach Wülfte verfolgt worden und anscheinend als eine besondere, nördliche Facies der Culmplattenkalke aufzufassen. Die einzelnen Kalkbänder sind gewöhnlich 1—3 cm breit, durch gleich dicke Schieferlagen voneinander getrennt und mit diesen innig verwachsen. Die Gesteine neigen zur Klippenbildung; sie sind sehr widerstandsfähig und vielfach noch ausgesprochenere Rückenbildner als die Culmlydite, z. B. am Sonnenknapp (Bl. Rüthen) und am Ostenberg (Bl. Alme). Örtlich sind einzelne Lagen des Kalkbänderschiefer-Horizontes fossilführend; so enthalten sie, abgesehen von *Posidonia Becheri* und ihrer Begleitfauna, bei Fülsenbeck südlich Scharfenberg und am Paß nordwestlich vom Ostenberg *Glyphioceras striatum striatum,* am Nordost-Hang des Sonder *Nomismoceras Grimmeri* Kittl[1]). Diese Funde weisen auf die Zone IIIβ H. Schmidt's hin. Andrerseits scheint nahe der Basis der Kalkbänderschiefer bei Scharfenberg und Fülsenbeck *Nomismoceras germanicum* aufzutreten, das sein Hauptlager in IIIα hat, vereinzelt aber, einer Mitteilung von Herrn H. Schmidt zufolge, bis in die Zone IIIβ hinaufgeht. Es läßt sich danach der Horizont der Kalkbänderschiefer des Culms zwischen dem Glennetal und Wülfte vorläufig noch nicht biostratigraphisch scharf begrenzen; jedenfalls reicht er höher hinauf als die Posidonienschiefer der Rösenbecker- und der Grottenberg-Poppenberg-Mulde, die sich durch das Auftreten von *Glyphioceras crenistria* als Zone IIIα erwiesen haben. In diesen Mulden liegt die β-Fauna bereits innerhalb der hangenden Culmtonschiefer-Folge. Ob die Kalkbänderschiefer noch die Zone IIIα mit umfassen, ist zwar noch unbestimmt, aber bis zu einem gewissen Grade wahrscheinlich. Mancherlei Beobachtungen legen die Vermutung nahe, daß auch noch der Kieselkalk-Horizont der normalen Culmentwicklung durch die Kalkbänderschiefer bezw. durch die Wechsellagerung im Hangenden der hellen Lydite vertreten wird. Es muß aber auch mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß die hellen Lydite eine facielle, kalkfreie Vertretung des Kieselkalk-Horizontes darstellen.

Südwestlich vom Osterhof, am nördlichen Talgehänge des Goldbaches, sind die höheren Culmtonschiefer fossilführend aufgeschlossen. Sie zeichnen sich — wie im Rösenbecker Gebiet — durch reichliche Toneisensteinführung aus. Wie schon H. Schmidt berichtete[2]), umfaßt die Schichtenfolge die Zonen IIIβ und γ; in einer tiefen Lage des Profiles tritt in gebänderten Schiefern mit Toneisensteinknollen *Glyphioceras striatum striatum* (Sow.) auf, darüber *Gl. striatum falcatum* (Roem.); dann folgt die γ-Zone mit *Gl. granosum* (Portl.) in Form von dünnschichtigen, z. T. feinstreifigen Posidonienschiefern mit einzelnen Kieselkalk- und Toneisensteinknollen. *Glyphio-*

[1]) Nach freundlicher Bestimmung von Herrn H. Schmidt-Göttingen.
[2]) Dieses Jahrbuch f. 1924, XLV, S. 499, 1925.

ceras granosum poststriatum BRG. erwähnt H. SCHMIDT (a. a. O., S. 572) ferner in ausgezeichneten, verkieselten Exemplaren von Ober-Alme; leider wurden sie dort noch nicht anstehend festgestellt, doch dürfte ihr Lager in einiger Entfernung nördlich von den bei den südlichsten, höchstgelegenen Häusern des Ortes anstehenden Posidonienschiefern (der Zone IIIβ?) zu suchen sein.

Erwähnt sei noch das Vorkommen von hellgrauen Kalklinsen mit kleinen Posidonien und großen Orthoceren im Verbande mit Posidonienschiefern unmittelbar am Massenkalkrande 1 km westlich von Bleiwäsche.

Sämtliche Schiefer des Oberdevons und des Culms werden von einer starken Transversalschieferung durchsetzt, die ostnordöstlich streicht und mit 50—70° nach Süden einfällt. Streichen der Schichtung und Schieferung weichen vielfach voneinander ab, was in dem bearbeiteten Gebiet aber wohl lediglich auf die lebhafte Spezialfaltung zurückzuführen sein dürfte.

V. Die Oberdevon-Culm-Mulde von Nehden

Hierzu die geologische Karte Tafel 1

Die allgemeine tektonische Situation wurde oben schon skizziert. Die westliche Randstörung verläuft mitten durch den Ort Nehden und läßt sich bis zum Westfuß des Nehder-Kopfes verfolgen. Die östliche Randstörung ist von R. WEDEKIND bereits erkannt worden; sie zieht vom oberen Hasselbachtälchen am Westfuß der Kalkhöhe 440,1 vorbei ins Immental, in das sie westlich P. 470,6 einlenkt. Die Querverwerfungen der Mulde haben meist nur geringe Verwurfshöhe; die durch sie hervorgerufenen Horizontalverschiebungen der Schichtgrenzen betragen im allgemeinen weniger als 150 m. Etwas größere Verwurfshöhe hat nur eine Verwerfung, die von der Mündung des Hasselbaches an dem Immentale folgt, sowie eine parallele, sich anscheinend am Südende der Mulde mit der vorigen scharende Störung am westlichen Talhang des Immentales, durch welche das Culmgebiet des Muldenkerns im Osten begrenzt wird. Das Immental-Gebiet ist demnach als schmaler Staffelhorst gegenüber dem breiten westlichen Haupt-Muldengebiet aufzufassen.

Eine streichende Störung von unbekanntem tektonischen Charakter versetzt am Immental den Massenkalk der Höhe 440,1 gegen Schiefer der Dasberg-Stufe im Norden. Da dieser Massenkalk zum mindesten am Südhang der Höhe oberdevonisch ist, kann die Störung nur eine Verwurfshöhe von etwa 120—150 m besitzen. Auf der westlichen Immentalseite verwirft die streichende Störung Culm-Kieselkalke gegen Knotenkalke der Hemberg-Stufe, was etwa einer Verwurfshöhe von 80—100 m entspricht. Nach Westen zu ist die Störung im Kern der Culmmulde zunächst wegen der petrographischen Eintönigkeit der Schichtenfolge nicht zu erkennen, aber am Nordausgang von Nehden wieder deutlich zu beobachten. Sie verwirft dort teils Nehdener Schiefer, teils (an der westlichen Randspalte) Foßley der Hemberg-Stufe gegen Culmtonschiefer.

Das Gebiet zwischen Nehden und dem Immental zeigt — abgesehen von der unbedeutenden Beeinflussung durch die genannte streichende Störung — einen ganz einfachen Muldenbau, wie sich aus dem beigegebenen Profil 6 genügend erkennen läßt. Am Immental liegen die tektonischen Verhältnisse etwas komplizierter; sie haben R. Wedekind zu einer irrigen Analyse des Nehdener Gebietes geführt. Wie überall am Nordflügel der Nehdener Mulde folgen zunächst von Norden nach Süden Eskesberger Kalk, Dorper- und Adorfer Kalk, Nehdener-, Hemberg- und Dasberg-Stufe aufeinander; dann wird das Profil abgeschnitten, und an der Höhe 440,1 tritt wieder Eskesberger Kalk auf, dem sich nach Süden zu die gleiche Oberdevonschichtenfolge bis hinauf zur Dasberg-Stufe wie am Nordflügel anschließt. Das Profil wird am Immental von der östlichen Randspalte spitzwinklig abgeschnitten; infolgedessen fehlt hier der zugehörige Südflügel der Mulde (vergl. Profil 7). Die Wiederholung des Profiles Massenkalk—Dasberg-Stufe am östlichen Immentalrande ist auf eine leichte Spezialfaltung der im allgemeinen flach gelagerten Schichten zurückzuführen und durch die streichende Störung nur etwas modifiziert worden. In der westlich folgenden Kulisse ist am linken Gehänge des Immentales die flache Spezialfaltung gut zu beobachten. An Stelle des Massenkalksattels der Höhe 440,1 kommen am linken Talrande nur oberdevonische Schiefer verschiedenen Alters und in mehrfacher Wiederholung zutage; die Kulissenscholle dieser linken Talseite liegt also tektonisch tiefer als die der östlichen Staffel.

Die Deutung der Schichtenfolge des Nehdener Gebietes bereitet keine Schwierigkeiten mehr. Der Eskesberger Kalk geht ohne petrographische Grenze in den oberdevonischen Dorper Kalk über, wie sich am Nordflügel der Mulde an der Straße nach Almerfeld, im Immental am Südhang der Höhe 440,1 und am Südflügel im Steinbruch bei der Höhe 435,1 faunistisch ohne Schwierigkeiten erkennen läßt. Über dem Dorper Kalk folgt der Adorfer Kalk, der allerdings bisher nur am Nordflügel und im Immental nachgewiesen wurde; am Südflügel ist seine Anwesenheit wegen des Fehlens von Aufschlüssen bisher noch nicht festzustellen gewesen. Der Adorfer Kalk des Nordflügels sowie sein Übergang in den Massenkalk hat Wedekind bereits geschildert. Wesentliches ist dem nicht hinzuzufügen, doch ist bemerkenswert, daß unmittelbar an der westlichen Randspalte im Adorfer Kalk ein Kalkstück gefunden wurde, das in einer dichten rötlichgrauen Grundmasse eine Reihe von rundlichen, graublau gefärbten Kalkkugeln enthält, die sich bei mikroskopischer Untersuchung als Sphaerocodien erwiesen haben.

Über dem Adorfer Kalk folgt in der von Wedekind geschilderten Weise die Nehdener Stufe in der bekannten fossilreichen, schiefrigen Entwicklung. Die Nehdener Schiefer sind an mehreren Stellen des Nordflügels, ferner auch am Südflügel und im Immental durch Goniatitenfunde belegt. Durch Aufnahme von Kalkknotenschiefern gehen die Nehdener Schiefer in eine 20—30 m mächtige Folge von grauen bis rötlichen Knotenkalken über, die nach Wedekind

Westlich der Altenbürener Querstörung (Bl. Brilon, Eversberg, Rüthen)	Briloner Sattel (östl. der Altenbürener Störung, Bl. Brilon, Alme, Madfeld)	Gebiet von Rixen-Scharfenberg (Bl. Alme)	Nehden (Bl. Alme)	Zonengliederung nach H. Schmidt		
Rauhe Bänderschiefer mit untergeordneten Grauwacken		Rauhe Bänderschiefer mit untergeordneten Grauwacken		III γ (+ δ)	Aprather Stufe	Untercarbon
Rauhe Bänderschiefer		Rauhe Bänderschiefer mit Toneisensteinknollen		III γ		
Schwarze milde Tonschiefer		Schwarze milde Tonschiefer	Schwarze milde Tonschiefer	III β		
Kalkbänderschiefer		Kalkbänderschiefer mit Posidonienschiefern				
Helle Lydite		Helle Lydite — Kieselkalke	Posidonienschiefer	III α		
			Kieselkalke			
Schwarze Lydite		Schwarze Lydite	Lydite und kieselige Schiefer		Erdbacher und Hangenberg-Stufe	
(Kieselige Schiefer und Alaunschiefer)		Graue und schwarze kieselige Schiefer				
Graue Tonschiefer mit Kalkknollen		Graue Tonschiefer mit Kalkknollen			Dasberg-Stufe	Oberdevon
Rote und graugrüne Fossleyschiefer		Rote und graugrüne Foßleyschiefer	Rote und graugrüne Fossleyschiefer		Hemberg-Stufe	
			Graue Kramenzelkalke			
Graue Bänderschiefer		Graue Bänderschiefer	Nehdener Schiefer		Nehdener Stufe	
Graue plattige Kalke und Flinzkalke	Dorper Kalk	Graue plattige Kalke und Flinzkalke	Adorfer Kalk		Adorfer Stufe	
			Dorper Kalk			
Ob. Honseler Schichten mit auskeilendem Massenkalk (im Osten) bezw. Nuttlarer Flinz (im Westen)	Eskesberger Kalk		Eskesberger Kalk		Oberes Mitteldevon	
	Schwelmer Kalk		Schwelmer Kalk			
	Ob. Honseler Schichten					

bereits den Unteren Clymenienschichten angehören; sie treten besonders im Bereiche des Immentales klippenbildend hervor, sind aber ohne Schwierigkeiten am ganzen Nord- und Südflügel der Mulde zu verfolgen. Diese Clymenienkalke entsprechen dem unteren Teil unserer Hemberg-Stufe; die höheren Schichten dieser Stufe sind in der Facies des Foßleys entwickelt, dessen rote und grünliche Schiefer und Kalkknotenschiefer ohne scharfe Grenze mit den liegenden Clymenienkalken verbunden sind. Auch der Foßley läßt sich im Gelände leicht verfolgen; auf beiden Muldenflügeln wird er in der üblichen Weise von der Dasberg-Stufe überlagert, die wie in der Gegend von Scharfenberg als vorwiegend grauer Schiefer mit grauen bis rötlichen Kalkknollen entwickelt ist.

Der Übergang des Oberdevons in den Culm ist zurzeit nicht aufgeschlossen. Es erscheint aber nicht zweifelhaft, daß beide Formationen ohne Lücke aufeinanderfolgen, wie in den benachbarten Gebieten im Norden und im Süden. Das Culmprofil bietet keine Besonderheiten. Über dem Lydit-Horizont liegen Kieselkalke, im Hohlweg westlich P. 384,7 mit einer kleinen Fauna. Die Kieselkalke gehen in der üblichen Weise in Posidonienschiefer über, die im Gegensatz zum Scharfenberger Gebiet an mehreren Stellen Goniatiten der Zone III α enthalten (*Glyphioceras crenistria* usw.). Dann folgen schwarze, milde, meist dünnschichtige Culmtonschiefer, die nach oben rauher und gebändert werden und nicht ganz selten Toneisensteinknollen enthalten. Diese Bänderschiefer gehen durch Aufnahme von gröberem Material in eine Wechsellagerung von rauhen, gebänderten, dunkelgrauen Schiefern mit feinkörnigen, vielfach pflanzenführenden Grauwackenbänkchen über, die den Kern der Mulde einnehmen. Dieser Grauwackenhorizont des Oberen Culms ist als leichter Rücken vom Orte Nehden bis an die Querverwerfung am westlichen Immentalrande zu verfolgen.

Als Übersicht über die stratigraphische Entwicklung der dargestellten Gebiete diene vorstehende vorläufige Zusammenstellung.

VI. Bemerkung zum Vorkommen von Sphaerocodium sp. aff. Zimmermanni Rothpletz im Adorfer Kalk von Nehden (vergl. S. 32)

Es handelt sich um eine Art, die im äußeren Habitus und in der Größe dem *Sphaerocodium Zimmermanni* aus dem Unteren Oberdevon von Freiburg in Schlesien entspricht. Im inneren Bau bestehen jedoch Unterschiede, die wahrscheinlich die Aufstellung einer neuen Art notwendig machen werden. Das bisher vorliegende Material ist leider infolge starker Umkristallisation des Kalkes für die mikroskopische Untersuchung nicht günstig. Es läßt sich jedoch erkennen, daß das Grundgeflecht viel dichter und weit weniger filzig entwickelt ist als bei *Sph. Zimmermanni*, daß es vielmehr zu einer strähnig-konzentrischen Anordnung der schlauchförmigen Zellen neigt. Ferner konnte eine Differenzierung des Grundgeflechtes in zweierlei Zell-

fäden von verschiedenen Querdimensionen — wenigstens bisher — nicht festgestellt werden. Die Entwicklung, Gestalt und Anordnung der großen »Endzellen« scheint dagegen ähnlich zu sein wie bei *Sph. Zimmermanni*.

Bei der Untersuchung von schlesischen Vergleichsstücken konnte ich in einem Dünnschliff an zahlreichen Stellen in den Zellfäden des Grundgeflechtes deutliche Querscheidewände erkennen. Diese Beobachtung widerspricht der Annahme von ROTHPLETZ[1]), daß *Sph. Zimmermanni* eine einzellige Alge gewesen sei.

Herrn E. ZIMMERMANN I und Herrn W. GOTHAN, die mich bei der vorläufigen Untersuchung des vorliegenden Objektes unterstützten, danke ich hierfür auf das verbindlichste. Es ist zu wünschen, daß es weiterem Suchen gelingt, neues und besser erhaltenes Material aufzufinden, um die Beziehungen der Nehdener Form zu *Sph. Zimmermanni* endgültig klären zu können.

[1]) Dieses Jahrbuch f. 1911, Teil II, S. 112—117, Taf. 4 und 5.

Über den tieferen Untergrund der Gegend von Bad Liebenwerda

Von Herrn **E. Picard** in Berlin

Die Umgegend von Bad Liebenwerda gehört zum Grenzgebiet des norddeutschen Flachlandes gegen das mitteldeutsche Gebirgsland.

Das ältere paläozoische Gebirge durchragt zwischen Rotstein, Prestewitz und Wahrenbrück das aus Tertiär und Quartär bestehende jüngere Deckgebirge und unterlagert vermutlich einen großen Teil des Meßtischblattes Liebenwerda (G.-A. 59, Bl. 25). Der Rotsteiner Felsen tritt als eine bis zu 15 m aufragende Felsenklippe scharf aus der Umgebung hervor. Dieses Vorkommen alten Gebirges ist durch v. Linstow[1]) als Obersilur genau beschrieben und mit dem Kieselschiefer bei Weißig (Kreis Hoyerswerda, nordöstlich von Königswartha) identifiziert worden. Die Untersuchung von Dünnschliffen durch Herrn Dr. Correns hat die v. Linstow'zche Vermutung bestätigt, daß das Rotsteiner Gestein aus verkieselten Kalken besteht. Der erste Dünnschliff weist Strukturen auf, die auf verkieselte Kalkorganismen hinweisen. Ein zweiter Dünnschliff zeigt einen Wechsel von reinen Kiesellagen mit tonreichen Lagen; der Quarz hat den Kalk ersetzt, die Tonsubstanz ist erhalten goblieben. Zwei weitere Schliffe zeigen eine sehr feinkörnige Grundmasse mit zahlreichen Quarzgängen und Pyritkörnern in den Gängen. Von der Schichtung des Handstücks ist im Schliff nichts zu erkennen. Das ganze Gestein macht auch im Schliff den Eindruck, als ob es außer der Verkieselung noch eine starke tektonische Beanspruchung erfahren hätte. Das Rotsteiner Gestein ist als graues und schwarzes Kieselgestein zu bezeichnen, dessen Alter noch nicht zu ermitteln ist.

Seitdem der preußische Fiskus in der benachbarten Provinz Brandenburg in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts verschiedene Tiefbohrungen[2]) zur Erschließung älterer Gebirgsschichten und der darin

[1]) v. Linstow, Anstehendes Silur in der Mark Brandenburg und in der Provinz Sachsen. Centralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1907, No. 7, S. 193 bis 199.

[2]) Berendt, Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg. Sitzungsbericht der Königl. Preuß. Akademie der Wissenschaften zu Berlin, XXXVIII, 1885.

Huyssen, Übersicht der bisherigen Ergebnisse der vom Preußischen Staate ausgeführten Tiefbohrungen im norddeutschen Flachlande. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 32, 1880, S. 612 bis 622.

H. Cramer, Beiträge zur Geschichte des Bergbaues in der Mark Brandenburg. 5. Heft. Die Niederlausitz. Halle 1878, S. 329.

vorhandenen nutzbaren Mineralien im Liegenden des Quartärs und des Tertiärs niedergebracht hat, ist das alte Gebirge nur gelegentlich und zufällig beim Aufsuchen von Braunkohlen erbohrt worden. Leider sind solche Bohrungen nur in vereinzelten Fällen einer wissenschaftlichen Untersuchung zugänglich gemacht worden. Immerhin hat sich ergeben, daß in mehr oder weniger großer Tiefe in der weiteren Umgebung von Bad Liebenwerda altes Gebirge ansteht und daß nicht weit von unserm Gebiet die Fortsetzung des Magdeburger Uferrandes verläuft. Das Rotsteiner Gestein ist bei Wahrenbrück durch eine Bohrung der Beutersitzer Kohlenwerke in einer Tiefe von 58 m (28 m über NN.) erschlossen worden. Dieselbe Gesellschaft erbohrte in der Staatlichen Forst bei Schadewitz in einer Tiefe von 141 m (46 m unter NN.) graue Tonschiefer mit Einlagerungen von roten Tonschiefern. Es bleibt noch unentschieden, ob die roten Tonschiefer primär sind oder ob es sich um durch Verwitterungsvorgänge rotgefärbe graue Tonschiefer handelt. Im ersteren Fall könnte das Gestein zum Rotliegenden gehören, im letzteren jedoch auch zum Kulm oder noch älteren Gesteinen.

Bei einer Tiefbohrung im Gelände der Zuckerfabrik Mühlberg in Brottewitz wurde in einer Tiefe von 64 m (31 m über NN.) Buntsandstein erschlossen.

Die nächstjüngere Formation ist das Tertiär, das in der weiteren Umgebung auf Grund von Bohrungen und Tagesaufschlüssen als Niederlausitzer Braunkohlenformation in das Miocän gestellt worden ist. Keilhack hat, von der Senftenberger Gegend ausgehend, ein vollständiges Profil des bis zu 240 m mächtigen Niederlausitzer Miocäns[1]) aufgestellt und die genetische Entwicklung eingehend erläutert. Von den beiden durch den Niederlausitzer Bergbau bekannt gewordenen Flözen wird in unserm Gebiet das Unterflöz teils im Tagebau teils im Tiefbau abgebaut. Die vorwiegend söhlige Lagerung der miocänen Schichtenfolge wird zuweilen durch Störungszonen unterbrochen, die dem Abbau der Braunkohle sehr hinderlich sind. In diesen Störungszonen ist die Braunkohle steil aufgerichtet und scheint lokal eine größere Mächtigkeit zu besitzen und ein weniger mächtiges Deckgebirge. Zuweilen ist das miocäne Deckgebirge und die Braunkohle ganz oder teilweise durch glaziale Auswaschungen zerstört. Eine Störungszone mit steil aufgerichteter Kohle war im Sommer 1924 im Tagebau I der Beutersitzer Kohlenwerke und ihre Fortsetzung im Tagebau der Grube Luise nordsüdlich streichend aufgeschlossen.

Aus der Höhenlage des Liegenden der Kohle über NN., die am Nordrande des Blattes Liebenwerda zwischen 76 und 90 m über NN. liegt, geht hervor, daß die Kohle in dem mit Becken- und Talsanden erfüllten Flächen vermutlich überall zerstört sein wird. Die Braunkohle ist aber auch innerhalb der Hochflächen weithin durch das Inlandeis zerstört worden, wie durch ein dichtes Netz von Bohrungen festgestellt worden ist. Die Zahl der bisher bekannten Bohrungen reicht jedoch

[1]) Keilhack, Die Glassande von Hohenbocka und ihre Stellung im Miocän der Lausitz. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1919, Bd. 71, Monatsbericht 8 bis 12, S. 179.

nicht aus, innerhalb der diluvialen Hochflächen das Ausgehende der Braunkohle darzustellen. Es ist sehr bedauerlich, daß nur wenige Bohrungen wissenschaftlich untersucht worden sind. Die Folge davon ist, daß wir über den Schichtenaufbau des Miocäns in unserm Gebiet nur unvollkommen unterrichtet sind.

In neuerer Zeit ist durch Bohrungen festgestellt worden, daß auf Blatt Liebenwerda und auf dem östlich angrenzenden Blatt Oppelhain in einer Tiefe von 50 bis 70 m unter dem bekannten Unterflöz noch ein drittes unterstes Flöz (zwischen 38,5 und 12,36 m über NN.) vorkommt; dasselbe hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1 bis 4 m. Dieses Flöz ist auch auf den Meßtischblättern Kirchhain, Finsterwalde, Herzberg, Bukowien und Mühlberg vorhanden; es hat daher nicht einen rein örtlichen Charakter. Da die Mehrzahl der Braunkohlebohrungen in dem bezeichneten und dem daran angrenzenden Gebiet nicht die nötige Tiefe erreicht haben, ist die Verbreitung diese Flözes erst wenig bekannt. Das Zwischenmittel zwischen dem unteren und untersten Flöz besteht aus Letten und feinkörnigen Sanden.

Die Beutersitzer Kohlenwerke[1]) haben in ihrem Tagebau der Grube Wilhelm bei Tröbitz zwei Tiefbohrungen niedergebracht, in denen folgende Schichten erschlossen wurden:

Bohrloch I.

Tiefe über NN.	Mächtigkeit	Geognostische Bezeichnung
107,0—94,2 m	12,8 m	gelber Sand }
94,2—87,8 »	6,4 »	graue Letten } Tagebau
87,8—80,3 »	7,5 »	Braunkohle }
80,3—79,5 »	0,8 »	schwarze Letten
79,5—49,5 »	30,0 »	dunkelgrauer feiner Sand
49,5—14,5 »	35,0 »	grauer feiner Sand mit Kohlespuren
14,5—13,0 »	1,5 »	schwarze Letten
13,0—12,5 »	0,5 »	grauer Sand
12,5—11,6 »	0,9 »	schwarze Letten
11,6— 8,3 »	3,3 »	brauner Sand
8,3— 7,4 »	0,9 »	feste schwarze Letten
7,4— 5,8 »	1,6 »	grauer Triebsand
5,8— 4,1 »	1,7 »	grauer toniger Sand
4,1— -1,6 »	5,7 »	grauer scharfer Sand
— 1,6— 9,2 »	7,6 »	weißer fester Ton
— 9,2—10,8 »	1,6 »	grauer scharfer Sand
—10,8—12,1 »	1,3 »	graue Letten
—12,1—19,0 »	6,9 »	graue sandige Letten mit Kohlespuren
—19,0—21,6 »	2,6 »	grauer scharfer Sand
—21,6—24,8 »	3,2 »	Schwimmsand
—24,8—27,6 »	2,8 »	grauschwarze Kiesgerölle mit *Lamna*
—27,6—31,5 »	3,9 »	grauer Ton
—31,5—32,6 »	1,1 »	Braunkohle
—32,6—34,9 »	2,3 »	grauer Ton
—34,9—35,1 »	0,2 »	grauer Sand
—35,1—.....	—	? altes Gebirge

[1]) Für die Überlassung von Bohrproben möchte ich an dieser Stelle Herrn Direktor Hillert besonderen Dank aussprechen.

Bohrloch II.

Tiefe über NN.	Mächtigkeit	Geognostische Bezeichnung
90,0—89,7 m	0,3 m	Braunkohle (Tagebau)
89,7—52,4 »	37,3 »	grauer feiner toniger Sand
52,4—49,2 »	3,2 »	schwarze sandige Letten
49,2—42,0 »	7,2 »	grauer feiner Sand mit Letten
42.0—36,7 »	5,3 »	grauer feiner Sand
36,7 33,8 »	2,9 »	schwarze feste Letten
33,8—25,3 »	8,5 »	grauer feiner Sand
25,3—24,3 »	1,0 »	grauer Ton
24,3—23,8 »	0,5 »	grauer fester Sand
23,8—22,1 »	1,7 »	grauer Ton
22,1—15,7 »	6,4 »	grauer feiner Sand
15,7— 2,5 »	13,2 »	grauer Ton
2,5— -7,0 »	9,5 »	grauer scharfer Sand
— 7,0—11,5 »	4,5 »	grauer toniger Feinsand
—11,5—12,6 »	1,1 »	grauschwarze Kiesgerölle mit *Lamna*
—12,6—14,8 »	2,2 »	weißer Ton
—14,8—15,4 »	0,6 »	Braunkohle
—15,4—20,0 »	4,6 »	grauer toniger Feinsand

Die beiden Profile enthalten zwei für unsere Gegend neue Horizonte. In Bohrloch I ist in einer Tiefe von —24,8 bis 27,6 m unter NN., in Bohrloch II bei —11.5 bis 12,6 m unter NN. ein grauschwarzer grober Kies erschlossen worden. Die Gerölle des Kieses haben Linsen- bis Haselnußgröße und sind durchweg gut abgerollt, zuweilen kuglig und haben eine speckglänzende Oberfläche. Herr Dr. Correns untersuchte zwei Dünnschliffe und stellte fest, das die Gerölle aus grauen und schwarzen Lyditen bestehen, die reich an Radiolarien sind und mit den aus dem Freistaat Sachsen bekannten obersilurischen Kieselschiefern völlig übereinstimmen. Auf das Rotsteiner Gestein können höchstens vereinzelte Gerölle bezogen werden. Ich fand in dem Kiese verschiedene *Lamna*-Zähne. Dadurch ist erwiesen, das wir es mit einer marinen Ablagerung zu tun haben.

Einen ähnlich zusammengesetzten Kies hat v. Linstow[1]) als mitteloligocäne Brandungsgerölle an der Basis des Septarientons aus der Gegend von Magdeburg bis Dessau beschrieben und Harbort[2]) als unteroligocänen Flußkies auf Blatt Süpplingen. Die Fossilien lassen bisher eine genaue stratigraphische Bestimmung dieser Zone nicht zu. Da der Kies von Braunkohle unterlagert wird, stelle ich ihn vorläufig in das Unter-Oligocän.

Der zweite uns in den beiden Bohrungen interessierende Horizont ist die Braunkohle in einer Tiefe von —31,5 bis 32,6 m resp. —14,8 bis 15,4 m unter NN. Ich stelle diese Braunkohle zu der älteren, vermutlich eocänen Braunkohlenformation und betrachte sie als die östliche Fortsetzung der bei Halle a. S. entwickelten Braunkohle. Das-

[1]) v. Linstow, Über Verbreitung und Transgression des Septarientons (Rupeltons) im Gebiet der mittleren Elbe. Dies. Jahrb. für 1904, XXV, Heft 2, 1905.

[2]) Harbort, Erläuterungen zu Blatt Süpplingen, 1914, S. 61.

selbe Flöz ist auch in dem fiskalischen Bohrloch westlich von Dobrilugk auf Blatt Kirchhain erschlossen worden. Ferner gehört hierher vermutlich die Mehrzahl der von Baldus[1]) als drittes Lausitzer Flöz zusammengestellten Braunkohlenvorkommen. Die geringe Mächtigkeit der Braunkohle ist vielleicht dadurch zu erklären, daß das ursprünglich mächtigere Flöz durch das unteroligocäne Meer zum Teil abgetragen worden ist.

Wenn auch in der Tiefe in der hier die ältere Braunkohle erschlossen worden ist, überall in der Umgebung das alte Gebirge auftreten kann, ist es doch wohl möglich, daß die Braunkohle anderswo größere Mächtigkeit erreicht und es wird vielleicht lohnend sein, die ältere Braunkohle durch ein größeres Netz von Bohrungen zu erschließen.

[1]) Baldus, Über ein tieferes 3. Lausitzer Flöz, Braunkohle, XXIII, Heft 37, 1924.

Beitrag
zur Geologie des Oberen Bober-Katzbach-Gebirges

Von Herrn **E. Zimmermann I** in Berlin

Inhaltsübersicht

Seite

Grenzen des Niederschlesischen Schiefergebirges 42
Abgrenzung des Bober-Katzbach-Gebirges 42
» des Oberen Bober-Katzbach-Gebirges 43
Die Grünschieferzüge und ihre Zwischenzüge 43
Der mittelste oder Haupt-Zug 43
Der zweite oder nördliche Zug 44
Der dritte, südwestliche Zug 44
Der Ludwigsdorf-Altenberger-Tonschieferzug 45
Der Kauffunger Kalkstein 45
Die Lähner Kreidemulde und ihre Unterlage 45
Der Tonschieferzug südwestlich neben der Lähner Mulde 47
Der Tonschieferzug nordöstlich neben der Lähner Mulde 48
Der nördlichste Tonschieferzug 48
Der südlichste Tonschieferzug und die Altröhrsdorfer N-S-Spalte 48
Zusammenfassung der Züge in geographischer Reihenfolge 50
Die Tektonik des Oberen Bober-Katzbach-Gebirges 52
Der Kuttenbergquarzit und seine Bedeutung für Stratigraphie und Tektonik . . 52
Zwei paläovulkanische Gesteine besonderer Art 53
Der Paläofelsitporphyr und die aus ihm entstandenen sericitischen Schiefergesteine, ihre Lagerungsform und örtliche Verbreitung . 54
Der Keratophyr 57
Der Riesen- und Isergebirgsgranit 59
Rundhöckerlandschaft im Riesengebirgsgranit 59
Der Isergebirgsgranit. Feldspatkugeln daraus 60
Die Innersudetische Hauptverwerfung 60
Die jüngeren, meso- und neovulkanischen Eruptivgesteine 61
Die Porphyre 62
Der Eisenkoppen-Stock mit seinen Radialgängen 62
Das nordöstlich streichende Parallelgangsystem vom Ostteil des Blattes Hirschberg und seine Bedeutung für das präpermische Alter großer Verwerfungen 62
Das nordwestlich streichende System vom Westteile des Blattes Hirschberg und seine Beziehung zur Lähner Mulde 63
Die Basalte; a) auf Blatt Hirschberg, und ihre Beziehung zu benachbarten Porphyrgängen, b) auf Blatt Kauffung, c) auf Blatt Bolkenhain . . 63
Die Diluvialbildungen und die Höhe der diluvialen Vereisung 65

Das Niederschlesische Schiefergebirge wird bekanntlich nach S durch die von Freiburg vorbei an Kupferberg und Greiffenberg nach Görlitz, also von OSO nach WNW, verlaufende Innersudetische Hauptverwerfung gegen das aus Graniten und Gneisen bestehende Eulen-, Riesen- und Isergebirge und die dazwischen liegende Mittelsudetische Culm-Kreide-Mulde, nach N durch die von Freiburg über Goldberg nach Klitschdorf verlaufende Sudetische Ostrandspalte, die also mehr SO—NW-Richtung hat, gegen das Flachland abgegrenzt. Meine Spezialaufnahmen im SO-Teile dieses Gebirges und eine größere Anzahl Begehungen im NW-Teile haben nun — schärfer als man es nach den letzten Gürich'schen Beschreibungen vermuten konnte — gezeigt, daß diese beiden Teile in einem großen Gegensatz zueinander stehen, indem der südöstliche reich an Diabasen bezw. Grünschiefern, zumeist sogar in Form von Massenergüssen ist, während der nordwestliche fast frei davon ist. Die Grenze beider Teile verläuft im großen ganzen quer, von SW nach NO, durch das Gebirge, etwa von Grunau bei Hirschberg nach Seichau bei Jauer, im einzelnen aber greifen beide mehrfach mit z. T. sehr langen schmalen Fingern tief in einander ein. Die südöstliche grünschieferreiche Hälfte bildet das eigentliche Bober-Katzbach-Gebirge[1]), dessen Spezialaufnahme jetzt vollendet ist, bis auf wenige kleine Lücken im Inneren[2]) und bis auf einen Rest am Rande auf Blatt Kolbnitz. Von der nordwestlichen, Grünschiefer-armen Hälfte, die freilich großenteils von den permischen und mesozoischen Bildungen der Bunzlau-Löwenberger Kreidemulde überdeckt ist, sind große Stücke schon veröffentlicht (auf den Blättern Goldberg, Gröditzberg, Lähn und Schönau), während allerdings der auch noch große südwestliche Streifen von Mauer am Bober bis nach Görlitz und der schmale nordöstliche von Goldberg nach Bunzlau noch der Kartierung harren.

Außer den erwähnten Fingern greifen aber, als Ausläufer der genannten Hauptmulde, noch mehrere permische und mesozoische Teilmulden und Gräben von NW nach SO weit in das Schiefergebirge ein, so insbesondere die Lähner Mulde, der Schönauer Graben und die Goldberg-Hermsdorfer Mulde. Und so bietet die Karte des Bober-Katzbach-Gebirges das Bild zahlreicher subparalleler, hercynisch (sudetisch) in Stunde 9 bis fast 6 gerichteter Streifen, die übrigens auch landschaftlich mehr oder weniger deutlich, manchmal sogar als bedeutende Berg- oder Talzüge, hervortreten und das Land gliedern. Am wichtigsten in dieser Hinsicht, und auch dadurch, daß er das ganze Gebirge bis zu seinem Ostrande durchsetzt, ist der Schönauer Graben, der sich als solcher an der Katzbach von der Löwenberger Hauptmulde loslöst, mit durchschnittlich 2 km Breite über Leipe und Hellwigsdorf zieht und bei

[1]) Vergl. hierzu meine früheren Aufnahmeberichte in diesem Jahrbuch f. 1919, Bd. **40**, II, S. CXVII—CXXIV, und für 1921, Bd. **42**, S. XXXVI—XXXVII, sowie meinen Aufsatz »Die Eigenarten und geologischen Aufnahmeschwierigkeiten des Bober-Katzbach-Gebirges«, in diesem Jahrbuch f. 1916, Bd. **37**, II, S. 1—29.

[2]) Wegen dieser Lücken und wegen der erst noch durch einige Revisionen zu beseitigenden Unsicherheit in der Bestimmung einiger Schieferarten muß ich leider von der Beigabe einer Karte zur vorliegenden Arbeit vorläufig absehen, so sehr sie das Verständnis des Folgenden erleichtern würde.

Falkenberg-Kauder die Sudetische Ostrandspalte erreicht. Gürich hat Recht, wenn er mit diesem Graben das »Obere Bober-Katzbach-Gebirge« im S von dem »Unteren« im N trennt, welches auch nur viel geringere Höhen erreicht. — Die beiden Hauptflüsse Bober und Katzbach nehmen mit ihrem im großen ganzen südnördlichen Verlauf nur in kurzen Teilstrecken Rücksicht auf den inneren Bau des Gebirges.

Das Untere Katzbachgebirge ist in seinem Hauptteile auf den vier oben genannten Blättern schon veröffentlicht. Nachstehend soll nun über das Obere Bober-Katzbach-Gebirge auf Grund der Aufnahmen auf Blatt Hirschberg, Kauffung und Bolkenhain[1]) berichtet, aber von ihm nur wieder eine Auswahl der erlangten wissenschaftlichen Ergebnisse dargestellt werden, und zwar sollen es zunächst solche sein, die für die ja bisher noch immer so dunkle Stratigraphie und Tektonik von Bedeutung sind. Außerdem sollen noch Ergebnisse über Verbreitung und Beschaffenheit einiger für das Gebiet besonders bezeichnender, aber bisher noch wenig bekannter Eruptiv- und Sediment-Gesteine folgen und daran sich endlich einige Mitteilungen anschließen über die Innersudetische Hauptverwerfung, über das Granit- und Gneis-Gebiet südlich davon und über das sich überall hindurchschlängelnde Diluvium.

Wie schon gesagt, bildet **Grünschiefer** den besonders bezeichnenden, auch räumlich etwa die Hälfte des Schiefergebirges einnehmenden und landschaftlich gerade die höchsten Bergzüge bildenden Hauptbaustein desselben. Er setzt infolge der oben genannten fingerförmigen Verzahnungen 3 große subparallele Züge zusammen.

Von diesen ist der mittelste mit durchschnittlich 3 km Breite der breiteste und mit über 18 km Länge (diese zunächst nur westlich der Katzbach gerechnet) der längste und überhaupt der zusammenhängendste. Ihm gehören die mächtigen und steilen Bergzüge der Bleiberge bei Ketschdorf (658 m), des Schafberges und der Melkgelte (724 m), des Butterberges (715 m) und Alten Pferds (647 m) bei Tiefhartmannsdorf, die Blücherhöhe (708 m) und der Stangenberg (665 m) bei Berbisdorf und das an der Kanzel 625 m hohe Ludwigsdorfer Gebirge an, die zu den höchsten Bergen Schlesiens außerhalb des Riesengebirges gehören und auf denen eine zusammenhängende Kammwanderung die schönsten und lehrreichsten Ausblicke südwärts über den Hirschberg-Warmbrunner Kessel hinweg auf das ganze Riesen- und Isergebirge und ebenso nordwärts über das untere Katzbachgebirge hinweg bis an den Beginn des Flachlandes darbietet. Jenseits des Ober-Langenauer Quertales treten — vielleicht als durch Verwerfungen abgeschnittene Fortsetzung dieses Grünschieferzuges — noch einige unscheinbare und unzusammenhängende schmale Rücken in der Richtung auf Lähn am Bober auf; zuletzt erhebt sich auf dessen linkem

[1]) Auf dem ältest aufgenommenen Blatt Bolkenhain bestehen noch viele der in der Anmerkung auf S. 42 genannten, einer nochmaligen Begehung bedürftigen Unsicherheiten, so daß ich dieses Blatt jetzt nur teilweise berücksichtigen kann.

Ufer Grünschiefer noch einmal zu dem kurzen 350 m hohen Rücken, der die Burg Lehnhaus trägt, und verschwindet gleich danach. Östlich der Katzbach setzt sich dieser Zug, stark verbreitert und durch eine mächtige Schieferzone in zwei Parallelzüge zerspalten, über die Blätter Bolkenhain, Ruhbank, Freiburg und Hohenfriedeberg fort, und erst die Sudetische Ostrandspalte schneidet ihn hier mit breiter Front ab. Das ist also eine gewaltige Eruptivmasse, von der leider nicht festzustellen ist, ob sie ein einziger Erguß ist oder eine unmittelbare Aufeinanderlagerung mehrerer. Jedenfalls sind diese dann (mit der genannten Ausnahme) nicht durch Sedimente getrennt. Überhaupt sind Sedimente westlich der Katzbach überaus selten in seinem Gebiet. Ein kleiner Fleck von Tonschiefer auf dem Sturm bei Ludwigsdorf und ein längerer Streifen auf dem Oberhofberg bei Berbisdorf scheinen nur isolierte, auflagernde Reste zu sein, und nur ein schmales Kalksteinvorkommen südlich der Kapelle und eines westlich von Kammerswaldau könnten Einlagerungen sein.

Der zweite, nördliche, bis 1200 m breite Grünschieferzug beginnt im NW im Langenauer Tal am oberen Ende von Johnsdorf; er erhebt sich sogleich steil zu dem Immigenberg (540 m) und setzt sich über den Hohen Wald (679 m) zur Hogolje (721 m), dem dritthöchsten Berge Niederschlesiens, und dann über Scheibel- (545 m), Freuden- und Kl. Mühlberg (456 m) zur Katzbach fort, überschreitet diese in Mittelkauffung und erhebt sich am Repprichts- und Rehberg und Märtenstein noch einmal bis 628 m, um gleich danach bei Ober-Leipe mit unscheinbaren Splittern zu enden; er hat also insgesamt über 18 km Länge.

Der dritte, südwestliche, Grünschieferzug beginnt am Harteberg bei Tschischdorf, zieht sich nach dem Kalkberg bei Boberröhrsdorf (508 m) und immer in SO-Richtung weiter bis Grunau, knickt hier nach O um und verläuft über den Südabhang des Schiefer- und Galgenberges (562 m) nach Berbisdorf. Am Paß zwischen Flachenseiffen und Berbisdorf stößt er an den mittleren (Haupt-) Zug wohl mit einer Verwerfung an. Er ist also nur 10 km lang und $^1/_2$—1 km breit. In ihm treten an mehreren Stellen Kalklager auf, alle nur bis höchstens 100 m lang und bis 20 m mächtig.

Als die ganz unbedeutenden Reste eines vierten, nördlichsten, Zuges kann man vielleicht drei oder vier kleine, voneinander z. T. weit getrennte, landschaftlich gar nicht hervortretende Grünschiefer-Vorkommen bei Neu-Stechow und zwischen Alt-Schönau und Ober-Leipe dicht oder nahe an der südlichen Randspalte des Schönauer Rotliegendgrabens ansehen, deren größtes am Kapellenberg bei Kl. Helmsdorf sich findet. Und ein fünfter, ebenfalls ganz unbedeutender Zug begleitet endlich auf kurze Strecke den Quadersandsteinrücken zwischen Tschischdorf und Neu-Flachenseiffen.

Der erste (Haupt-) Grünschieferzug wird vom zweiten in der ganzen Länge durch einen meist kaum 1 km, z. T. aber auch bis auf 3 km verbreiterten Streifen von Tonschiefer getrennt, dessen leichte Zerstörbarkeit die tiefe und schmale Einsenkung des Ludwigsdorfer Tales,

die breitere flachere des Tiefhartmannsdorfer und östlich der Katzbach die des Altenberger Grundes (Erlenbaches) veranlaßt hat. Diese Schieferart läßt sich in der Regel durch ihre grauwackenartige Beschaffenheit und häufig mylonitische Textur leicht von anderen Tonschiefern unseres Gebirges unterscheiden, wird von mir als »**Ludwigsdorf-Altenberger Tonschiefer**« bezeichnet und scheint in anderen Schiefergebieten unseres Gebirges nicht wieder vorzukommen.

Innerhalb dieses Schieferzuges treten an mehreren Stellen unter tektonisch überall unklaren Verhältnissen Kalksteinlager und -Klippen auf, die petrographisch dem sogleich zu besprechenden Kauffunger Kalkstein gleichen; die größten Lager sind das bekannte Vorkommen an der Kapelle bei Berbisdorf und das am Erbbegräbnis bei Tiefhartmannsdorf, winzig klein sind solche nördlich der Kapelle und an der Winterhöhe östlich von Kauffung. — Ein überaus mächtiger und zusammenhängender Kalksteinzug bildet auf Blatt Kauffung die Grenze zwischen dem Altenberger Schiefer und dem ersten (Haupt-) Grünschieferzug. Landschaftlich baut dieser — auch wirtschaftlich äußerst wichtige — »**Kauffunger Kalkstein**« eine von 5 tiefen Quertälern zerschnittene, 13 km lange Kette von z. T. gewaltigen Bergklötzen auf, deren bedeutendste der Eisenberg, Kitzelberg (667 m), Mühlberg, Wetzelberg und Seitendorfer Kalkberg sind. Nach W hin hören diese Kalkberge, nachdem sie auf den letzten $1^1/_2$ km ihre regelrechte WNW-Richtung verlassen haben und am Gut Tiefhartmannsdorf, dessen Schloß noch auf ihnen steht, plötzlich nach SW abgeschwenkt sind, am Butterberg auf, anscheinend an einer NW-Verwerfung, die von der Friedrichshöhe und dem Kreuzberg herkommt. An der Grenze des zweiten Grünschieferzuges gegen den Altenberger Schiefer, also symmetrisch zum ebengenannten, findet sich ebenfalls ein Kalksteinlager, aber nur am Röhrsberg bei Mittelkauffung, wo es einen Klotz von einiger Bedeutung darstellt; sonst fehlt Kalkstein überhaupt an dieser Grenze, die vielleicht eine tektonische ist. — Auf Blatt Bolkenhain schwenkt die Kette der großen Kalksteinklötze — landschaftlich scheinbar die Fortsetzung des erstgenannten Zuges vom Seitendorfer Kalkberg, aber nun in ganz anderer stratigraphischer Umgebung — im Bogen nach N (am Töppich) und schließlich (bei Petersgrund und Leipe) sogar noch nach NW um. (Auf die letztgenannten sehr verwickelten Verhältnisse kann ich heute noch nicht eingehen; sie müssen erst durch nochmalige vergleichende Untersuchung der Tonschiefer auf Bl. Bolkenhain geklärt werden.) Petrographisch sind alle diese Kalksteine einander so ähnlich, daß man sie nicht unterscheiden kann. Sie sind in der Regel von marmorartiger feinkristalliner Beschaffenheit, weißer Farbe, meist undeutlicher Schichtung und frei von Fossilien (abgesehen von dem auch jetzt noch einzigen Fund bei Leipe, den Gürich schon 1882 gemacht und beschrieben hat).

Zwischen das NW-Stück des ersten und den dritten bezw. fünften Grünschieferzug senkt sich die 2—3 km breite **Lähner Kreidemulde** ein, die östlich vom Bober auch landschaftlich eine weite und tiefe Mulde darstellt. An den beiden Rändern dieser Mulde tauchen

auf längere Strecken auch noch schmale, zu ihr gehörige Streifen von Buntsandstein und Rotliegendem empor. Diese Mulde besteht aus Schichten des Cenomans und Turons in einer Ausbildung, die sich nahe an die der Löwenberger Mulde anschließt, aber doch einige bedeutende Abweichungen zeigt[1]). Das Cenoman ist ein Quadersandstein von geringerer Mächtigkeit als dort, aber mit mehr grobkiesigen Einlagerungen. Der dann folgende Ton mit (sehr seltenem) *Actinocamax plenus* ist ebenfalls viel — und zwar sehr viel — weniger mächtig (nämlich nur einige Dezimeter bis 4 oder 5 m) als bei Löwenberg und scheint vielfach ganz auszusetzen. Dann tritt der nun folgende (nach den bisherigen Beobachtungen fossilleere) »Mittelquader«, der ebenfalls geringere Mächtigkeit hat und gegen den Unteren Quader sich hier durch häufige glaukonitische Färbung auszeichnet, in unmittelbare Berührung mit dem letzteren. Beide Quadersandsteine bilden dann miteinander, da sie fast durchgängig mit sehr steiler Schichtstellung zutage treten, einen einzigen Bergkamm von oft felsiger Beschaffenheit, der an der ganzen südwestlichen Längsseite der Mulde ununterbrochen sich hinzieht, während er auf deren NO-Seite nur in der NW-Hälfte vorhanden, in der SO-Hälfte aber (vom Langenauer Tale ab) durch eine ungefähr im Streichen verlaufende Verwerfung abgeschnitten ist. Viel mächtiger dagegen als bei Löwenberg ist der nun folgende sandig graue Turonmergel, der bei Langenau und Waltersdorf mehrfach Scaphiten geliefert hat und bei Flachenseiffen auch nicht selten, aber schlecht erhalten Seeigel und Rhynchonellen und einige andere Fossilien führt. Er enthält zwar einige kalkreiche sehr zähe, aber nur dünne Lagen, ist aber in seiner Hauptmasse ein weiches, leicht verwitterndes und leicht zu erodierendes Gestein. Da es nun auch noch flach gelagert ist (nur an den Muldenrändern noch etwas aufgebogen), so liefert es alle Vorbedingungen, daß die tektonische Mulde zugleich eine landschaftliche wird, sobald eine etwa vorhandene härtere Deckschicht einmal zerstört ist. — Eine solche Deckschicht war ehedem in der Tat vorhanden, gebildet von einem Sandstein, den man stratigraphisch dem Löwenberger Oberen Quader wohl gleichstellen darf, wenn er auch noch nicht die leitenden Fossilien geliefert hat, vielmehr fast fossilfrei ist. Von dieser Sandsteindecke, die die jüngste Schicht im Kern der Lähner Mulde bildet, ist ein größerer Rest, der auch noch wirklich als Quadersandstein bezeichnet werden kann, in der NW-Hälfte der Mulde, westlich des Bobers, vorhanden und bildet hier den mächtigen Kynberg bei Lähn. Ein viel kleinerer Rest ist in der SO-Hälfte der Mulde noch vorhanden und bildet hier nur den (einem Basaltkegel in seiner Gestalt zum Verwechseln ähnlichen) Grunauer Spitzberg (550 m). Hier ist dieser Sandstein aber nicht mehr reiner schneeweißer Quarzsandstein von sehr dickbankiger, fast massiger Schichtung, sondern er ist von ganz abweichender Beschaffenheit: dünnschichtiger, oft glaukonitreich und häufig mit Kalkbindemittel. Seine Mächtigkeit beträgt hier etwa 110 m. Unter seinem

[1]) Diese sind z. T. schon in der Erläuterung zu Blatt Lähn kurz behandelt.

Schutz ragen auch die unterlagernden Mergel relativ höher empor als in anderen Teilen der Mulde. Übrigens erreichen sie hier auch absolut ihre größte Höhe, da der Grunauer Spitzberg etwa in der Muldenachse und nahe an deren SO-Ende liegt, diese Achse selbst aber nach SO sanft ansteigt. Noch vor ein paar Jahren, als der hölzerne Turm auf dem Gipfel des Berges noch zugänglich war, hatte man von ihm aus eine landschaftlich überaus reizvolle, geologisch ungemein lehrreiche Aussicht über ein sehr großes Gelände; die jetzige Aussicht ist durch den Waldwuchs sehr vermindert.

Die Unterlage der Kreideschichten in der Lähner Mulde bilden im SO verschiedene Glieder des Schiefergebirges (Grüne und Tonschiefer, Keratophyr und am Lerchenberg bei Neu-Flachenseiffen sowie anscheinend im Oberdorf Grunau auch ein (gangförmiger) Quarzporphyr; am letztgenannten Orte sind zahlreiche, bis handgroße scharfkantige Porphyrbrocken in die im Bachbett aufgeschlossene unterste Sandsteinbank eingebacken. Weiter nach NW stellt sich Rotliegendes als Unterlage ein, und zwar auf dem südwestlichen Muldenflügel von Waltersdorf ab; auf dem nordöstlichen vom Ömrichs- oder Hemrichsberg ab (einem durch einen alten Rundwall ausgezeichneten kleinen Hügel nordöstlich vom Khf. Flachenseiffen); es bildet auf beiden Flügeln wegen sehr steiler Lagerung nur ganz schmale Streifen. Von Waltersdorf ab schiebt sich zwischen diese und das Cenoman nun auch noch Buntsandstein ein. Der genannte Hemrichsberg selbt besteht aus Quarzporphyr, der hier auf der Karte einen kleinen kreisrunden Fleck einnimmt und vielleicht eine Schlotfüllung darstellt. Südlich dicht dabei führt das Rotliegende auch ein kleines Lager von Melaphyr, der weiterhin (bei Lähn, Schiefer, Schmottseiffen) lange, wenn auch schmale, zusammenhängende Züge bildet. Der Buntsandstein enthält zahlreiche Geröllchen und wird dadurch und durch andere kleine Merkmale dem Rotliegenden, besonders wenn Tuffe fehlen, so ähnlich, daß örtlich die Zuweisung zum einen oder zum anderen unsicher werden kann, zumal Zechstein hier noch ganz fehlt, wie er ja auch weiter im NW in der Lähner Mulde nur sehr kümmerlich ausgebildet ist.

Wenn oben gesagt wurde, die Lähner Mulde senke sich zwischen den ersten und dritten Grünschieferzug ein, so grenzt sie doch (und ebenso die zu ihr gehörigen Rotliegend- und Buntsandsteinstreifen an den beiden Längsseiten der Mulde) nicht unmittelbar an die Grünschiefer an, sondern es schiebt sich jederseits ein Band von **Tonschiefer** dazwischen. Von diesen Bändern ist das südwestliche, im Bobertale bei Mauer $2^1/_2$ km breite, nach SO sich bis auf 1 km verschmälernde bei Boberröhrsdorf, Tschischdorf und Mauer mit nicht unbedeutenden Kalksteinklötzen verbunden. Es knickt bei Grunau in gleicher Weise wie der (dritte) Grünschieferzug aus der NW—SO-Richtung in die W—O-Richtung um und schließt mit diesem zusammen die Lähner Mulde nach S hin ab, so daß deren Südrand noch um etwa 1 km von dem ihm parallelen Nordrand des Hirsch-

berger Granitgebietes, d. h. der Innersudetischen Hauptverwerfung, getrennt bleibt.

Das nordöstliche Schieferband ist ein bei Gießhübel beginnender Ausläufer des großen Lähner Schiefergebietes, der im Langenauer Quertal (am W-Fuße des Kratzberges) noch etwa 1 km breit ist, sich dann schnell auf 300 m verschmälert, am unteren Teile des SW-Abhanges vom Ludwigsdorfer Gebirge entlang zieht und am Hemrichsberg bei Flachenseiffen endet. In seiner Fortsetzung läuft eine Verwerfung am Fuße des steil aufsteigenden Stangenbergs entlang, an der nun Kreide und Grünschiefer unmittelbar aneinander grenzen. Es ist dieselbe schon oben erwähnte Verwerfung, an der der dritte Grünschieferzug an den ersten anstößt. Dieser nordöstliche Schieferzug ist bis auf eine winzige Klippe, die gerade an seinem SO-Ende auftritt, frei von Kalkstein-Einschaltungen.

Auch der zweite Grünschieferzug, der der Hogolje, hat nach außen, gegen den weiterhin nach NO folgenden Schönauer Rotliegend-Graben hin, als Flanke eine Tonschieferzone. Auch diese nördlichste Schieferzone ist ein vom breiten Lähner Schiefergebiet auslaufender Finger. Am N-Fuße der Hogolje entlang ist sie nur 1 km breit, von Johannisthal ostwärts aber erweitert sie sich infolge Zurückweichens des Rotliegenden bis auf 3 km, verschmälert sich dann wieder und läßt sich bis nach Ober-Leipe verfolgen. Das verbreiterte Gebiet wird beiderseits der Katzbach zwischen Kauffung und Alt-Schönau von zahlreichen kleinen Diabaskuppen durchsetzt (ein Verhalten, das sonst in unserm ganzen Gebiete nicht wieder vorkommt) und läßt an seiner Nordgrenze (gegen das Rotliegende) die Reste des obenerwähnten vierten Grünschieferstreifens hervortreten, die bei Kl.-Helmsdorf mit Kalkstein, und hier wie nach Leipe zu mit dem bisher noch nicht erwähnenswert gewesenen, aber in der nordwestlichen Fortsetzung, auf Blatt Lähn weit verbreiteten Kieselschiefer verbunden sind.

In dieser nördlichsten Tonschieferzone des Oberen Bober-Katzbach-Gebirges sind verschiedene Abänderungen des Tonschiefers vertreten, die ich in ihrer Fortsetzung auf Blatt Lähn in zwei Gruppen zusammengefaßt habe. Die eine, und zwar die verbreitetere Gruppe, die ich dort auf der Karte mit ps bezeichnet habe, besteht vorwiegend aus hellgrauen, sandigen, glimmerreichen Schiefern, die andere mit ps bezeichnete aus dunkleren, blaugrauen bis schwarzgrauen milderen, meist glimmerfreien Tonschiefern. Den erstgenannten Schiefern ähneln oder gleichen auch diejenigen, die soeben als die beiderseitigen Begleiter der Lähner Mulde genannt wurden, und ebenso diejenigen der zwei isolierten Schieferflecke in dem Hauptgrünschieferzug.

Ihm gleicht aber ferner auch die Hauptmasse des nun noch zu besprechenden südlichsten Tonschieferzuges unseres Gebietes. Dieser anfangs sehr schmale Zug beginnt innerhalb des Haupt-Grünschieferzuges an der Granitgrenze in Ober-Seiffersdorf und erstreckt sich zunächst in der ganz ungewöhnlichen, nämlich quer zum sonstigen Streichen verlaufenden N-Richtung bis an den Südfuß des Kellerberges bei Ober-Kauffung. Ob er hier durch eine NW—SO-Verwerfung

abgeschnitten wird oder plötzlich nach SO umknickt und als schmales, unter Diluvium und Grünschieferschutt verstecktes Band weiter läuft, ist wegen ungenügender Aufschlüsse nicht zu sagen. Jedenfalls tritt er aber wieder in dem Eisenbahneinschnitt südlich vom Bahnhof Ketschdorf hervor, wo er vorzüglich aufgeschlossen ist. (Hier ist besonders eine — in Niederschlesien nur selten aufgeschlossene — Kleinfaltung der Schichten beachtenswert, bei der übrigens die Faltenachsen nicht horizontal verlaufen, sondern mit etwa 25° nach OSO einfallen.) Von hier zieht sich das Schieferband ostwärts über den Raupachshügel am Unterende von Ketschdorf hinweg nach dem Distelberg, einem südlichen Vorhügel des mächtigen Waldberges bei Nimmersath, und auch an der Nordseite des Waldberges beginnt am Burgberg, nahe an der Blattgrenze zwischen Hirschberg und Kauffung, ein schmaler Zug solcher Schiefer. Am Ostfuße des Waldbergs vereinigen sich diese beiden Züge zu einem einzigen und verbreitern sich entlang dem Altröhrsdorfer Tal immer mehr; da, wo, noch in Ober-Altröhrsdorf, dies Tal zweimal scharf rechtwinklig umknickt, durch eine NS-streichende Verwerfung (die »Altröhrsdorfer NS-Spalte«) bedingt, ist der Schieferzug schon $1^1/_2$ km breit; auf der andern Seite der Verwerfung setzt er sogleich mit fast 3 km Breite, z. T. unter Rotliegendem, fort, wobei er eine — ebenfalls ungewöhnliche — NO-Richtung einhält, bis zum Unterende des Dorfes Wiesau. Hier durch eine neue, nordwest-südöstliche Verwerfung abgeschnitten, beginnt er auf deren NO-Seite, weit nach S verschoben, am Hopfen-Berg bei Waltersdorf wieder, um sich nach Bolkenhain hin fortzusetzen. Auf die graphitischen und ps-Schiefer, die im Altröhrsdorfer Tal einen Streifen in diesem ps-Schieferzug bilden, will ich hier noch nicht näher eingehen und nur noch erwähnen, daß auch in dem Seiffersdorfer Stück schwarze Schiefer eingeschaltet sind, die dort Anlaß zu einer (natürlich erfolglosen) Graphitmutung gegeben haben.

Wie schon angedeutet, beginnt und verläuft dieser südlichste Tonschieferzug innerhalb des Hauptgrünsteinzuges, mit andern Worten: er spaltet letzteren von Seiffersdorf an ostwärts in zwei Züge. Dem nördlichen von beiden gehören die Berge bei Rodeland, Unter-Seitendorf, der Bärsteinrücken (Steinkammer), das Eschig und der Scheibenberg bei Neuröhrsdorf an, dem südlichen der Rosengarten und die Bleiberge westlich, und der Schafbergrücken, der Wolfsberg und die gewaltige Bergmasse von Oberkunzendorf-Großhau östlich des Passes von Ketschdorf-Nimmersath. Beide Grünschieferzüge wie auch der zwischenliegende Tonschiefer setzen zwar noch viel weiter über das Blatt Bolkenhain hin fort, doch werden hier die Verhältnisse sehr verwickelt und bedürfen einer nochmaligen Begehung auf Grund der reiferen Erfahrung, so daß ich vorläufig die Darstellung der Oberflächenverbreitung der einzelnen Züge an der oben genannten **Altröhrsdorfer Nordsüdspalte** abschließe.

Diese Spalte, die vielleicht schon die Oberkunzendorfer Talschlucht bedingt, setzt nordwärts von Kol. Lamprecht in einer tiefen Schlucht durch den Siegelwald nach der Altröhrsdorfer Obermühle

hinab und dann wieder in einem Tal und einer anschließenden Senke nach Neuröhrsdorf hinauf und läßt sich auch noch über Kilometerstein 7,9 der Bolkenhain-Hirschberger Chaussee hinweg in den Prädelwald hinein folgen.

Das bisher Gesagte zusammenfassend, können wir in Bestätigung und Vervollständigung der in meinen Aufnahmeberichten 1919 und 1921 gemachten Angaben folgendes schematische Bild über die Oberflächenverbreitung der wesentlichen Gesteine im Oberen Bober-Katzbach-Gebirge auf den Blättern Hirschberg, Kauffung und der Westseite von Bolkenhain zeichnen: Diese Gesteine bilden lauter nordwest-südöstlich streichende, an einigen Stellen (besonders im O) auch in die Westost-Richtung umbiegende Bänder oder Züge von sehr großer, selten von geringerer Längserstreckung und wechselnder Breite, und zwar treffen wir auf Querprofilen vom Schönauer Rotliegendgraben nach SW der Reihe nach an:

1. Den nur in Resten erhaltenen, oben als vierter genannten Grünschieferzug zwischen Alt-Schönau und Ober-Leipe, der mit Kalkstein bei Kl.-Helmsdorf und sonst noch mit Kieselschiefer verbunden ist. — Darauf folgt nach SW hin
2. der Tonschieferzug Lähn-Hohenliebenthal-Johannisthal-Alt Schönau-Nieder Kauffung-Ober Leipe, stellenweise (bei Johnsdorf) mit Kieselschiefer, oder (zwischen Kauffung und Schönau) mit kleinen Diabaskuppen verbunden;
3. der oben als zweiter genannte Grünschieferzug von Johnsdorf über Immigen-B., Hohe Wald-Hogolje-Ratschin-Mittelkauffung-Märtenstein,
4. der Kalksteinklotz vom Röhrsberg bei Kauffung,
5. der Tonschieferzug Johnsdorf-Ludwigsdorf-Tiefhartmannsdorf-Oberkauffung-Altenberg, mit kleinen Linsen und (an der Kapelle und am Erbbegräbnis Tiefhartmannsdorf) mit größeren Schollen von Kalkstein,
6. der Kalksteinzug Butterberg-Tiefhartmannsdorf-Eisenberg-Kitzelberg-Mühlberg-Wetzelberg-Seitendorfer Kalkberg-Mordstein bei Neuröhrsdorf,
7. der Hauptgrünschieferzug (oben als erster aufgeführt) von Lehnhaus über Gießhübel-Langenau-Vogelkippe-Ludwigsdorfer Gebirge-Stangenberg-Blücherhöhe-Berbisdorf-Altes Pferd-Melkgelte-Schafberg-Kammerswaldau-Seiffersdorfer Galgenberg-Kellerberg-Rodeland-Burgberg-Steinkammer-Eschig-Scheibenberg. An der Blücherhöhe und besonders am Oberhofberg bei Berbisdorf kommen darin Inseln von Tonschiefer, westlich von Kammerswaldau ein kleines, am Bärstein, Fuchsstein und Ascheborn bei Alt-Röhrsdorf ein ansehnliches Kalksteinlager vor.

Auf die Westhälfte des Gebietes beschränkt sind:

8a. der kurze Ton- und Kieselschieferzug Lähn-Gießhübel-Oberlangenau-Hemrichsberg bei Flachenseiffen, am letzten Ort mit kleiner Kalksteininsel;

9. die Lähner Kreidemulde, z. T. mit Rändern von Buntsandstein und Rotliegendem, die sich nach SO auskeilen,
10. der Tonschieferzug Mauer-Tschischdorf-Grunau-Berbisdorfer Galgenberg, mit mehreren großen Kalksteinklötzen, und
11a. der Grünschieferzug (oben als dritter aufgeführt) von Tschischdorf-Boberröhrsdorfer Kalkberg-Grunauer Schiefer- und Galgenberg, mit einigen sehr kleinen Kalkvorkommen.

Dagegen auf die Osthälfte des Gebietes beschränkt sind:

8b. der Ton- und Kieselschieferzug Ober-Seiffersdorf-Kellerberg-Ketschdorf-Distelberg-Siegelwald und Rothenberg bei Altröhrsdorf, mit einer Abzweigung vom Rothenberg nach dem Bodenbusch und Burgberg[1]) und
11b. der Grünschieferzug Rosengarten-Bleiberge-Ketschdorf-Nimmersath-Schafberg-Vogelherd-Oberkunzendorf-Großhau-Wolfsberg. Die Nummerung 8b und 11b soll andeuten, wie vielleicht die Parallelisierung mit 8a und 11a zu denken ist.

Damit sind wir am Südrande des Bober-Katzbach-Gebirges angekommen. Dies grenzt also im W mit dem Glied 11a, in der Mitte mit Glied 7, im O mit Glied 11b an die Gneise und Granite des Iser- und Riesengebirges an.

Die Grenzen dieser verschiedenen Züge gegeneinander sind z. T. sicher als (streichende oder sehr spitzwinkelig das Streichen schneidende) Verwerfungen erkannt, von einigen anderen darf man es vermuten. Wo aber normale, ursprüngliche Grenzen anzunehmen sind, das bedarf noch weiterer Untersuchungen.

Es sei noch besonders hervorgehoben, daß die 4 großen Grünschieferzüge stratigraphisch vermutlich identisch sind, daß dagegen die Kalksteine — ganz gegen meine anfängliche Erwartung — wahrscheinlich nicht einem einzigen, sondern mehreren verschiedenen Horizonten angehören (sie treten auf in Glied 1, 4, 5, 6, 7, 8a, 10, 11a), und daß die Tonschiefer ebenfalls mehreren — vermutlich drei — verschiedenen Horizonten angehören: die eine Art Tonschiefer, der Altenberger, tritt ausschließlich in dem Streifen Nr. 5 auf; der von mir in den Erläuterungen zu Blatt Lähn und Schönau mit ps bezeichnete dunkle, meist milde Schiefer findet sich sowohl in 2, wie in 8a und in 8b, während er mir aus 10 noch nicht sicher bekannt ist; der weitaus am weitesten verbreitete, ebenda als ps bezeichnete helle sandige Schiefer aber endlich bildet den Hauptteil von 2, 8a, 8b und 10. Kieselschiefer und graphitische schwarze Schiefer haben sich gefunden in den Gliedern 1, 2, 5, 8a, 8b und 10 und gehören hier wohl auch mehreren (zwei?) Horizonten an.

Mit der Aufteilung des Gebirges in verschiedene »Züge« von Sediment- und Eruptivgesteinen ist natürlich noch nichts über die

[1]) Kleine, von mir früher erwähnte Kalksteinvorkommen am östlichen und am westlichen Südfuße des Waldberges sind wohl nur Reste ehemaliger Kalköfen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Tektonik, über den eigentlichen Gebirgsbau, gesagt, denn noch weiß ich nicht, ob und wo treppen- oder schuppenförmige Verwerfungen, Horste, Gräben, Sättel oder Mulden anzunehmen sind. Da die Eruptivgesteine vorherrschen und deren Schieferungsrichtung natürlich nicht in Betracht kommen kann, in den Sedimenten aber Aufschlüsse anstehenden Gesteins selten sind und in diesen die Schichtenlage oft teils von Anfang an kaum zu erkennen ist (wegen Homogenität der Masse), teils durch nachträgliche Fältelung oder Verquetschung, ja selbst Mylonitisierung unklar geworden, überdies gewöhnlich sehr steil ist, so hat sich auch aus den Beobachtungen des Einfallens noch kein Bild gewinnen lassen. Ebensowenig hat die Paläontologie bisher helfen können, da außer den von Gürich 1882 im Kalkstein bei Leipe gefundenen, aber bis heute noch nicht sicher gedeuteten Fossilien (Crustaceen?) sich nur Graptolithen gezeigt haben, und auch diese nur an sehr spärlichen Stellen in Kieselschiefern. Es ist für letztere oben schon hervorgehoben, daß sie wahrscheinlich zwei Horizonten angehören, so daß man sicher als silurisch nur die Vorkommen ansehen kann, die Graptolithen geliefert haben. Und so bleibt vorläufig nur die Deutung des mit möglichster Sorgfalt aufgenommenen Kartenbildes übrig. Da ist denn nicht zu verkennen, daß eine gewisse Symmetrie insofern besteht, als von dem Streifen Altenberger Schiefers (Glied 5 obiger Tabelle) als einer Mittelachse aus nach NO wie nach SW erst ein Grünschieferzug (Glied 3 und Glied 7) und dann ein vorherrschend aus ϕs bestehender Tonschieferzug (Glied 2 und Glieder 8a + 10 und 8b) und dann wieder ein Grünschieferzug (1? und 11a + 11b) folgen; auch die Wiederkehr des Kalksteins (6) am Röhrsberg (4) kann man vielleicht in diese Symmetrie einbeziehen.

Die stratigraphische Identität der ϕs-Schiefer in (2), (10) und (8b) geht nicht bloß aus der petrographischen Übereinstimmung der ϕs-Gesteine an sich hervor, sondern auch daraus, daß sich in allen auch die von mir schon verschiedentlich als wichtiger Leithorizont hervorgehobene Einlagerung von Kuttenbergquarzit wiederfindet, ein Gestein, das sich von allen andern Schiefern und Quarziten unsres Gebirges durch die (zuweilen 3 mm überschreitende) Grobheit und gute Abrollung seiner Quarzkörner unterscheidet, die gewöhnlich nicht sehr eng aneinanderstoßen. Bildet es auch keine mächtigen weithin zusammenhängend verfolgbaren Bänke, vielmehr immer nur dünne und kurze, durch oft viele Kilometer weite Zwischenräume getrennte Linsen, die auch orographisch sich nicht geltend machen und nur spärlich anstehend zu beobachten sind, so fällt es doch gewöhnlich schon durch die etwas bedeutendere Größe seiner Verwitterungsscherben und eben durch seine Grobkörnigkeit dem sorgfältigen Beobachter in die Augen. Wegen seiner stratigraphischen Wichtigkeit habe ich alle beobachteten Funde in die Karte eingetragen, auch wenn sie nur aus ein paar Brocken bestanden, oder auch wenn sie offensichtlich verrollt waren. Darum lohnt es wohl eine Liste der Fundorte im Oberen Bober-Katzbach-Gebirge zu geben, wobei ich bezüglich der Fundorte auf den Blättern

Lähn und Schönau auf die betreffenden Erläuterungen verweise. Die Fundorte auf Lähn gehören zum Tonschieferzuge (2), ebenso ein Fund bei Hohenliebenthal auf der Westhälfte von Blatt Kauffung sowie mehrere in dessen Osthälfte nördlich vom Repprichsberg und zwischen Märtenstein und Breitenberg. — Von den südlichen Tonschieferzügen hat der westliche (10) bisher nur einen (sehr kümmerlichen, aber sicheren) Fund auf Blatt Altkemnitz ganz nahe der Grenze zu Blatt Hirschberg geliefert (in der Hölle beim Boberkalkwerk). Sehr zahlreich aber sind die Fundorte im östlichen (8b). Sie beginnen hier schon gleich am Anfange des ganzen Zuges, wo das Gestein im Bachbett in Oberseiffersdorf anstehend aufgeschlossen ist und einem dünnschiefrigen Sericitglimmerschiefer mit massenhaften runden (also nicht mit ausgewalzten) Quarzeinsprenglingen ähnelt; wenige 100 m nördlich davon trifft man den Quarzit im Wege ebenfalls anstehend; dann südlich vom Kellerberg, am Raupachs-Berg beim Chausseehaus Ketschdorf, am Distelberg südlich — und am Burgbergsüdhang nördlich des Waldberges. Sehr zahlreich sind die Fundorte auf Blatt Bolkenhain: im Bodenbusch, am Rothen und Büchelberg bei Altröhrsdorf, nordwestlich, nördlich und nordöstlich vom Bahnhof Altröhrsdorf, am Baumberg bei Waltersdorf und an vielen Stellen von da nach Georgenthal zu, am Gut Nieder-Hohendorf, am Krähenstein, Mühl- und Schießhausberg und Windmühlenberg bei Bolkenhain, anstehend im Bahneinschnitt bei km 22,5 am Winklerberg und im Hohlweg südlich der Bolkoburg.

Nun gibt es im Bober-Katzbach-Gebirge noch zwei sehr interessante und für dieses Gebirge (und die von ihm ausgehenden älteren und jüngeren Flußschotter) überaus bezeichnende Gesteine, von denen oben noch gar nicht die Rede war, obwohl jedes eine unerwartet ansehnliche Ausdehnung und das eine auch einen außerordentlichen Einfluß auf die landschaftliche Gestaltung besitzt, insofern es oft lange und mächtige, steile Bergzüge bildet. Beides sind **Eruptivgesteine,** obwohl sie oft wie Sedimente aussehen. Gürich kannte sie nur von wenigen Stellen und erwähnt sie nur nebenbei; das eine führt er als Porphyr, das andere als Porphyrtuff an. Ich bezeichne das erste als Keratophyr, das zweite in seiner ursprünglichen Form als Felsitporphyr und zwar genauer als Paläofelsitporphyr; denn wir haben uns gewöhnt, unter Felsitporphyr schlechthin ein mesovulkanisches Eruptivgestein zu verstehen. Der hier zunächst gemeinte Felsitporphyr ist aber ein paläovulkanisches Gestein, welches stark abweicht von den im Gebiet ebenfalls reichlich vertretenen, stets ungeschieferten mesovulkanischen (Meso-) Felsitporphyren. Auch der Keratophyr ist ist paläovulkanisch. — Eine Anzahl größerer Einzelvorkommen beider Gesteine scheinen sich dem allgemeinen Schichtenstreichen einzuordnen, also lagerhaft aufzutreten, und erweckten in mir die Hoffnung, sie darum auch stratigraphisch verwerten zu können. Sehr zahlreiche andere, besonders kleinere, Vorkommen können aber wohl nur als

Gänge gedeutet werden, und dadurch erwies sich meine Hoffnung als trügerisch oder mindestens ungewiß. Das ist auch der Grund, warum sie vorn nicht miterwähnt sind. Trotzdem verdienen diese Gesteine, wenigstens nachträglich noch, eine etwas eingehendere Behandlung.

Die Paläofelsitporphyre sind durch die Gebirgsbildung gewöhnlich sehr stark umgewandelt (und eben dadurch beweisen sie ihr paläovulkanisches Alter) und nur an wenigen Stellen sind sie noch ohne weiteres als Felsitporphyre kenntlich. Die eine dieser Stellen, den Ziegenrücken bei Ober-Kauffung, habe ich schon in meinem Berichte für 1919 genannt; dort waren durch Waldrodung massenhaft Blöcke dieses Gesteins bloßgelegt und ließen die verschiedensten Übergänge in die a. a. O. auch schon genannten Sericitgesteine erkennen. Die hellrosaroten dichten oder feinstkristallinischen, noch ganz massigen, ganz einsprenglingsfreien oder nur seltene hirsekorngroße Glasquarzeinsprenglinge und nur ganz ausnahmsweise auch winzige Feldspateinsprenglinge führenden Porphyre verlieren dabei stets ihre rote Farbe und werden, wenn noch viel Feldspat erhalten bleibt, weiß und matt, — wenn er aber mehr oder weniger vollständig in Sericit übergeht, hell- bis lebhaft strohgelb und seiden- bis fettglänzend und dabei ± schiefrig, so daß sie zuerst als Talkschiefer bezeichnet wurden; Gürich hat das schon richtig gestellt. Wenn die Sericitschüppchen in der ganzen Masse gleichmäßig verteilt bleiben, kann das Gestein, trotzdem es durch sie wegen ihrer parallelen Lage schiefrig geworden ist, noch sein mattes weißes oder hellgelbes Aussehen auch auf den Spaltflächen behalten. Dann kann man es wohl als Porphyroidschiefer bezeichnen. Wenn aber, wie es in der Regel der Fall ist, infolge Durchbewegung des Gesteins sehr viele Sericitschuppen sich auf gewissen parallelen Flächen zu Häufchen, Häutchen oder etwas dickeren Lagen sammeln und diese dadurch zu Gleitflächen bei jener Durchbewegung machen, dann entstehen sericitische Lagengneise mit oft ausgezeichneter ebenplattiger Spaltbarkeit, die auf dem Querbruch natürlich ein ganz anderes Aussehen haben als auf den Spaltflächen. Die Sericitanhäufungen auf letzteren zeigen häufig eine lineare Parallelanordnung, die man auf Streckung zurückführen möchte; doch sind quer dazu verlaufende Quarzadern als Ausfüllungen von Streckungsrissen nicht deutlich beobachtet. — Bei vollständiger Umwandlung des Feldspats entstehen grobschuppig bis ausgezeichnet dünnblättrig spaltbare Sericitschiefer, in denen sich Quarz zu dicht gehäuften papierdünnen oder bis zu 3 mm starken, der Schieferung parallelen Lamellen ausscheiden kann: Sericitquarzitschiefer. Alle diese Gesteine fallen durch ihre sehr helle Farbe leicht auf inmitten ihrer meist dunkler gefärbten Nebengesteine. Der Porphyr ist ganz offenbar ein sehr saures Gestein.

Obwohl der ganze Vorgang der Sericitisierung und Schieferung des Gesteins nur unter starkem Druck erfolgt sein kann, findet man auch in den hochschiefrigen Gesteinen die seltenen ursprünglichen Quarzkörnchen noch in ihrer runden Form und Größe wieder; nur ein

Mal konnte ich auch parallel der Schieferung länglichrunde Quarzkörner beobachten.

Diese zunächst ebenschiefrigen bis ebenplattigen, oft aus einem dünnlamellaren Wechsel weicherer und härterer Lagen aufgebauten und dadurch an Sedimente erinnernden Gesteine sind nun oft wieder — offenbar durch einen späteren Druck aus anderer Richtung — in feiner oder gröberer Weise gefältelt oder zickzackförmig geknickt und können dann außerordentlich schöne Anschauungsstücke für die Faltungswirkung liefern. Entlang der Sattel- oder Knicklinien kann auch leicht Bruch, oder mindestens Neigung zu Bruch, angedeutet sein und diese untereinander parallelen, enggestellten Flächen mit Bruchtendenz können als der Ausdruck einer zweiten, unvollkommenen Schieferung angesehen werden und zusammen mit der ersten Schieferung eine stengelige Absonderung bedingen. Dann kann man von sericitischen Flaser- und Stengelgneisen reden.

Wenn man einzelne ausgewählte Handstücke dieser verschiedenen Gesteine nur in einer Sammlung nebeneinander sieht, kann es wohl sein, daß man an ihrer Zusammengehörigkeit ernste Zweifel haben zu dürfen glaubt. Zum Glück aber sind in der Natur an den meisten Einzelvorkommen mehrere, an einigen gar alle die genannten Abänderungen und alle erdenklichen Übergänge zwischen ihnen nebeneinander zu finden, so daß man sogar Handstücke schlagen kann, in denen z. B. massiger roter Porphyr von strohgelben, dünnschiefrigen, reinen Sericithäuten durchflasert wird, oder wo umgekehrt die Spaltflächen reinen strohgelben schimmernden Sericitschiefers durch zahlreiche einzelne linsen- bis kirschkerngroße Knöllchen von noch fast massigem, aber schon weiß gewordenem Porphyr höckerig sind. In diesen beiden Fällen sind also die extremsten Ausbildungen unmittelbar vereint und grenzen ohne Übergänge aneinander.

Nebenbei sei noch erwähnt, daß die Ausbildung als Sericitschiefer — ob zufällig oder gesetzmäßig? — bei den in Kalkstein eingebetteten Vorkommen (Kitzelberg, Kapelle, Seitendorf u. a.) die Regel und oft ausgezeichnet schön ist, die Ausbildung als Sericitgneis aber bei den Einlagerungen in Grünschiefer die häufigere ist. — An manchen Fundorten sind diese Gesteine reich an sekundären Quarzausscheidungen. Und zwar füllen diese in den noch massigen Porphyren ein oft sehr enges Netz feiner (1—20 mm starker), kreuz und quer durchsetzender Risse, — in den schiefrigen Gesteinen häufig linsenförmige Aufblätterungshohlräume aus. — An einigen Orten zeigen die Sericitschiefer infolge nachträglicher, fleckweise, wolkig oder auf große Erstreckung vollständig erfolgter Rötung (Durchtränkung mit Roteisenstaub) einen schönen fast metallischen Kupferglanz.

Was nun die Lagerungsform dieser Gesteine betrifft, so sind leider nur wenige Aufschlüsse im Anstehenden vorhanden. Diese sind vorzugsweise auf die großen Kalksteinbrüche beschränkt und bieten da nur wenig mächtige scheinbare Einlagerungen dar, die wie Tonschieferzwischenlagen aussehen können (Kitzelberg, Kapelle u. a.). Hier und in zahlreichen anderen Fällen, wo die Kartierung nur immer gestreckte,

in Länge und Breite wenig ausgedehnte Verbreitungsformen nachweisen konnte, wird man an Lagergänge oder — bei abweichender Streichrichtung — an echte Gänge denken dürfen. Aber auch, wo kilometerweit verfolgbare und mehrere 100 (bis 500) m breite, das allgemeine Schichtenstreichen oder gar die Grenzfläche zwischen Grün- und Tonschiefer oder zwischen Grünschiefer und Keratophyr einhaltende Vorkommnisse vorliegen, möchte ich lieber an Intrusivlager als an Deckenergüsse denken. Wie die großen amöboiden, vielfach ausgezackten oder grobsiebartig durchlöcherten Verbreitungsformen zu erklären sind, wie wir sie südöstlich und südwestlich von Seitendorf und am Butterberg bei Tiefhartmannsdorf antreffen, vermag ich nicht zu sagen.

Von Interesse ist die örtliche Verbreitung dieser Gesteine und die Frage, in welchen anderen Gesteinen sie aufsetzen, bzw. in welchen sie fehlen. Am zahlreichsten und in kleinen wie in großen Flächen findet man sie in dem Hauptgrünschieferzug (Nr. 7 der Tabelle auf S. 50) sowohl auf Bl. Hirschberg wie auf Bl. Kauffung (größere Vorkommen von 500—2500 m Längserstreckung z. B. am Kratzberg, SW-Hang des Ludwigsdorfer Gebirges, Scheibe, östlich Berbisdorf, Butter- und Buchenberg bei Kammerswaldau, Mooshöhe, Ziegenrücken, Kellerberg, Rodeland, Hofe- und Nordfuß des Burgberges bei Seitendorf) und von hier setzen sie noch auf Bl. Bolkenhain bis in die Gegend von Altröhrsdorf fort. Die kleinen Ausstriche sind in diesem Zuge (besonders auf Bl. Kauffung) so zahlreich (in die 30), daß sie nicht einzeln aufgeführt werden können. Sie stehen hier teils im Grünschiefer selbst, teils in dem nachher zu besprechenden Keratophyr. Spärlicher und kleiner, aber doch immerhin nicht unbedeutend sind die Vorkommen in dem Grünschiefer und Keratophyr des Zuges Nr. 3 obiger Tabelle bei Johnsdorf und Ludwigsdorf und am Hopfenberg bei Heiland-Kauffung; sehr ansehnlich dagegen ($2^1/_2$ km lang und bis 200 m breit) wieder der im Grünschiefer des Zuges Nr. 11a stehende Ausstrich am S-Abhang des Galgen-[1]) und Schieferberges bei Grunau, der auf der Karte wie ein großes Lager und als die streichende Fortsetzung des soeben von östlich Berbisdorf angegebenen Vorkommens erscheint. Kleine und spärliche Vorkommen von Sericitgesteinen finden sich ferner noch in dem bei Nr. 5 angegebenen Kalkzug an der Kapelle, ferner in dem Kalksteinzug (Nr. 6) am Kitzelberg, Krähenstein, Wetzel- und Seitendorfer Kirchberg, sowie an einer Stelle (am Langen Berg bei Lauterbach) auf Bl. Bolkenhain. Ob gewisse von mir bisher als Quarzphyllite der älteren Phyllitformation bezeichnete Gesteine von Baumgarten auf Bl. Freiburg ebenfalls als sericitisierte und dünnschiefrig gewordene Paläofelsitporphyre zu deuten sind, bedarf der Nachprüfung. Vereinzelt scheinen sie (nach Gürich's Angaben) auch im Unteren Katzbachgebirge auf Bl. Kolbnitz vorzukommen. Westlich des Meridians durch Gut Ober-Langenau sind sie mir noch nicht be-

[1]) Hier in einem verfallenen kleinen Steinbruch ein vorzüglicher Aufschluß über das Zusammenvorkommen von Felsitporphyr und flaserigem Sericitgneis.

kannt geworden. Daß sie in dem sehr seitwärts von den Hauptgebieten liegenden Grünschiefer Nr. 1 der Tabelle fehlen, ist weniger auffällig, als daß auch in dem mitten zwischen den genannten Vorkommen liegenden Ludwigsdorf-Altenberger Schieferzug Nr. 5 (abgesehen von dem obenerwähnten Vorkommen an der Kapelle, das aber nicht im Schiefer sondern im Kalkstein steht) mir nur ein einziges, sehr kleines Vorkommen (am Pochwerk bei Altenberg) bekannt geworden und auch dieses, lose Brocken in einer Art Schuttkegel, bezüglich seiner Autochthonie unsicher ist. Sollte der Ludwigsdorf-Altenberger Schiefer etwa jünger, postporphyrisch, sein? Das würde eine wichtige Tatsache für die noch so dunkle Stratigraphie und Tektonik des Katzbachgebirges sein.

Das zweite eigenartige und bisher fast unbeachtete, obgleich weitverbreitete Eruptivgestein unseres Gebietes habe ich vorläufig als Keratophyr bezeichnen zu dürfen geglaubt. Zum ersten Mal konnte ich ein (winziges) Vorkommen dieses Gesteins aus dem Blatte Schönau (im Unteren Katzbachgebirge) beschreiben, wo es den Südfelsen des Mochensteins bildet. Sehr viel größer sind die einzelne auffällige Bergkuppen auf Blatt Bolkenhain bildenden Vorkommen zwischen der Stadt B. und Hohendorf. Noch bedeutend größer ist das Vorkommen, das auf der Grenze von Blatt Bolkenhain und Kauffung den mächtigen Waldberg bei Ketschdorf aufbaut. In meinem Bericht über die Aufnahmen im Jahre 1919 habe ich darüber, sowie über den sich an ihn anschließenden Zug und über einen zweiten weiter nördlich gelegenen Parallelzug von Keratophyrbergen ein paar Angaben gemacht. Den ersten dieser Züge habe ich seitdem über den Kellerberg hinaus weiter verfolgt: er knickt dort (ebenso wie der südlich sich anschließende Schiefer Nr. 8b) scharf nach SSW um und endet etwa 1 km nördlich von Ober-Seiffersdorf. Dieser Zug liegt innerhalb des Grünschieferzuges Nr. 7. — Der ebenerwähnte zweite Zug liegt in dem Grünschieferstreifen Nr. 3. Auch seine Verbreitung, die ich am genannten Orte vom Hopfenberg bei Kauffung bis zum Scheibelberg bei Ratschin angeben konnte, habe ich seitdem nach Westen weiter verfolgen können, nämlich über die Günthershöhe (einen Vorberg der Hogolje) hinweg, dann habe ich ihn auf dem Gipfel des Immigenbergs bei Ludwigsdorf und an einer ganzen Reihe kleiner, schmaler, aber z. T. scharf ausgesprochener, doch namenloser Bergrücken nördlich des Ludwigsdorfer Tales wiedergetroffen. Hier am Westende seiner Verbreitung setzt der Keratophyr auch noch einmal, auf der Südseite dieses Tales, in dem Grünschieferzug Nr. 7 auf und bildet da kleine Inseln am Kratzberg, den Nordostabhang der Hölle und den Buchberg bei Ludwigsdorf, sowie eine kleine Kuppe auf der Blücherhöhe.

Die genannten, also sämtlich in Grünschiefergebieten auftretenden und z. T. bis über 1 qkm große Flächen einnehmenden Vorkommen machen bald den Eindruck von Decken, bald den von Gängen und Stöcken. Am Kratzberg und an der Vogelkippe scheint Keratophyr auch in hellem sandigen, westlich von Johnsdorf auch in blaugrauem Tonschiefer aufzutreten, ebenso westlich der Lähner Mulde bei Neu-

Flachenseiffen in Tonschiefer; doch bedürfen diese Vorkommen noch der genaueren Kartierung. Auch die Keratophyre von Blatt Bolkenhain setzen im hellen sandigen Schiefer auf. Daraus geht hervor, daß auch der Keratophyr nicht horizontbeständig und für die Klärung der Stratigraphie nicht zu verwenden ist.

Wie die zum Paläofelsitporphyr gestellten Gesteine so sind auch die Keratophyre sehr mannigfaltig ausgebildet und in ihren Extremen kaum noch miteinander zu vergleichen, aber auch hier sind alle Abänderungen durch Übergänge miteinander verbunden und gewöhnlich deren mehrere auf demselben kleinen Raume zutreffen. Auch hier gibt es massige und schiefrige Abänderungen. Die massigen, die als die normalen anzusehen sind, sind grau, dicht bis feinst körnelig, meist ohne Einsprenglinge, nur an ganz wenigen Stellen durch kleine Feldspäte porphyrisch (Waldberg, Steinbruch bei Ludwigsdorf und Johnsdorf). Am Niederkretschamstein und einem benachbarten Fels am Waldberg hat das Gestein eine flaserigschlierige, wohl als primär fluidal zu deutende Paralleltextur und enthält auch viele kleine fremde Einsprenglinge. Sehr oft aber ist es (? ob ursprünglich oder sekundär?) dünnplattig abgesondert und dann gewöhnlich weiß gefärbt und einem geschichteten Quarzit ähnlich, zuweilen auch (wenn die »Schichtflächen« reichlich mit Sericit bestreut sind) dem Porphyroidschiefer. Solche plattige Gesteine sind anstehend vorzüglich aufgeschlossen an der Chaussee am Oberende von Johnsdorf, sonst aber reichlich zu finden am Freudenberg, Hogolje, Hopfenberg, Waldberg u. a. m. Manchmal ist aus dem grauen massigen ein ebenfalls graues, z. T. schwach violettwolkiges Tonschiefer-Gestein hervorgegangen (Kellerberg, Buchberg, Hölle bei Ludwigsdorf); ob es sich hier um schichtige Tuffe oder um Erzeugnisse, kräftiger Druckschieferung handelt, bedarf noch der Aufklärung. — Bezeichnend für viele, besonders für die weißen Gesteine sind 2—15 mm starke fast schwarze (anscheinend von feinstem Eisenglanz durchtränkte, nicht selten zu mehreren in einigem Abstand parallel nebeneinander hinziehende, also scheinbar schichtige, sehr widerständige Lagen; und diese haben noch wieder die Eigenheit, daß sie quer zu ihren Lagerflächen von zahlreichen weißen dünnen sich kreuz und quer durchsetzenden, aber nicht in das Hangende oder Liegende eintretenden Quarzadern durchschnitten werden. Wenn man einmal Gelegenheit hat, eine solche schwarze, weißgegitterte Fläche selbst zu sehen (nicht bloß ihren Querschnitt), so wird man fast an einen großschuppigen Fischpanzer erinnert. (Große Platte über einen Mühlgraben in Ndr. Kauffung). — In zwei Straßenschotter-Steinbrüchen und in benachbarten Felsen südöstlich und westlich vom Immigenberg, aber auch am Kratzberg, am Ostteile des Waldberges und a. a. O. hat ein Teil der Keratophyrmasse die von den Diabasen bekannte, auch an Grünschiefern häufige Kissentextur, d. h. sie ist in $^1/_4$—$1^1/_2$ m großen Ellipsoiden oder »Kissen« erstarrt, die sich eng aufeinander legen oder auch durch eine weichere, tuff- oder schieferähnliche Masse getrennt sein können. Überhaupt ist man in den großen Grünschiefergebieten manchmal in Zweifel, ob man eine vorliegende

Probe oder selbst einen ganzen Felsen besser zum Keratophyr oder zum Grünschiefer stellt.

Die Keratophyre sind oft recht feste Gesteine, die selbst für Eisenbahnbeschotterung sehr gutes Material liefern könnten und schon jetzt für Straßenschotter mehrfach ausgebeutet werden (Johnsdorf, Ludwigsdorf; Niederkretschamstein; Bolkenhain), gern grobsteinigen Feld- und Waldboden und zahlreiche dauerhafte Flußgerölle liefern, die man auch in den Diluvialschottern der Katzbach und des Bobers nicht selten findet.

Die mikroskopische Untersuchung dieser bemerkenswerten Gesteine hat erst begonnen. Sie würde eine monographische Bearbeitung lohnen.

Südlich des Bober-Katzbach-Gebirges dehnt sich, wie schon S. 51 hervorgehoben, das granitische Iser- und Riesengebirge aus, zu dem geologisch ja auch der Hirschberger Kessel mit seinen verschiedenen Teilbecken gehört. Wie bekannt, ist nach Gesteinsbeschaffenheit und geologischem Alter ein Unterschied zu machen zwischen dem rein massigen, jüngeren **Riesengebirgs-** und dem oft gneisig-schiefrigen älteren **Isergebirgsgranit.** Die Grenze zwischen beiden ist auf den Nachbarblättern Warmbrunn und Schreiberhau durch G. Berg genau festgelegt worden. Auf Blatt Hirschberg taucht sie unter eine ausgedehnte Diluvialdecke unter und muß hier etwa in S—N-Richtung entlang der Hirschberg-Grunauer Chaussee verlaufen. Während nämlich am Ostabhange des Katzenhübels noch Isergebirgsgranit ansteht, besteht eine aus dem Diluvium aufragende kleine Insel am neuen Friedhof östlich von Grunau, am Fuße des Schieferberges, aus typischem, wenn auch stark verwitterten Riesengebirgsgranit. Dieser ist hier in mehreren kleinen Kiesgruben und in zwei dicht nebeneinander herlaufenden Hohlwegen vorzüglich aufgeschlossen. In der einen (unteren) Kiesgrube wird er, wie nebenbei bemerkt sei, von drei nur 45—70 cm starken, ganz vertonten Basalttrümchen durchsetzt.

Bemerkenswert ist die landschaftliche Verbreitung und die Oberflächenform des Geländes, in dem die Hauptmasse des Riesengebirgsgranites auf Blatt Hirschberg aus dem Diluvium heraus wirklich zutage tritt. Er bildet nämlich einen etwa 3—4 km breiten, nordwest-südöstlich gerichteten, vom Grunauer Galgenberg aus an Nieder-Berbisdorf vorbei über Maiwaldau sich erstreckenden, allerdings von mehreren Bächen durchbrochenen Hügelzug zwischen der breiten Grunau-Straupitzer alluvialen und diluvialen Boberebene und der ebensobreiten auf Blatt Kauffung und Kupferberg gelegenen Seiffersdorf-Jannowitzer Niederung, der sich auf Blatt Kupferberg in den (ebenfalls reichlich zergliederten) Kamm der Falkenberge fortsetzt. Dieser Hügelzug besteht aus zahllosen blasenförmigen, niederen und höheren, z. T. enggedrängten, z. T. weiter voneinander abstehenden Buckeln und Küppchen, je von 30 bis mehrere 100 m Durchmesser, zwischen denen sich oft ein flacheres bis ebenes Gelände hindurchwindet, letzteres von Geschiebelehm eingenommen. Mir ist nicht zweifelhaft, daß man es

hier mit einer Rundhöckerlandschaft zu tun hat, in der man auch Gletscherschrammen auf anstehendem Gestein finden würde, wenn dies nicht schon (seit der Glazialzeit) tief hinab grusig verwitterter Granit, sondern ein schwerer verwitterndes Gestein wäre. Wohl nur ein Zufall, aber immerhin auffällig ist es, daß dieser Granitstreifen nach Lage, Richtung und Breite genau die Fortsetzung der Lähner Mulde bildet.

Im bisher aufgenommenen Gebiete (nördlich des Maiwaldauer Baches) treten im Granit wohl einige kleine Aplitstöcke und -trümer, auch ein paar Granitporphyrgänge, aber keine langhin zusammenhängenden Gänge und Gangzüge auf, aus denen man im Cloos'schen Sinne auf die Druckrichtung schließen könnte.

Aus dem Gneisgranit (Isergebirgsgranit) im Westteile des Blattes Hirschberg sei hier nur eine auffällige Erscheinung erwähnt, die G. Berg (nach freundlicher mündlicher Mitteilung) in seinem westlich und südlich anschließenden Gebiet nicht hat beobachten können. Dieser Gneisgranit zerfällt bei der Verwitterung (ebenso wie der Riesengebirgsgranit) zunächst zu groben Blöcken und Platten, schließlich zu Grus, kreuz und quer durch die 2 oder selbst bis 5 cm großen porphyrartigen Feldspatkristalle hindurch, die übrigens kristallographisch schlecht begrenzt sind und kaum jemals als Karlsbader Zwillinge auftreten. Recht häufig in diesem Grus (seltener im Anstehenden) findet man nun 3—20, vereinzelt selbst bis 35 cm große feste, durchaus nicht zum Zerfall neigende, auch mit dem Hammer nicht leicht zersprengbare Kugeln von richtiger Kegelkugelgestalt, die von außen wie gewöhnlicher Granit aussehen, also körnig rauh und insbesondere auch mit Biotitblättchen reichlichst und ordnungslos überstreut sind, innen aber aus fast reinem großspätigen frischen Orthoklas bestehen, ohne oder fast ohne Quarz- und Biotiteinsprenglinge; der Orthoklas ist manchmal ein einziges Individuum, gewöhnlich aber sind mehrere Individuen entlang unregelmäßiger Grenzen miteinander verwachsen. Als Seltenheiten sind große derartige Kugeln beobachtet, die auf dem Querbruch einen Aufbau aus mehreren (5—7) Sektoren erkennen lassen, wobei jeder Sektor ein einheitliches Kristallindividuum ist. Was aber bei vielen Kugeln noch besonders auffällig ist: in geringer Entfernung (2—5 mm) von der Kugeloberfläche zieht sich konzentrisch zu dieser durch alle Individuen einer Kugel ununterbrochen und ungestört ein feiner Ring weißgetrübter Substanz hin, so daß man bei flüchtiger Betrachtung an die Randzone der großen Feldspateinsprenglinge der Rapakiwigranite erinnert wird. Mikroskopisch ist diese Erscheinung noch nicht näher untersucht. Sehr zahlreich findet man solche Kugeln zwischen Wirtshaus Halbe Meile und der Luisenhöhe, aber auch an vielen anderen Stellen bei Bober-Röhrsdorf südlich des Bobers.

Die das Granit- und Gneisgebiet nach N abschneidende **Innersudetische Hauptverwerfung** ist in den beiden auf S. 59 erwähnten, allerdings nur flachen Hohlwegen ausgezeichnet schön und in einer ganz überraschenden Ausbildung aufgeschlossen. Während man hier, wo

doch die Sprunghöhe gewiß mehrere 100 m beträgt, wohl eine mächtige, mit Verruschelungsschutt erfüllte Spalte oder ein ganzes Bündel eng benachbarter Spalten zwischen dem Granit einerseits und dem Grünstein anderseits erwartet, findet man nur eine einfache, etwa hand- bis fußbreite schwarze Lettenkluft von ganz harmlosem Aussehen! Diese Kluft ist an allen 4 Wänden der beiden Hohlwege zu sehen, schneidet sie sehr spitzwinklig und scheint seiger zu stehen.

Von dieser Aufschlußstelle aus verläuft die Verwerfung einerseits fast genau nach O durch Niederberbisdorf nach Kammerswaldau, immer dicht am Südfuße der steil aufsteigenden Grünschieferberge hin, allerdings überall unter Gehängeschutt und Lehm oder anderen diluvialen Bildungen versteckt, aber außer der Geländeform auch noch durch zahlreiche Quellen und Quellmoorhügel angedeutet, — anderseits verläuft sie nach NW über Vorwerk Bober-Röhrsdorf und südlich an Tschischdorf vorbei nach dem Dorfe Mauer auf Blatt Altkemnitz, in den Geländeformen zwar auch noch erkenntlich, aber nicht so klar wie in dem östlichen Gebiet, indessen anderseits auch nur selten durch Schutt verdeckt. Dieses im ganzen also nordwestlich gerichtete Stück ist aber nicht eine glatte, einigermaßen gerade Linie, sondern es macht an dem genannten Vorwerk (am Südabhange der Kalk- oder Kahlen-Berge) und nochmals an dem Berg östlich davon (Hinterberg) je einen sehr spitzwinkligen Zickzack, wobei beidemale der Mittelschenkel etwa NNW—SSO verläuft und gegen 500 m lang ist[1]). Nach Gestalt und Lage der Schenkel eine — viel größere — Wiederholung dieses Zickzacks findet sich, wie schon seit Beyrich's Aufnahmen bekannt ist, auf Blatt Altkemnitz, im Bobertale bei Mauer. Hier überschreitet die nach NW gerichtete Spitze des Gneiszackens eben noch ein wenig das Bobertal und ist an dem südlichsten Hause des Dorfes Mauer am linken Flußufer felsig aufgeschlossen, die nach SO gerichtete Spitze des Schiefergebirgszackens (glimmerschieferähnlicher Phyllit) ist dagegen etwas flußaufwärts am rechten Flußufer an der von Mauer nach der Talsperre führenden Straße unter und neben dem Basalt des dortigen Schloßberges zu sehen und ihr alleräußerstes Ende wird bei Niedrigwasser der Talsperre auf ein paar Schritte am Nordende der kleinen Halbinsel sichtbar, die sich von S her gleich oberhalb der Sperrmauer in den See hineinschiebt. Diese Verzahnung des Schiefergebirges mit dem Gneis galt ihrem ersten Entdecker als eine sehr bemerkenswerte Wechsellagerung, eine Auffassung, die ja durch die stark metamorphe, glimmerschieferartige Beschaffenheit des dortigen Schiefers sehr gestärkt wird, und sie ist auch jetzt noch etwas sehr auffälliges, wo sie sich in gleicher Weise, nur in kleinerem Maßstabe, noch zweimal in der Nachbarschaft wiedergefunden hat.

Von eigenartigem Reiz und besonderer Bedeutung sind in dem hier behandelten Gebiet noch die **jüngeren, meso- und neovulkanischen Eruptivgesteine,** die durch Quarz- und Felsitporphyre einerseits, durch

[1]) Der eine Zickzackschenkel zeigt auch noch weitere Störungen.

Basalte anderseits vertreten werden; als große Seltenheiten treten auch kleine lamprophyrische Gänge auf.

Über die Porphyre im Ostteile des Gebietes, an der Eisenkoppe und ihrer Umgebung, habe ich mich schon 1920 in einem besonderen Aufsatze[1]) eingehend geäußert; ich habe darin nachgewiesen, daß in jener Koppe ein Porphyrstock vorliegt, der seine aus steilstehenden Schichten (von dort etwa ostwestlicher Streichrichtung) bestehende Decke kuppelförmig emporgewölbt und in zahlreichen, von ihm strahlenförmig nach allen Seiten ausgehenden Spalten zersprengt hat. Die zu diesem Radialsystem gehörenden Spalten, bezw. Gänge durchsetzen, wie ich hier nachholen kann, die oben (S. 50) unterschiedenen Schichtenglieder 2, 3, 5, 6 und 7 und reichen westwärts mit kleinen Ausläufern am Beckensteine bei Kauffung und am Galgenberg bei Seiffersdorf noch 3—4 km über die Katzbach hinüber, so daß das ganze System etwa 8—9 km Durchmesser hat.

Noch weiter westlich ist zunächst ein großes Gebiet ganz frei von solchen jüngeren Porphyren, westlich jedoch von einer etwa durch die Chaussee Schönau-Hirschberg bezeichneten Linie beginnen sie von neuem und treten auch hier in zahlreichen Einzelgängen auf. Diese ordnen sich aber nicht zu einem zweiten Radialsystem, sondern bilden vier parallele, in Abständen von 1—2 km in Ostnordost-Richtung streichende Gangzüge. Auch bestehen sie nicht wie die des Eisenkoppen-Systems aus Felsitporphyr mit fehlenden oder spärlichen und stets nur kleinen (1 mm) Quarzkörnern, sondern in der Regel aus Quarzporphyren mit vielen, bis 3 mm großen Quarzkörnern. Der nördlichste der 4 Gangzüge, nur in einem einzigen Einzelgang nachgewiesen, zieht sich in der Nähe der Kanzel den steilen SW-Abhang des Ludwigsdorfer Gebirges hinab und setzt hauptsächlich in Paläofelsitporphyr auf, so daß man dort den grellen Gegensatz gut studieren kann, der zwischen den beiden Porphyrarten in ihrer heutigen Beschaffenheit besteht. (Übrigens wird auch im Eisenkoppensystem an drei Stellen ein Paläoporphyr von einem Mesoporphyrgang durchsetzt: an der Kohlenstraße hinter dem Kitzelberg, in einem der Kitzelbergsteinbrüche und am Ziegenrücken, und auch hier tritt dieser Gegensatz grell in die Erscheinung). — Der zweite, in etwa 6 Gangstücken nachgewiesene Gangzug beginnt am Buchberg (südlich vom Fiedelberg) bei Ludwigsdorf und durchsetzt den ganzen Grünschieferzug (Nr. 7); er ist an mehreren Stellen des Weges von Ludwigsdorf nach Flachenseiffen zu beobachten und zielt fast genau auf den Hemrichsberg zu, einen schon auf S. 47 erwähnten kleinen Hügel, der ebenfalls aus Quarzporphyr besteht, aber anscheinend die Ausfüllung eines kreisrunden Schlotes ist; dieser durch seine graurote Farbe sich von den meist weißen oder hellgelben Gangporphyren unterscheidende Schlotporphyr ist durch einen weithin sichtbaren Steinbruch aufgeschlossen, wo er trotz seiner Rissigkeit zu Straßenschotter gewonnen wird. — Der dritte Gangzug beginnt auf dem Plateau nördlich vom Stangenberg,

[1]) Dies. Jahrb. f. 1920, Bd. 41, II, S. 356—367, Berlin 1922.

zieht sich nördlich vom Gipfel der Blücherhöhe vorbei in das Ludwigsdorfer Tal hinab und steigt auf dessen Nordseite wieder zur Günthershöhe hinan, einem Vorberge der Hogolje. Auf dieser ganzen Strecke ist er in zahlreichen, eng aufeinander folgenden, manchmal sogar doppelt nebeneinander herlaufenden Einzelgängen nachgewiesen und an der neuen Chaussee Ludwigsdorf-Kapelle anstehend aufgeschlossen. Weiter nordostwärts tritt er noch dreimal zutage: An zwei Stellen im Tiefen Grund und an einer am Roten Hübel bei Johannistal, aber diese sind alle nur sehr klein und weit voneinander getrennt. Insgesamt hat dieser Gangzug 6 km Länge und ist damit der längste von den vieren. Eine besondere Bedeutung hat er aber noch dadurch, daß er nicht bloß den Grünschiefer (Nr. 7), sondern auch noch den Altenberger Schiefer (Nr. 5), den Grünschiefer (Nr. 3) und den Tonschiefer (Nr. 2) durchsetzt, und dabei mehrere Verwerfungen, insbesondere die zwei den Altenberger Schiefer des Ludwigsdorfer Tales begrenzenden, überquert, ohne merklich abgelenkt zu werden, was für das präpermische Alter dieser Verwerfungen spricht. — Der vierte Gangzug beginnt an der Scheibe bei Berbisdorf und erstreckt sich, immer im Grünschiefer (Nr. 7), bis an den Ostabhang der Blücherhöhe.

Ganz isoliert, und scheinbar einen sehr kleinen Stock bildend, tritt endlich Quarzporphyr noch einmal am ehemaligen Kalkofen bei Berbisdorf auf.

In auffälligem Gegensatz zu diesen nordöstlich streichenden Porphyrgängen der Osthälfte von Blatt Hirschberg stehen die — petrographisch gleichartigen der Westhälfte, deren 5 hier am Lerchenberg zwischen Tschischdorf und Neuflachenseiffen eine kleine Gruppe bilden, während ein sechster am Hinterberg südlich Neuflachenseiffen, und zwei weitere am und südöstlich vom Bahnhof Mauer-Waltersdorf aufsetzen. Alle diese haben nämlich NW-Streichen und schließen sich (abgesehen vom Hinterberger Gang) ganz eng an die steile Flexur an, die die SW-Grenze der Lähner Kreidemulde bildet, ja einer der Gänge setzt unmittelbar auf der Grenze zwischen Grünschiefer und (steilstehendem) Quadersandstein auf, gleich als ob er jünger als die Kreide wäre. Das beweist aber doch wohl nur, daß diese Flexur sich »posthum« über einer permischen oder präpermischen Spalte weitergebildet hat. — Ein paar ganz kurze Gängchen durchsetzen auch noch in und bei Grunau den Grünschiefer 11a und den Tonschiefer 10.

Basalte sind im Gebiete der drei Blätter nur sehr untergeordnet vertreten, da der mächtige, in seiner Form einem Basaltkegel gleichende Grunauer Spitzberg nur aus Kreidesandstein besteht. Sie bilden teils kleine Schlote, teils kurze Gänge und Gangzüge. Auf Blatt Hirschberg finden sich zwei Schlote ganz nahe nebeneinander im Grünschiefer am Westfuß der Boberröhrsdorfer Kalkberge, davon mindestens der nördliche, durch einen Steinbruch erschlossene, reich an grober Schlotbreccie; drei weitere Schlote setzen im Granit nördlich vom Westende von Maiwaldau auf und gleichen jetzt, nachdem der Basalt durch Steinbruchsbetrieb herausgeholt ist, kleinen Krateren oder Maaren; der kleinste davon hat nur ein paar Meter Durchmesser. —

Die Gänge von Basalt sind in der Regel nur $^1/_2$—$1^1/_2$ m mächtig und auch nur kurz, je 2 oder 3 ordnen sich aber fast stets zu Gangzügen an, die ungefähr NO streichen; beobachtet sind 7 Einzelgänge in 3 Gangzügen (bei Ober-Langenau, nordöstlich von Flachenseiffen und südlich entlang dem Grunauer Spitzberg) und die 3 oben schon (S. 59) erwähnten dicht nebeneinander den Granit bei Grunau durchsetzenden Trümchen. Von den 7 Einzelgängen setzen 5 in den Kreidemergeln der Lähner Mulde, einer in deren Rotliegendrand und einer im Schiefergebirge auf. Diese Basaltgangzüge ähneln nicht nur in Anordnung und Streichen den Quarzporphyrgangzügen der östlichen Blatthälfte, sondern zwei von ihnen bilden sogar die fast geradlinige Fortsetzung (nämlich des ersten und dritten der S. 62 aufgeführten Porphyrzüge), und der dritte (nördlichste) Basaltzug setzt, im angemessenen Abstande von etwa 2 km, die Reihe der Gangzüge dieses merkwürdig aus meso- und neovulkanischen Gängen zusammengesetzten Gangsystems fort, indem er am südlichen Kratzberg-Abhang einen fünften nördlichsten Zug desselben bildet! — Der südlichste Basaltgangzug, am Südfuß des Grunauer Spitzberges entlangziehend, hat auf die Gestalt dieses Berges nicht den geringsten Einfluß, macht sich aber bei sorgfältiger Berücksichtigung der Kleinformen als leichter Rücken geltend.

Auf Blatt Kauffung hat sich Basalt (durch frische Olivinknollen als solcher gekennzeichnet, also nicht etwa ein schwarzes kersantitisches Gestein!) in zahlreichen losen Brocken am Nordausgange des Dorfes Altenberg auf und neben der Straße zum Louisschacht und an 2 benachbarten Stellen im Walde gefunden unter solchen Umständen, daß man sie dort wohl als autochthon ansehen muß. Dagegen sind massenhafte große Blöcke in der Nordostecke des Blattes, besonders auf der dort in nordsüdlicher Richtung die Chaussee kreuzenden Wasserscheide, ortsfremd; es sind Glazialgeschiebe, die vermutlich aus dem nordöstlich benachbarten großen Basaltgebiet des Mochenwaldes stammen; gerade mit auf Grund dieser massenhaften Blockanhäufungen hat Keilhack[1]) hier eine Endmoräne annehmen zu dürfen geglaubt.

Etwas zahlreicher wieder, aber auch sämtlich nur unbedeutend, sind die Basaltvorkommen auf Blatt Bolkenhain. Auch hier sind Gänge und Schlote unterscheidbar. Der größte Schlot, von fast 200 m Durchmesser auf seiner größeren, von N nach S gerichteten Achse, bildet den Katzenhübel bei Petersgrund; etwa 1 km westlich davon treten zwei kleine wohl gangförmige Vorkommen auf. Zwei winzige Schlote (mit Schlotbreccie) und ein ostwestlich gerichteter Gang bilden eine kleine Gruppe im Rotliegenden südwestlich vom Schloß Langhellwigsdorf, vier kurze Gängchen durchsetzen den Porphyr der großen Decke im Blumenauer Forst, und endlich sind noch 4 ebenfalls kurze Gänge im Rotliegenden neben und nördlich diesem Porphyr und zwei in dem schon zum Unteren Bober-Katzbachgebirge gehörigen Grünschiefer zwischen Klonitz und Falkenberg beobachtet.

[1]) Dies. Jahrb. f. 1918, Bd. 39, I, S. 41—57.

Von besonderem Interesse sind endlich noch die **Diluvialbildungen** des Gebietes. Doch möge von diesen heute nur ein Punkt kurz besprochen werden, den ich schon mehrmals andeutungsweise erwähnt habe. Es handelt sich um die Frage nach der Höhe, die die nordische Vereisung erreicht hat. Auf Blatt Kauffung habe ich, wie schon 1919 erwähnt, im Leiper Forst östlich vom Märtenstein nahe südöstlich dem Punkt 587,6 (auf den im Forst zur Orientierung angeschlagenen Tafeln ist dieser als »Bahnhof Kohlfurt« bezeichnet), vielleicht noch 1 oder 2 m höher als dieser Punkt, also in rund 590 m absoluter Höhe, den höchsten bisher aus Deutschland bekannten nordischen Block gefunden, einen Gneisblock von über 1 m Durchmesser. (Ein paar wenige Meter tiefer, ganz nahe nördlich von Punkt 587,6, liegt übrigens noch eine ganze Anzahl nordischer Blöcke von geringerer Größe, sowie der winzige Rest eines Kieslagers.) Ich habe daraufhin zuerst angenommen, daß das Inlandeis die ganze Gegend weithin bis zu dieser Höhe überflutet und nur die wenigen über 600 m hohen Berggipfel als Nunataker freigelassen habe. Selbstverständlich habe ich dieser Frage ganz besondere Aufmerksamkeit bei der Kartierung gewidmet und überall die höchsten Kieslager, nordischen und nördlich einheimischen (also insbesondere die verschleppten Basalt- und Quadersandstein-) Blöcke aufgespürt und aufgezeichnet. Jetzt nach Abschluß der Kartierung durfte ich mir nun auch erlauben, unter sinngemäßer Verbindung dieser sehr zahlreichen Einzelbeobachtungen und der Landschaftsgestaltung eine Linie der wahrscheinlichen Vereisungsgrenze zu konstruieren. Und es hat sich da herausgestellt, daß diese Linie im allergrößten Teile des Gebietes der drei hier besprochenen Blätter in 420—440 m Höhe verläuft und nur in der Umgebung von Altenberg bis über 500 m emporsteigt; schon am Kitzelberg nur noch 480 m, bei Ratschin 465 m hoch, hat sie bei Hohenliebental einerseits, beim Feldschlößchen bei Hohendorf anderseits die erstgenannte Normalhöhe wieder erreicht und im Nordostteile von Blatt Bolkenhain geht sie wohl sogar bis auf 375 m herab! Eine Höhenschichtenkarte mit dieser Grenzlinie der Vereisung hoffe ich später zusammen mit einer geologischen Übersichtskarte, nachdem auch noch die letzten Lücken kartiert sein werden, geben zu können. Dabei wird sich auch wohl eine Besprechung der auf einigen hohen Berggipfeln sehr auffälligen Blockverwitterung der einheimischen Gesteine (»periglaziale Verwitterung«) ergeben.

Die Zinkerzlagerstätten von Hakedal und Grua in Norwegen

Von Herrn **G. Berg** in Berlin

Die Zinkblendelagerstätten von Hakedal und Grua liegen an der Bahnlinie Kristiania-Gjövik 32 bezw. 53 km Bahnfahrt nördlich von Kristiania. Der umgebende Teil Ostnorwegens, Hadeland genannt, bildet ein weit ausgedehntes Waldgebirge mit unermeßlichen Fichtenwäldern, zahlreichen größeren und kleineren Seen und Torfmooren und einzelnen breiten Talbecken, in denen die Dörfer meist als einzelne inmitten ihrer Felder gelegene Gehöfte oder Gehöftgruppen (Byer) sich ausdehnen. Gute Straßen gibt es nur in den besiedelten Tälern. Die Wege, die von den einzelnen Gehöften in den Wald oder nach den zugehörigen Senneplätzen (Saeter) hinaufführen, sind steil, steinig und nur für leichte Karren befahrbar.

Die Lagerstätten liegen über dem 60. Breitengrade. Das Klima ist dementsprechend rauh. Der Schnee verschwindet meist erst Mitte Mai und tritt bereits im Oktober wieder auf, doch hindert die Schneedecke den Verkehr nicht sehr, da die norwegischen Pferde das Waten im Schnee sehr gewöhnt sind. Es wird im Gegenteil gern der Transport größerer Massen auf den Winter verlegt, weil dann die ebenen Flächen der Seen und Torfmoore befahrbar sind und nicht bergauf und bergab über die umgebenden Hügel umgangen werden müssen.

Geologisch gehört das Gebiet von Hakedal und Grua der Peripherie des Kristiania-Granitgebietes an. Dieser Granit, meist ein Nordmarkit mit hohem Natrongehalt, wird umgeben von älteren Gneisen und Schichten der Silurformation. Die zwischen Gneisgebirge und Silur im nördlichen Norwegen sich einschiebende cambrische und präcambrische Sparagmitformation (Stufe 1) fehlt in unserem Gebiet. Die Einzelheiten der geologischen Situation gehen aus der allerdings in vielen wesentlichen Punkten schon veralteten Karte der norwegischen Geolog. Landesanstalt, Bl. Nannestadt, hervor. Alle Zinklagerstätten von Hakedal und Grua liegen in hochgradig kontaktmetamorphem Silur.

Die Silurschichten gliedern sich nach K. O. BJÖRLYKKE: Geolog. Kart med. beskrivelse över Kristiania by (die Karte reicht nicht bis in unser Revier) wie folgt:

Stufe 6 u. 7. Korallenkalk und Pentameruskalk (massige und durch kieseligen Schiefer gebänderte Kalke)
Stufe 5. Kalksandsteine und Sandsteine
Stufe 4. Isolatusschichten
Trinucleusschiefer (72 m) mit 15 m Trinucleuskalk
Chasmopsschiefer (77 m) mit je 12 m oberem und unterem Chasmopsknollenkalk
Ampyxknollenkalk (47 m)
Didymograptusschiefer (40 m)
Stufe 3. Orthoceraskalk 8 m, mit Einlagerung knolliger Expansusschiefer
Phyllograptusschiefer 10—12 m
Ceratopygenkalk
Ceratopygenschiefer } 12 m
Symphysurusstufe
Stufe 2. Alaunschiefer, mächtige schwarze Schiefer mit Kieskristallen
Stufe 1. Sparagmite
Grundgebirge.

Dieses Schichtensystem ist im Kontakt mit dem Granit bis zur Unkenntlichkeit verändert worden. (V. M. Goldschmidt hat in seinem klassischen Werk: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, diese Kontaktwirkungen aufs eingehendste beschrieben und dabei auch die Erzlagerstätten (S. 42—55) in großen Zügen geschildert.) Die schwarzen Schiefer sind stark gehärtet und gehen oft in splittrige, schwarze Hornfelse ohne deutliche Reste der Schieferung über. Die Knollenkalke und Bänderkalke sind oft völlig verkieselt und in sehr bezeichnende, lichte, gebänderte Hornfelse übergegangen. Nicht selten sind auch die Kieselknollen und Schieferbänder als solche noch erhalten und die Kalkbänder und Kalkknollen dazwischen in hellgrüne Epidotfelse umgewandelt. Ist der Kalk durch Strahlstein verdrängt, so sind meist auch die Kieselbänder stark umgewandelt und treten nur noch undeutlich aus der dunkelgrünen Gesteinsmasse hervor. Kompakte Kalke sind entweder in hochkristalline, lockerkörnige Marmore umgesetzt, oder ganz in dunkelgrüne Strahlsteinmassen, seltener in hellgrüne Epidotmassen umgewandelt. Ein besonderes Umwandlungsprodukt ist das von den Bergleuten als Gravhala (Graufels) bezeichnete Gestein, ein durch reichliche Graphiteinstreuung graugefärbtes Aggregat von isodiametrischen, meist hanfkorngroßen Andraditkörnern. Da die Gravhala durch Übergänge oft mit einem nur ganz hellgrau gefärbten Kalkstein verbunden ist, scheint der Graphitgehalt nicht primär, sondern aus den umgebenden graphitreichen, ursprünglich wohl bituminösen Schiefern eingewandert zu sein.

Die Zinkblende findet sich mehr oder weniger stark eingesprengt besonders in den Strahlsteinpartien, seltener in der Gravhala, meist gemeinsam mit etwas Magnetkies, bisweilen auch mit etwas Bleiglanz. Die Stärke der Erzimprägnation ist wechselnd, oft enthalten die Erzmassen nur 8 bis 10 % Zn, doch kommen auch größere Partien bis zu 18 und 20 % und einzelne Nester bis zu 40 % Zn vor. Die ursprüngliche Streifung und Bänderung des Gesteins macht sich auch in der Erzführung geltend und bei genauer Betrachtung kann man meist reichere und ärmere, oft sogar taube Streifen von etwa je 3 cm Stärke miteinander abwechseln sehen, ohne daß man jedoch eine

scharfe Scheidung von Erzstreifen und Nebengesteinsstreifen feststellen und noch viel weniger mit dem Hammer hervorbringen könnte.

Die Form der Erzkörper ist im Großen lagerartig, jedoch keineswegs niveaubeständig. Sind schon die einzelnen Strahlsteinmassen nur absätzig und linsenförmig entwickelt, so sind die vererzten Partien innerhalb der Strahlsteine noch viel unregelmäßiger gestaltet. Da jedoch die Mächtigkeit des Strahlsteins meist nur gering ist im Verhältnis zu seiner Ausdehnung, so sind auch die Erzpartien im Streichen wesentlich ausgedehnter als in der Mächtigkeit, also in ihrer Form lagerartig.

Die Entstehung der Erze ist zweifellos an die Kontaktmetamorphose gebunden. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß das Erz stets jünger ist als der Strahlstein, den es von den Umrissen und Spaltrissen der Kristalle aus metasomatisch verdrängt. Das Erz ist stets an die Kontaktsilikate gebunden, im unveränderten Kalkstein ist niemals Erz gefunden worden. Umgekehrt findet sich aber Strahlstein ohne Erzgehalt in weiter Verbreitung. Hieraus muß man schließen, daß das Erz zwar später aber noch von denselben heißen Lösungen und Dämpfen zugeführt wurde, welche die Kontaktmetamorphose hervorbrachten, daß die Erzzufuhr als eine lokale Schlußphase der Kontaktmetamorphose aufzufassen ist. Trotz des gelegentlichen Beibrechens von violettem Flußspat und des Vorkommens erzführender Gänge im benachbarten Gneis kann man die Erzzufuhr nicht als einen von der Kontaktmetamorphose völlig getrennten hydatogenen Prozeß auffassen. Es müßten sich sonst echte Gangtrümer finden, die gelegentlich auch in den unveränderten Kalkstein fortsetzen, und in Analogie mit den hydatogen-metasomatischen Zinklagerstätten müßte man die Erze besonders im Kalk an der Grenze der weniger durchlässigen Silikatfelse erwarten. Daß das Erz im Gneis als Seltenheit in Gängen aufsetzt (siehe später), hat seinen Grund darin, daß dieses Gestein, ein regionalmetamorpher älterer Granit, einer kontaktmetamorphen Veränderung nicht mehr fähig war, so daß die leichtflüchtigen Differentationsprodukte des jüngeren Granites hier nur auf einzelnen offenen Spalten sekretionär eine Mineralbildung bewirken konnten. Ein Gesetz der Erzverbreitung läßt sich leider nicht aufstellen. Die Häufigkeit der vererzten Hornsteinpartien ist weder stets abhängig von durchsetzenden Spalten, noch von durchsetzenden Eruptivgesteinsgängen, auch nimmt sie nicht mit dem Grade der Annäherung an den Granit zu. Erzleer sind die mächtigen lichten Hornfelse, die aus den *Amphyx*-Knollenkalken und den *Chasmops*-Knollenkalken der Stufe 4 entstehen, sowie die kalkfreien festen Schiefer; die Alaunschiefer, die nur einzelne Kalkknollen enthalten, sowie die *Didymograptus*- und *Phyllograptus*-Schiefer. Als Regel kann man nur angeben, daß dort, wo ein Strahlsteinlager vererzt ist, meist auch die parallelen Lager mit Erz imprägniert erscheinen. Es gibt also nicht einen bestimmten Erzhorizont, sondern Zonen, in denen meist mehrere verschiedene Horizonte gleichzeitig vererzt sind neben anderen, in denen sich nur taube Strahlsteine finden.

Sekundäre Teufenunterschiede sind nicht vorhanden. Hutbildungen und Zementationszonen fehlen wie in allen stark vergletschert gewesenen Gebieten vollkommen. Daß die meisten Erzlager nach der Tiefe zu aufhören oder verarmen. ist nur eine Folge des auch im Streichen nachweisbaren kurzen Aushaltens der Erzmittel, da selten ein Erzlager mehr als 80 m im Streichen, also je 40 m nach rechts oder links aushält, kann man auch nicht erwarten, daß die an der Oberfläche angeschnittenen Erzmittel im Durchschnitt weiter als 40 m in die Tiefe gehen.

Anderseits kann man mit Bestimmtheit voraussetzen, daß so wie neue Erzmittel im Streichen immer wieder ansetzen, auch in der Fallrichtung immer wieder neue Erzlinsen, die nicht bis zu Tage gehen, angetroffen werden können.

Erwähnt muß noch werden, daß neben den vielen Gängen von Nordmarkit, Bostonit, Granitporphyr und Felsitporphyr, welche das Nebengestein des Granites durchziehen, auch konkordante Injektionen, die älter sind als die echten Gänge, die sogenannten Menaite, auftreten. Diese Menaite findet man vorzugsweise, aber nicht ausschließlich, in den unteren Stufen, besonders also in den Alaunschiefern.

Schürfe und Bergwerksbetriebe gliedern sich in drei Reviere:

das Kirkeby-Revier im ONO vom Bahnhof Hakedal,
das Hauptrevier (Engelstadtrevier) im NNO von Bahnhof Hakedal,
das Grua-Revier in der Nähe des Bahnhofes Grua.

Das Kirkeby-Revier

Das Kirkeby-Revier stellt insofern ein geologisch besonders übersichtliches Gebiet dar, als man hier die einzelnen Stufen des Silurs stratigraphisch noch voneinander trennen kann, da die Metamorphose die Gesteine nicht bis zur Unkenntlichkeit umgewandelt hat, und auch die Leitfossilien, *Didymograptus* und *Phyllograptus,* oft noch kenntlich sind.

Auffällig ist hingegen, worauf schon Goldschmidt, l. c., aufmerksam macht die im Verhältnis zu der geringen Metamorphose der Schiefer recht starke Umwandlung eines Teiles der Kalksteinlager (Aeußere Kontakt-Zone eines an leichtflüchtigen Bestandteilen sehr reichen Granitmassives).

Das Erz führende Gebiet liegt ungefähr 1,5 km von der Granitgrenze entfernt. Das Silurgebiet grenzt südöstlich längs einer in h 3 streichenden Hauptverwerfung, die sich durch den Rand eines Sees und eine sumpfige Niederung deutlich kenntlich macht, gegen Gneis. Drei Querverwerfungen gliedern das Gebiet in vier Schollen. Die nördlichste Scholle ist taub, die nächste führt in der Gegend des sog. Hauptgesenkes (Hauptschachtes) den größten Teil des Erzes, die folgende enthält etwas Erz nur dort, wo ein doppeltes Kalklager gegen die südöstliche nahe der Baracke durchstreichende Hauptverwerfung grenzt und in der vierten südlichsten Scholle ist dasselbe doppelte Kalklager ebenfalls nur in der Nähe der Verwerfung vererzt.

Das Erz ist in dieser südlichsten Scholle besonders reich an Kies, unter dem man auch etwa Kupferkies entdeckt, der sonst im Revier nicht vorzukommen pflegt. Die beiden Erzlager, das obere $^3/_4$ m, das untere etwa 1 m mächtig und durch 2 m Zwischenmittel getrennt, sind von der Verwerfung aus südwärts in zunehmender Verarmung noch etwa 70 m weit im Streichen festgestellt. Eine Bohrung nördlich vom Lager zwischen diesem und der Baracke hat das Erz in 110 m Tiefe wieder aufgeschlossen. Es entspricht dies einem Generaleinfallen von 45°. Im Hangenden des Lagers beobachtet man an der Oberfläche das Ausstreichen der knolligen *Expansus*-Schiefer. Die Erzlager dürften also dem Ceratopygenhorizont entsprechen. Noch weiter im Hangenden beobachtet man den Ausstrich lichter Hornfelse von großer Mächtigkeit, entsprechend dem *Ampyx*- und *Chasmops*-Kalken der Stufe 4.

In der nordöstlich angrenzenden Scholle findet man abermals zwei nahe benachbarte, teilweise in erzführenden Strahlsteinfels umgewandelte Kalklager, deren Zwischenmittel allerdings wesentlich mächtiger zu sein scheint. Die Erzführung ist gering und hält nur 20—30 m nordostwärts im Streichen aus. Die beiden Erzlager nähern sich einander und vereinigen sich nach Osten zu.

Die Gesteinsscholle, in welcher das Hauptgesenk steht, führt nicht weniger als vier Erzhorizonte. An ihrem Südende sind diese Lager sämtlich durch eine Schleppung scharf nach Westen abgebogen und dabei sowohl die Lager als ihre Zwischenmittel an Mächtigkeit erheblich reduziert. Die Verwerfung selbst führt als ausgewalzte Reste Nester von wenig, aber gutem Erz. Ein Querschlag hat die Verwerfung angefahren und etwas Erz gewonnen.

Das liegendste Lager der Hauptgesenkscholle ist ohne Zweifel als vererzter Ceratopygenkalk anzusehen. Es ist bei 1—2 m Mächtigkeit auf fast 100 m streichende Länge nachgewiesen, und führt Erz von mittlerer Qualität (10 % Zn). Eine offene Schürfrösche geht ins Hangende, und erreicht nach Durchfahrung der *Phyllograptus*-Schiefer den Orthocerenkalk. Dieser Kalk ist 6 m mächtig, aber nur an seiner Liegendgrenze ist die Erzführung einigermaßen konstant, die hangenderen Teile führen nur vereinzelte Erznester. Auf dem *Orthoceras*-Kalk hat man ein Gesenk niedergetrieben, welches jedoch diesen Horizont bald verliert, da sich die Schichten in der Tiefe steilstellen. Man hat aber den Kalk und mit ihm das Erz durch zwei Querschläge wieder erreicht, und bis zur Verwerfung verfolgt. Die Erzmächtigkeit steigt hier unter Tage stellenweise bis auf 2,5 m. Über Tage ist das *Orthoceras*-Erzlager westwärts 60 m weit aufgeschlossen in 1—1,5 m Mächtigkeit und meist befriedigender (8 %) Erzführung.

Nördlich vom Hauptgesenk geht die Schürfrösche als Stollen noch ein Stück weiter, und hat ein den *Orthoceras*-Kalk begleitendes Beilager erschlossen. Dieses Beilager kennt man auch über Tage auf 150 m streichende Länge. Nur örtlich geht die Erzführung hier wesentlich unter 8 % herunter, erhebt sich allerdings auch nur in ganz vereinzelten Nestern zu 12 und mehr Prozent.

Ein weiteres, anscheinend hangendes Parallellager muß man stratigraphisch wohl als überkipptes, durch Isoklinalfaltung wieder zutage kommendes Orthocerenlager auffassen, da sich nördlich von ihm, also scheinbar im Hangenden wieder *Phyllograptus*-Schiefer finden. Man kennt es nur über Tage auf 80 m streichende Länge und in einer Bohrung, die ins ehemalig Hangende mit 60° Neigung gegen Süd niedergebracht ist. Die Mächtigkeit beträgt 1 m.

Noch etwas weiter nördlich ist ein kurzes aber recht reiches Erzmittel (»Lager 5«) erschürft worden.

Der im Gneis nordöstlich vom Abor-Tjern aufsetzende Gang streicht parallel der Grenzverwerfung, fällt westwärts. Er wird von einem Diabasporphyritgang begleitet. Er führt Quarz mit etwas Bleiglanz, Magnetkies, Schwefelkies und wenig Zinkblende. Wirtschaftlich ist er ohne jede Bedeutung.

Verfolgt man den Weg von diesen hier geschilderten Aufschlüssen gegen Norden, so durchquert man zuerst Alaunschiefer, dann zwei taube durch eine Zone von *Phyllograptus*-Schiefer getrennte Kalklager und kommt dann bald in lichte Hornfelse der Stufe 4. Diese halten auf dem Wege bis zu dem Ullavesled genannten Schurf an, und werden nur einmal durch einen Sattel unterbrochen der Alaunschiefer, Ceratopygenkalk und *Phyllograptus*-Schiefer enthält.

Die Stufe 4 bildet im allgemeinen den Kern einer Isoklinalmulde, und so kommen bei Ullavesled die Orthocerenkalke, die *Phyllograptus*-Schiefer und die Ceratopygenschiefer in überkippter Lagerung wieder zutage. Der Orthocerenkalk ist vererzt, eine Reihe kleiner Tagesschürfe und zwei Stollen haben ihn erschlossen. Das Erz ist recht unregelmäßig nesterweis verteilt, und findet sich besonders am Salband des Kalkes und an der Grenze von metamorphen und nicht metamorphen Partien, jedoch stets im Strahlsteinfels.

Das Kirkeby-Revier ist als solches nicht betriebsfähig, nur als Anhang zu einem anderen größeren Betrieb käme seine Ausbeutung in Frage. Es besteht wenig Hoffnung außer den schon bekannten noch weitere Erzlager in diesem Revier zu erschließen.

Das Haupt-Revier

(Engelstadt-Revier)

Der geologische Aufbau des Hauptreviers ist wesentlich schwerer klar zu stellen als der des Kirkebyreviers. Das Gebiet besteht aus einer rings von Granit umgebenen Silurscholle, die auf der älteren Karte noch nicht angegeben ist.

Diese Silurscholle hat natürlich einen außerordentlich starken Grad der Metamorphose erlangt, und es ist unmöglich in ihr die einzelnen Stufen mit Sicherheit wiederzuerkennen. Rein petrographisch kann man vier Schichtengruppen unterscheiden, die aber nicht scharf voneinander getrennt, sondern durch Übergänge verbunden sind.

d) Lichte Hornfelse in großer Mächtigkeit, als Bergrücken hervortretend, erzfrei, besonders verbreitet in Engelstadt-Kampen und am Südrand des östlichen Revierteiles.

c) Dunkle oft schieferähnliche Hornfelse mit mehrfachen kleineren Einlagerungen gebänderter lichter Hornfelse, nur ausnahmsweise kristalline Kalksteine. In ihnen die Erzlager des östlichen Revierteiles.

b) Schwarze Schiefer, mehrfach lockerkörnige kristalline Kalksteine, Gravhalaschichten und zahlreiche Lager von Strahlsteinfels, von denen bald dieses bald jenes erzführend ist. (Erzlager des westlichen Revierteiles.)

a) Schwarze Schiefer mit nur wenigen Gravhala- und Strahlsteinschichten, und vielen Menaitlagern. Zutage anstehend im Norden des westlichen Revierteiles, erzfrei.

Die Lagerungsfolge dieser Schichtengruppen wird durch folgende Tatsache bewiesen. Die Schiefer c finden sich allenthalben im unzweifelhaften liegenden von d. Die Schiefer b sind unter c in einem Bohrloch durch das Blybergetlager, welches der Natur seiner Nebengesteine nach zur Gruppe c gehört, in typischer Ausbildung erbohrt worden. Die Schichtengruppe a ist in fast allen Bohrlöchern des Röros-gebietes unter b angetroffen worden. Unter a hat die Bohrung 19 nahe dem Mundloch des Röros-Stollns-Gneis ergeben. Also bildet das Silur nicht etwa eine eingesunkene Scholle des Granitdaches, sondern eine aus dem Liegenden in den Granit aufragende Insel.

Will man diese Schichtengruppen mit dem unveränderten Silur parallelisieren, so würde vielleicht Gruppe d den *Ampyx*- und *Chasmops*-Knollenkalken entsprechen, Gruppe c den untersten Teilen der Stufe 4, Gruppe b der Stufe 3 und Gruppe a den Alaunschiefern der Stufe 2.

Erleichtert wird die stratigraphische Orientierung durch das scharfe Heraustreten der harten Schichten, also besonders der Gruppe d, als kahle oder nur durch dünne Moosdecke verschleierte Rundhöcker, und durch das scharfe Einschneiden sumpfiger Talrinnen im Zuge der Verwerfungen. Erschwert wird sie durch die verwickelten Lagerungsverhältnisse, dadurch, daß fast das ganze Gebiet mit Diluvialgeschieben überstreut ist, so daß man nichts auf Lesesteine geben darf, und daß beim Kartieren nur das Anstehende gelten darf, durch den kurzklüftigen Zerfall der Gesteine, der meist schwer die Streich- und Fallrichtung zu bestimmen erlaubt, und endlich durch die Unwegsamkeit und Unübersichtlichkeit des Waldgeländes.

Die Höhen bei Engelstadt-Kampen bilden unzweifelhaft den Kern einer Mulde, während im Westteil des Reviers im Großen genommen, ein Sattel besteht, dessen Achse sich nach Norden heraushebt, da nördlich vom Röros-Stolln-Gebiet nur erzleere schwarze Schiefer (Gruppe a) gefunden werden.

Mulde und Sattel sind durch zahllose kleine Sprünge in regellose Schollen zerlegt, auch findet man durch Schleppungen, seltener durch kleine Sonderfaltungen verursacht, mehrfach örtlich Lagerungen, die diesem Gesamtaufbau widersprechen. Im Gebiet des Grubelia-Stollns, wo beide Mulde und Sattel aneinandergrenzen, zeigt sich oftmals widersinniges Einfallen, gelegentlich auch flache Lagerung und Kleinfaltung.

Erwähnt sei noch, daß man an manchen Stellen, z. B. im Gebiete nördlich vom Erdmannschacht beobachten kann, wie das Streichen der Schichten, das man im einzelnen Aufschluß findet, nicht mit dem durch Kartierung an der Oberfläche gefundenen übereinstimmt. Es liegt hier nicht etwa falsche Schieferung vor, sondern eine Reihe Querverwerfungen hat regelmäßig jeden folgenden Schichtabschnitt im gleichen Sinne verschoben, so daß die Reihe dieser Abschnitte einen anderen Verlauf nimmt als das Streichen innerhalb jedes einzelnen Abschnittes.

An größeren, weitausschauenden Auffahrungsarbeiten sind im Hauptrevier zwei große Grundstolln zu erwähnen. Der Röros-Stolln hat sein Mundloch nahe am Nordende des Engelstad-Sees. Er löst die Grubenbezirke Röros, Sulitelma, Zwischenlagen und Kongen. Der Grubelia-Stolln ist in westlicher Richtung von einem tiefen Tälchen im Osten der Arbeiterbaracke vorgetrieben. Er unterfährt die Grubenbezirke Grubelia und Erdmann.

Die Entfernung der wichtigsten Stollnmundlöcher des Hauptreviers vom Bahnhof Hakedal beträgt 8,0 und 8,5 km.

A. Westlicher Teil des Engelstadt-Reviers

Das zutage ausstreichende Lager im flachen Schacht der Kongengrube streicht nordsüdlich und fällt unter 30—45° nach Westen. Es ist 1,5—3 m mächtig und führt bis zu etwa 25 m Saigerteufe schönes und reines Erz, welches mehrfach auch in größeren Mitteln von mehreren Kubikmeter Inhalt bis zu 25% ansteigt. Von 25 m Tiefe an vertaubt das Lager jedoch gänzlich, und nimmt erst wieder im Füllort der zweiten Sohle 37 m unter Hängebank nahe an einer h 4 streichenden, südöstlich fallenden Überschiebung Erz in ziemlich flacher Lagerung an.

Vom Fußende des flachen Schachtes führt westwärts ein Stolln zutage, zum Bergabhang über dem Elchsee. Südlich über dem Stollnmundloch ist in einer Rösche mit anschließendem kurzen Stolln ein ostwest-streichendes Erzlager von geringer Mächtigkeit und Erzführung aufgeschlossen.

Nahe nördlich vom Mundloch des Elchseestollns hat man ein hangendes Begleitlager des eben erwähnten, ebenfalls ostwest-streichend und von 2 m höchster Mächtigkeit aufgeschlossen. Dieses Lager wird mehrfach verworfen und vertaubt bald völlig.

130 m nördlich vom Kongenschacht findet man, bereits am Nordhang der Kongenshöhe, ein weiteres Lager von 1 m Mächtigkeit. Es streicht am Abhange vom Elchsee aus empor, biegt dann plötzlich um, und stellt sich steil. Die Streichlänge dieses Lagers ist etwa 100 m, die Erzqualität unter normal (knapp 8%).

Am Südabhang der Kongenshöhe kann man die Fortsetzung des Kongenlagers, welches hier wieder nordsüdlich streicht und westwärts fällt, wie im Hauptschacht an mehreren Stellen nachweisen. Es ist das Erz hier jedoch meist sehr arm und nicht bauwürdig, jedoch findet sich nahe über der Moorsenkung, die sich am Südfuß des Berges aus-

breitet, ein Schurf auf einem liegenden Parallellager mit recht gutem Erz von 1 m Mächtigkeit, aber freilich nur von geringer Streicherstreckung. Insgesamt ist die im Kongengebiet aufgeschlossenen Erzmenge nicht bedeutend.

10 m südwestlich von der Kongengrube ist über Tage ein ganz flachliegendes Erzlager das sog. Zwischenlager erschürft worden. Es hat etwa 50 m nordsüdliche und 30 m ostwestliche Ausdehnung bei 1 m Mächtigkeit und normaler, also ziemlich armer Erzführung. Die Lagerung ist etwas muldenförmig. Der von Südost kommende Röros-stolln hat dieses Lager in 53 m Tiefe unterfahren und ein zweites tieferes Lager aufgeschlossen. Dieses fällt in auffallendem Gegensatz zum Tagelager ziemlich steil (25°) gegen NW ein. Es überkreuzt den Röros-Stolln genau unter dem Schurfstolln des Tagelagers in einer schönen Mächtigkeit von 3,5 m mit einer übernormalen Erzführung (10—11 %). Streichend ist es gegen Norden bisher 10 m weit aufgefahren, gegen Süden schwenkt es bald scharf nach SO und vertaubt. Auch in steigender Richtung nach Südosten zu scheint es keine große Ausdehnung zu haben. Das Bohrloch 18,30 m weiter südöstlich hat das Lager bereits in taubem Zustand durchsunken.

Die Erzvorräte der beiden Zwischenlager, dürften auf Grund der großen Mächtigkeit des unteren Lagers recht beachtenswert sein.

Erwähnt sei noch, daß der Röros-Stolln zwischen Kongengrube und Zwischenlager nur gleichmäßig gebankte, schwarze Schiefer von nördlich steilerem, südlich immer flacherem nordwestlichem Einfallen durchfährt. Mehrfach setzen in diesen Schiefern, parallel der Richtung lettige Zerreibungszonen 10—30 cm Mächtigkeit ein, die wohl als Überschiebungen aufzufassen sind. Die eine dieser Überschiebungen findet sich nahe nordwestlich vom unteren Zwischenlager und muß südostwärts ansteigend zwischen diesem und dem Tagelager durchgehen. Es könnte also das Tagelager ein überschobener Teil des unteren Lagers sein, doch ist dies bei der sehr abweichenden Mächtigkeit und Lagerungsform nur wenig wahrscheinlich.

100 m östlich vom Zwischenlager finden sich die Erzlager der sog. Sulitelmagrube. Man kennt hier über Tage ein flachliegendes, nicht sehr ausgedehntes Erzlager von 20 × 30 m Fläche und 3 m Mächtigkeit. Es streicht nach Osten aus, und geht nach Westen in tauben Kalkstein über. Das in der Stollensohle aufgeschlossene Lager ist durch eine h 11 streichende Verwerfung in zwei Teile geteilt. Östlich von der Verwerfung kommt das Lager steil von Südosten herein und legt sich alsbald flach. Nur entlang der Verwerfung läßt sich das Erz eine etwas größere Strecke weiter, etwa 30 m, feststellen. Westlich der Verwerfung fällt es ziemlich genau nach Norden und ein nordsüdliches vom Hauptstolln abzweigendes Ort hat es in seiner ganzen Mächtigkeit, die hier über 2 m senkrecht zur Schichtung gemessen beträgt, durchfahren.

Der Röros-Stolln steht zwischen Sulitelma und Zwischenlager andauernd in Lagerart (Gravhala und Strahlsteinfels) kurz vor dem Zwischenlager schleppt sich an einer Verwerfung ein schmales Erzmittel entlang.

Im Gebiet der Rörosgrube ist in der Hauptsache nur ein Erzlager aufgeschlossen. Die Tagesaufschlüsse zeigen, daß es gleichsinnig mit der Abdachung des Berges gegen Osten und Süden flach einfällt. Wegen der flachen Südkomponente des Einfallens gerät der nach Norden geführte Stollen bald ins Liegende des Lagers und trifft hier aus der Sohle auftauchend vorübergehend einen tieferen erzführenden Horizont. In einem Überhauen weiter im Norden, liegt das Tagelager schon 4 m über der Stollensohle. Die Mächtigkeit dieses Röros-Tagelagers ist sehr bedeutend. Sie steigt bis über 6 m, doch sind große Partien nur sehr wenig mit Erz imprägniert, so daß man höchstens mit 3 m Erzmächtigkeit (8 % bis höchstens 10 %) rechnen kann. Die Natur des Lagers läßt sich am besten in einem gleich links am Stolleneingang nach Westen getriebenen Ort, welches zum Teil bis zutage aufgebrochen ist, überschauen. Das Auskeilen des Lagers gegen Westen ist wohl eine Folge des östlichen Einfallens, die in dem flachhügligen Gelände eine Erosion des schneller als die Oberfläche ansteigenden Westflügels bedingt hat.

In der Umgegend des Röroslagers sind mehrere Bohrlöcher niedergebracht, die zum Teil recht interessante Ergebnisse geliefert haben. Das größte Interesse bietet z. B. ein Bohrloch, welches nicht weniger als sieben erzführende Lagen und mehrere Erzschmitzen durchteuft, die man in vier erzreiche Zonen vereinigen kann, nämlich von 4—8 m, von 13—21 m, von 24—29 m und von 63—71 m. Darunter folgt eine erzfreie Zone von schwarzen Schiefern und Menaitlagern und in 180 m Tiefe der Gneis (! s. o.).

Die Erzlagen dieses Bohrloches sind jedoch in keinem der anderen umgebenden Bohrlöcher in annähernd gleicher Stärke und Zahl wieder gefunden worden.

Sie können also nur von geringer streichender Erstreckung sein, auch ist ihre Zahl vielleicht durch Verwerfungen und Überschiebungen bedingt, die dieses oder jenes Lager zweimal überbohren lassen.

Die Erzmenge des Röros-Tagelagers ist immerhin die bedeutendste des Reviers. Sie läßt sich auf etwa über 50000 t 8—10prozentiges Erz veranschlagen.

Der Stolln geht zwischen Röros und Sulitelmagrube meist im flachgelagerten Schiefer und folgt eine Strecke weit auch im tauben Gebiet einer h 11 streichenden, westlich fallenden Verwerfung.

Östlich von der Röros-Grube zieht sich ein nordsüdlich gerichtetes Tälchen hin, und an dessen Osthang streicht das Erzlager von Blyberget mit seinem kleinen Begleitlager aus. Dicht in seinem Hangenden finden sich bereits lichte Hornfelse, das Lager scheint also einem höheren Horizont als Röros, etwa der Schichtengruppe c anzugehören, da jedoch ein Bohrloch hier nach Durchsinkung des Erzes bald Gravhala (in 30 m Teufe) antraf, so dürfte Blyberget nahe an der unteren Grenze dieses Horizontes liegen. Seinen Namen verdankt das Lager dem Beibrechen geringer Mengen von Bleiglanz, die aber kaum die Verhüttung lohnen dürften. Das Lager ist über Tage erschöpft und durch einen querschlägigen Stolln mit zwei Flügelörtern und einem

von Tage kommenden Gesenk erschlossen. Es streicht 40 m weit nordsüdlich, fällt unter 45° nach Osten und führt nur wenig und armes Erz. Nach Norden zu vertaubt es, nach Süden zu ist es durch eine Verwerfung abgeschnitten. Über Tage finden sich die Spuren eines liegenden schwachen Begleitlagers.

Auf der Höhe oberhalb Blyberget ziehen sich die Mächtigen Hornfelse, die Schichtengruppe d, hin und biegen weiter nördlich in nordöstliche Richtung ab. Hier liegt in ihrem Liegenden in einem dem Blybergetlager entsprechender Horizont des Loblager. Es fällt unter 45° gegen Südost und besteht nur aus einzelnen Erznestern wechselnder Mächtigkeit, deren größtes 8 m im Streichen aushält. Ein Schurfstolln ergab nur am Mundloch Erz. Über dem Lager zieht sich ein streichender Kalkspatgang hin, vielleicht ein Verwerfer, der das Erz abschneidet.

B. Östlicher Teil des Engelstadt-Revieres

Die Lagerstätte der Erdmannsgrube ist ein Gang, der einzige derartige Fall im ganzen Revier. Die querschlägige Erstreckung des Erzes ist in den Tagesaufschlüssen ganz unzweifelhaft nachweisbar. Nahe westlich vom Schachtmundloch streichen ein Strahlsteinlager und ein Kalklager in h $2^1/_2$, während der Gang in h 11 verläuft. Das Einfallen des Ganges ist in den oberen Teilen 60°, in den unteren 45° nach Osten. Streichend ist er über Tage 75 m weit nachgewiesen. Im Niveau des Grubelia-Stollns (84 m unter Hängebank) ist er bereits taub. Die Mächtigkeit ist sehr wechselnd. Im Mittel beträgt sie etwa 1 m. Das Erz ist stellenweise außerordentlich reich, und es finden sich große Nester von reiner, oft recht hellbrauner Stuffblende. Die Begleitmineralien sind wesentlich andere als die der Lager. Der Magnetkies und der Epidot spielen eine viel größere Rolle. Dazu kommt viel fleischroter Granat und besonders in den oberen Teufen Magnetit in Pseudomorphosen nach Spateisenstein. Dies alles läßt wohl darauf schließen, daß hier die kontaktmetamorphe Umwandlung eines älteren Ankeritganges oder spateisensteinführenden Kalkspatganges vorliegt[1]). Diese gangförmige Carbonatmasse wirkte auf die metamorphosierenden und erzbringenden Lösungen ebenso ein wie die sedimentären Kalklager, nur bedingte der höhere Eisen- und Magnesiagehalt eine abweichende Mineralisation: Granat, Epidot, Magnetit.

Auf dem Erdmanngange ist ein flacher Schacht niedergebracht worden, und in drei verschiedenen Sohlen sind Feldörter gegen Norden und Süden getrieben worden. In der obersten Sohle ist eine eigentümliche Vertrümerung des Erzes zu beobachten: Der Gang, der in seinem Nordteil schon ein hangendes Begleittrum hat, schwillt zu großer Mächtigkeit von 7 m an und gabelt sich in ein hangendes und ein liegendes Trum. Eine Ost-West streichende Spalte, mit grobspätigem Kalkspat erfüllt, schneidet das ganze ab, und südlich von

[1]) G. Berg, Über einen Fall von kontaktmetasomatischer Umwandlung eines Ankeritganges. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Mon.-Ber. 1917, S. 32—36.

ihr ist nur noch ein Trum ungefähr in der Verlängerung des liegenden Astes nachweisbar. Nach Süden geht das Erz hier nur 30 m weit. Nach Norden zu vertaubt der Gang nach 40 m.

In der nächst tieferen Sohle sind Mächtigkeit und streichende Länge schon stark verringert. Südwärts hat man nur 15 m, nordwärts nur 20 m Erz. Doch ist dieses Erz zum Teil sehr reich und meist 2 m mächtig. Ähnlich verhält sich die nächste Sohle: 10 m Erz südwärts, 25 m nordwärts recht absätzige Erzmittel. 5 m unter dieser Sohle, 65 m unter Hängebank hört die Erzführung völlig auf.

Das Nebengestein der Erdmanngrube ist schwarzer schiefriger Hornfels mit einzelnen Einlagerungen von lichtem gebänderten Hornfels. Offenbar befindet man sich in der Schichtengruppe c. Auffällig sind dabei allerdings zwei in der Tiefe von dem Westrande des Grubeliastollns überfahrene Menaiteinlagerungen. Auch ein Granitgang wurde hier angetroffen, jedoch nirgends Gravhala.

Das Grubelia-Lager zeigt ostwestliches Streichen bei steil südlichem Einfallen, in der Tiefe ist ein hangendes und über Tage auch noch ein liegendes Begleitlager nachgewiesen. Das Nebengestein besteht aus schwarzen Hornfelsen mit einzelnen Lagen von lichtem Hornfels und schichtigem hellgrauen Kalkstein. Dies alles schließt das Grubelialager eng an die weiter östlich folgenden Lager an. Zur Tiefe geht nur eins dieser Lager. Es ist im Streichen durch einen oberen Stolln auf 120 m bei durchschnittlich 0,80—0,50 m Mächtigkeit nachgewiesen. Die Qualität des Erzes ist weit über normal. 18prozentiges Erz kommt mehrfach in größeren Mengen vor. Die Farbe der Zinkblende ist hier auffallend hellbraun. Leider hat der große Grubeliahauptstolln, der dieses Lager 35 m tiefer erschließen sollte, keine Spur des Erzes mehr gefunden, und ein Gesenk zwischen beiden Stollen zeigte schon wenige Meter unter dem oberen ein Aufhören des Erzes.

Ungefähr 11 m über dem Mundloch des Grubelia-Stollns streicht ein Erzlager von 0,5 m Mächtigkeit in horizontaler bezw. ganz flach nach Westen fallender Lagerung am Berghange aus. Es ist 16 m weit im Ausstrich und durch ein Ort 16 m tief in den Berg hinein verfolgt worden. Allem Anschein nach handelt es sich um eine von Verwerfungen begrenzte und horizontal gelagerte Scholle des Grubelia-Lagers. Die Umwendung der Schichten aus steilem Südfallen zu flachem Westfallen kann man über Tage recht deutlich beobachten. Einige Begleitlager sind auch hier angedeutet, sie führen aber nur Kies, weshalb auf ihnen früher kleine Eisenerzschürfe angelegt worden sind.

Östlich vom Grubelia-Gebiet zieht sich von Norden her ein kleines scharf eingeschnittenes Tal herab und auf der gegenüberliegenden Höhe sind wieder Erzlager erschürft worden, die Kavlebrua-(Knüppelbrücken-)Lager. Man kennt hier drei Lager, die nach Westen etwas divergierend in h 6 streichen und steil südwärts einfallen. Das bedeutendste mittlere Lager ist 30 m im Streichen durch Schurfgräben und 30 m im Fallen durch ein Gesenk mit anschließenden Feldörtern aufgeschlossen. Das Erz ist recht arm, die Mächtig-

keit etwa 1 m. Ein liegendes Begleitlager hat 0,5 m Mächtigkeit, ein hangendes von 1,50 m Mächtigkeit läßt sich fast 40 m verfolgen, führt aber Erz nur in einzelnen Nestern.

Die Erzmenge des Kavlebrua-Gebietes ist sehr gering und erreicht noch nicht tausend Tonnen.

Die Erzlager des als Lob II bezeichneten Schurfgebietes liegen östlich von Kavlebrua. Sie streichen wie diese ostwestlich und fallen südwärts, und bilden ebenfalls ein System von drei nahe benachbarten Lagern mit je 1,0—1,5 m Mächtigkeit. Das Erz ist nicht schlecht (10—12 %). Die Zinkblende ist schwarz und oft recht auffallend grobspätig. Das mittelste ist auch hier das Hauptlager. Man hat es erschlossen durch ein Gesenk und durch einen diagonalen Querschlag mit anschließendem Feldort, von dem man auch das liegende Begleitlager angefahren hat. Die Erzführung ist hier in der Tiefe bereits wesentlich geringer. Auffällig ist ein völlig horizontales, mit Schwerspat (!) und Kalkspat erfülltes Gangtrum von 10—20 cm Mächtigkeit, das sich im Querschlag und im Feldort beiderseits an den Ulmen als schneeweißes Band durch den tiefschwarzen Hornfels hinzieht.

An ihrem Westende machen alle drei Lager eine scharfe Biegung nach Süden und keilen dann aus. Weiter im Südwesten kennt man auf kurze Strecke ein anderes Lager, welches an seinem Ostende nach Norden umbiegt. Wahrscheinlich ist es die durch Verwerfung mit Schleppung hierher geschobene Fortsetzung des Hauptlagers.

Das Lagersystem »Dalstjern nordwestlich« müßte eigentlich richtiger »Lob II östlich« heißen, denn es ist ohne Zweifel die Fortsetzung der Loblager gegen Osten. Zwischen beiden Gruben fehlt allerdings ein Stück weit das Erz, doch kann man in dieser Strecke die Erze weiter südlich, also ins Hangende verschoben, zwischen zwei Verwerfungen wiederfinden, und in ihrem Hangenden tritt noch ein weiteres Lager von 60 m Länge bei senkrechtem Fallen, mit schwarzen Schiefern im Dach hinzu. Diese Aufschlüsse sind aber alle ohne wirtschaftliches Interesse.

Das eigentliche Grubengebiet von »Dalstjern nordwestlich« zeigt genau wie Lob II drei nahe benachbarte Parallellager von ostwestlichem Streichen und 70° südlichem Fallen in einem Schichtensystem von schwarzen und lichten gebänderten Hornfelsen. Das mittelste Lager ist wieder das wichtigste. Es ist durch ein Gesenk und einen Stolln aufgeschlossen, welch letzterer in seinem nördlichen Teile bereits den Nordmarkit durchquert. Kurze Querschläge haben am Fuß des Gesenkes, d. h. in 40 m Tiefe, die beiden Begleitlager angeschnitten. Die streichende Länge des Gebietes beträgt 100 m. Das Erz ist recht wechselnd verteilt, so daß nur Teile der Lager für den Abbau in Frage kommen können.

Dalstjern südlich

Hier ist das liegendste, etwas abseits gelegene Lager als Hauptlager, die beiden hangenderen näher beieinanderliegenden als Nebenlager entwickelt. Von Osten her ist das erstere ein Stück weit aufgefahren, und durch einen Querschlag hat man die beiden letzteren

erreicht und das nördliche von ihnen bis zu Tage aufgebrochen. Die streichende Länge ist sehr gering. Ein Bohrloch im Keller der benachbarten Baracke angesetzt, hat das Hauptlager bereits taub angetroffen. Die Erzmengen der Grube Lob II sowie der Gruben Dalstjern nordwestlich und Dalstjern südöstlich sind gering. Östlich von dieser Grube streicht ein breiter Granitstreifen durch, jenseits von ihm tritt allerdings wieder eine kleinere Silurscholle auf, in ihr hat man aber bisher noch kein Erz gefunden.

Knepphaugen

$^1/_2$ km nördlich von Engelstad Kampen liegt der Knepphaugsaeter. Er befindet sich bereits auf Granit, aber nördlich von ihm setzt eine weitere kleine Silurscholle auf, in der ebenfalls Erz gefunden worden ist. Es sind wahrscheinlich zwei Lager vorhanden, doch sind die Erzmittel so kurz und absätzig, daß man die Zusammengehörigkeit nur schwer ermitteln kann. Die Lager streichen ostwestlich und fallen unter 45° nach Norden, d. h. an der Oberfläche des dortigen Berghanges hinab. Die Silikate sind sehr fest, auffallend dunkel und wohl kristallisiert, das Erz sehr arm, meist wohl unter 8 %, nur im untersten Schurf etwas besser. Das Vorkommen ist ohne wirtschaftliche Bedeutung.

Das Grua-Revier

Das Grua-Revier liegt an der Westseite des Kristianiaer Granites. Die Gesteine sind hier kontaktmetamorphe Bänderkalke, die sich in umgewandeltem Zustand nur wenig von den Gesteinen der Stufe 4 unterscheiden, nach Ansicht der norwegischen Geologen aber dem *Pentamerus*-Kalk (Stufe 6) angehören sollen. Wirtschaftlich kommt in diesem Gebiet allein die Nysaeter-Grube, 2 km im Osten der Bahnstation, in Frage, die beiden Schürfe im Westen, Mutta und Skjaerpemyra, sind ohne jede Bedeutung.

Nysaeter

Die Schichten streichen hier ostwestlich und fallen südwärts mit 60—70° ein. Die Granitgrenze überkreuzt die erzführenden Schichten nahe westlich von der Grube und legt sich dann dem Streichen derselben parallel, zieht also von Westen nach Osten, um jenseits des Grubenbezirkes wieder nach Nordosten umzubiegen.

Das Gebiet nennenswerter Häufung der Erzlager ist nur 200 m lang und 60 m breit, doch finden sich auf diesem engen Raum vier zum Teil sehr mächtige Erzlager. Das Nebengestein besteht im Norden, also mehr abseits vom Granit, meist noch aus deutlicher Wechsellagerung von kristallinem Kalkstein mit 2—5 cm starken, oft knotenweise abgeschnürten kieseligen Bändern, weiter südlich ist das Gestein zu einem massigen, nur undeutlich gestreiften, hellgraugrünem Hornstein verwandelt. Dieser Unterschied beruht nicht auf primärer Verschiedenheit des Materials, sondern auf verschiedener Intensität der Kontaktmetamorphose . Das Nebengesteinsmittel zwischen dem nördlichsten und dem nächstsüdlichen Lager ist zwar immer kalkig, das

zwischen dem dritten und vierten stets silikatisch, aber zwischen dem zweiten und dritten ist es im Westen silikatisch, im Osten kalkig. Bei der Vererzung, die stets mit einer Neubildung von dunkelgrünem Strahlsteinfels verbunden ist, zeigt die Erzverteilung stets eine deutlich streifige Anordnung und im Querbruch kann man stets eine Abwechslung von etwa 5 cm breiten, reicheren und ärmeren Streifen erkennen. Trotz des höfflichen Anblickes, den ein frischer Längsbruch bietet, wenn er etwa gerade in einem reichen Streifen entlang führt, ist der Metallgehalt doch auch hier recht gering und beträgt im Mittel meist nur 8—10 %, selten 12 %. Natürlich kommen einzelne Stücke vor, die 25 und 40 % Zn enthalten, wohl sogar aus reiner Stuffblende bestehen, doch sind dies nur örtliche Ausnahmen. Besonders schön ist das Vorkommen kopf- bis rumpfgroßer Nester von tiefschwarzer, grobspätiger Zinkblende. Leider sind die Erze so zäh und fest und die Grenzen zwischen reicheren und ärmeren Streifen so unscharf, daß eine Handscheidung nicht durchführbar ist.

Die vier Erzlager werden von Nord nach Süd als G-Lager, A-Lager, B-Lager und C-Lager bezeichnet. Sie schieben sich in dieser Reihenfolge staffelförmig gegen Westen vor, und außerdem scheint das Aushalten nach der Tiefe in dieser Reihenfolge abzunehmen. Das C-Lager streckt sich also ziemlich weit westlich, ist aber in der Oberstollnsohle (25 m tiefer) nur noch in Spuren, in der Unterstollnsohle (43 m tiefer) gar nicht vorhanden, das B-Lager erstreckt sich östlich weiter, westlich nicht ganz so weit, ist im Oberstolln noch vorhanden, fehlt aber bis auf einzelne Reste im Unterstolln; das A-Lager geht viel weniger weit nach Westen. Es ist auch im Unterstolln zum Teil recht schön entwickelt. Das G-Lager endlich ist über Tage und im Oberstolln weniger entwickelt als im Unterstolln. Die Vertaubungsgrenzen der Haupterzmassen schieben dabei gegen Westen zu ein. Die Lagerung entbehrt also nicht einer gewissen, sonst nur selten zu beobachtenden Regelmäßigkeit.

Zwischen den vier Erzlagern gibt es noch mehrfach Erzschmitzen und man kann nicht selten beobachten, daß diese Erzschmitzen sich an quer durchsetzende Klüfte, die als Erzbringer gewirkt haben, beiderseits ansetzen. Mehrfach wird das Gebiet von Granitporphyrgängen und fluidalgestreiften Felsitgängen, die senkrecht zu den Schichten streichen, durchsetzt. Diese Gänge sowie ihnen parallel laufende Klüfte bedingen bisweilen deutliche, aber nicht sehr wesentliche Verwerfungen. Erwähnt sei noch, daß ganz im Osten in gleicher Richtung ein Skapolith-Kalkspatgang von $^1/_2$ m Mächtigkeit das Gestein durchsetzt. Mehrfach wird dieser auf kurze Strecken parallel der Schichtung abgelenkt und nimmt dann jedesmal statt der Skapolith-Kalkspatführung Epidotführung an.

Das C-Lager ist eigentlich zurzeit so gut wie nicht mehr vorhanden. Da es sich, wie schon gesagt wurde, nicht in die Tiefe erstreckt, ist es bis auf geringe Reste erodiert, und diese Reste sind zumeist völlig abgebaut. Es wird in seinem Hangenden stets, in seinem Lie-

genden bisweilen von einem konkordanten Quarzgang mit Nebengesteinsbrocken, einem Quarzbrockenfels, begleitet.

Das B-Lager ist am Tage durch mehrere Abbaustrossen aufgeschlossen. Es streckt sich recht weit nach Westen und auf ihm ist der Unterstolln aufgefahren. Freilich ist es hier im Stolln recht mager und kiesig, wie es denn überhaupt recht viel Kies führt, besonders in seinem hangenden Teil. Nur im Osten schwillt es stellenweise auch in der Tiefe auf 4 m an. Im Oberstolln ist es in schöner Länge und Mächtigkeit mit Erz mittlerer Qualität aufgeschlossen. Freilich sind hiervon schon beträchtliche Teile abgebaut.

Das A-Lager läßt sich über Tage weithin verfolgen und große Erzmassen sind schon im Tagebau herausgenommen. Im Westen ist es ziemlich deutlich in ein Hangend- und ein Liegendtrum geteilt, auch im Westen ist diese Teilung stellenweise noch nachweisbar. Im Niveau des Oberstolln ist im Osten eine schöne Lagermächtigkeit von 14 m, nach Abzug einiger tauben Mittel von 10 m, im Osten nachweisbar. Sie liegt östlich von dem Felsitgange, während sie im Unterstolln westlich desselben liegt. Große Teile dieser schönen Erzmittel sind allerdings, besonders im Oberstolln, schon herausgeraubt.

Das G-Lager setzt über Tage erst ziemlich weit im Osten ein, dort, wo es die größte Mächtigkeit hatte, hat man einen tiefen Tagebau darauf angelegt. Er traf in der Tiefe gegen Westen eine starke Epidotgesteinslinse, an deren hangender Grenze sich das Erz nur noch als schmales Trum hinzieht. Gegen Osten löst sich das Lager in drei parallele Trümer auf. Diese Trümer schließen sich aber in der Tiefe wieder zu einer gewaltigen Mächtigkeit zusammen, auf welcher in der Oberstollnsohle ein großer Abbau angelegt ist.

Im Niveau des Unterstollns hat man statt des eigentlichen Lagers zunächst ein schmales, hangendes Begleittrum aufgefahren, dann erst die Hauptmasse des Erzes in 8 m Mächtigkeit entdeckt und 6 m hoch abgebaut. Westlich vom großen Hauptverwurf ist das G-Lager nur noch geringmächtig (0,5—1 m stark) und sehr reich an Magnetkies. Alte Abbaue, die darüber liegen, lassen aber vermuten, daß hier zwischen Unterstolln und Tagesfläche noch einige Erzmittel zu finden sind.

Die Baue der Muttagrube liegen 1 km westlich von der Station Grua. Das Erz tritt hier in Gängen in einem wenig metamorphen Schiefer auf. Die Gänge streichen ungefähr parallel den Schichten, d. h. WNW—OSO und fallen unter 45° nach Norden. Man kennt drei Gänge Ellen, Agnes und Alice. Die Gangfüllung besteht aus Kalkspat, Quarz, Braunspat (bei Alice auch Manganspat) und Granat mit Bleiglanz, Zinkblende, Schwefelkies und wenig Kupferkies. Das Erz sieht in einzelnen ausgelesenen Stücken sehr schön aus, ist aber im ganzen nicht viel wert, wie man denn auch große Teile desselben auf die Halde geworfen, und in der Grube stehengelassen hat. Der Ellengang, der östlichste, sendet ein Trum ins Hangende, den Alice-Gang, der westlichste, scheint noch zwei Begleittrümer zu führen, die durch

einen Querschlag gelöst sind. Das wenige Erz, welches hier vorhanden war, ist sicher zu $^3/_4$ abgebaut.

Skjaerpemyra (Schürfmoor) ist ein Erzvorkommen im Süden eines großen Moores 1 km westlich von Mutta genannt worden. Man findet hier in hellen Hornfelsen ein Lager aus großkristallinem Marmor mit schönen Granatkristallen. Das Erz: Bleiglanz, Zinkblende und wenig Schwefelkies durchtrümert dieses Lager nach allen Richtungen in schmalen Streifen. Goldschmidt (l. c.) gibt auch Kieselzinkerz und Lievrit an und schließt hieraus sowie aus dem Auftreten zahlreicher Quarztrümer im Erz auf eine zweimalige Metamorphose, von denen bereits die erste mit der Metallzufuhr in Verbindung zu bringen ist. Diese Erztrümer setzen sich auch hier und da ins Hangende des Kalkspatlagers fort. Das Kalkspatlager streicht h 8 und fällt südwärts ein. Zwischen Baracke und Dynamithaus wird es durch eine Flexur nach Norden abgelenkt und südlich vom Dynamithaus setzt ein neues hangendes Lager weiter südlich auf. Das Ganze wird im Süden durch einen mächtigen Granitgang abgeschnitten. Die Lagerstätte, auf der ein kleines Gesenk und Feldorte bestehen, kann als abgebaut gelten.

Schlußbemerkungen

Die gesamte wahrscheinliche Erzmenge des ganzen Reviers ist eigentlich gar nicht so gering, wenn man alle kleinen abgelegenen Schürfe, besonders im Hauptrevier, und alle durch Bohrlöcher angetroffenen Lager einbezieht, und wenn man bedenkt, daß unzweifelhaft durch methodisches Abbohren noch dutzendweise Erzlager und Erznester auffindbar sind. Leider sind aber die Aufsuchungsarbeiten ungeheuer schwierig und kostspielig. Da man keinen bestimmten geologischen Horizont des Erzes angeben kann, sondern nur weiß, daß das Erz in kontaktmetamorphen Silur und außerhalb der Alaunschiefer und der mächtigen lichten Hornfelse zu suchen ist, so muß man große Gesteinsgebiete blindlings durchörtern, um neue Erzmittel zu finden. Die Kosten der Streckenauffahrung sind aber in dem zähen Gestein, in welchen die Häuer oft zwei bis drei Schichten zu einem 1,5—2 m tiefen Sprengloch brauchen, abnorm hoch. Beträchtlich verbilligen läßt sich die Aufsuchung neuer Erzmittel zwar durch horizontale oder geneigte Diamantbohrlöcher, aber auch bei diesen wäre der Vortrieb langsam und der Diamantverbrauch hoch.

Zu diesen Schwierigkeiten kommt nun der geringe Wert des gewonnenen Roherzes von meist nur 8—10 % Zn ohne Gehalt von Blei oder anderen bezahlbaren Nebenprodukten, und endlich, und das ist das Schlimmste, die großen Aufbereitungsschwierigkeiten. Das Erz ist außerordentlich fein verteilt zwischen stark eisenhaltigen Silikaten, deren spezifisches Gewicht recht hoch ist, und dem der Zinkblende zum Teil nahekommt. Man ist genötigt sehr fein zu zerkleinern. Die Zerkleinerung ist aber wegen der Härte des Materials und dem dadurch bedingten starken Verschleiß der Steinbrecher und Mühlen recht teuer. Nach der Zerkleinerung muß man eine Schwimmaufbe-

reitung anwenden. Die Frage der technischen Verwertung dieser 8- bis 10-proz. Zinkerze ist daher noch nicht gelöst. Vielleicht gelingt es durch ein Laugeverfahren das Zink ohne vorherige Aufbereitung zu Gute zu machen.

Theoretisch würde es wohl möglich sein, durch Handscheidung nach maschineller Zerkleinerung auf 2—3 cm eine gewisse Menge reiches, mindestens 20-proz. Erz auszuklauben. Diese Menge dürfte etwa um $^1/_{10}$—$^1/_7$ der gesamten Erzmasse ausmachen, auch würde der Rest dadurch nicht wesentlich ärmer werden, weil man gleichzeitig $^1/_7$—$^1/_5$ Berge aussortieren könnte. Aber solange der Rest von $^2/_3$—$^3/_4$ der Masse, 8-proz. Erz, nicht verwertbar ist, wären dadurch natürlich die Schwierigkeiten nicht beseitigt.

Magnetische Messungen im Aachener und Erkelenzer Steinkohlengebiet und ein Versuch ihrer geologischen Deutung

Von Herrn **H. Reich** in Berlin

Hierzu Tafel 3—5

Die weitere Umgebung von Aachen ist schon länger als magnetisches Störungsgebiet bekannt. Auf einer ganzen Anzahl von Stationen hat K. Haussmann die magnetische Deklination gemessen und seine Ergebnisse in den Mitteilungen aus dem Markscheiderwesen[1]) veröffentlicht. Der von anderer — geologischer — Seite vermutete Zusammenhang zwischen geologischen Verwerfungen und den magnetischen Störungen ließ sich daraus nicht ableiten, und K. Haussmann kommt zu dem Resultat, daß es nicht ein ev. auf den Verwerfungen zirkulierender Erdstrom, sondern allein der Gebirgsmagnetismus ist, der die Störung des erdmagnetischen Feldes hervorruft. Diese Ansicht wird durch die im folgenden wiedergegebenen Variometer-Messungen voll bestätigt. Diese gingen auf eine erneute Anregung von Herrn Prof. Wunstorf zurück, die magnetischen Störungen bei Aachen von geologisch-bergmännischen Gesichtspunkten aus zu untersuchen. Die Veranlassung dazu waren immer wieder auftauchende Nachrichten über die angebliche magnetische Wirksamkeit der großen Querverwerfungen des Aachener Gebietes. Die Untersuchungen wurden von mir im Beisein von Herrn Prof. Wunstorf im Sommer 1924 begonnen und zwar in der Art, daß über die verschiedensten großen tektonischen Störungen magnetische Profile gelegt wurden. Das hierzu wie im nächsten Jahre benützte Instrument war ein Lokalvariometer für die magnetische Vertikalintensität der Askaniawerke nach Ad. Schmidt. Es ließ sich bei diesem ersten etwa 10 Tage dauernden Versuch kein eindeutiges Ergebnis erzielen, daher wurden die Versuche im nächsten Jahre nochmals aufgenommen, und hierbei konnte dank dem Entgegenkommen der Grubenleitungen der Zechen Carl Alexander (Baesweiler) und Sofia Jakoba (Hückelhoven), die für einige Tage Fahrgelegenheiten zur Verfügung stellten, außer weiteren Profilmessungen eine gut versicherte Verknüpfung der einzelnen Meßgebiete durchgeführt werden, die es erlaubt, das magnetische Verhalten wenigstens des ganzen Gebietes zwischen Baesweiler und Hückelhoven kennen zu lernen. Die hierbei erzielten Ergebnisse sind zweifellos am wichtigsten, während über die Wirkung der Verwerfungen kein eindeutiges Resultat zu erzielen war. Es hängt z. T. damit zusammen, daß das für Feldmessungen gewiß vorzügliche Variometer noch nicht so vollkommen arbeitet, daß es die geringen Unterschiede in der Verteilung der magnetischen Kraft, auf die es hier ankommt, mit der notwendigen absoluten Sicherheit

[1]) N. F. H. 7. Freiberg 1905. S. 32—51.

festzustellen erlaubte. Es bleibt also immer noch die Möglichkeit, bei weiterer Vervollkommnung der Apparatur die von Herrn Prof. Wunstorf angeregten Versuche dann nochmals mit Aussicht auf Erfolg aufzunehmen.

Reduktion des Meßergebnisses

Die Reduktion wurde in ähnlicher Weise vorgenommen, wie sie für die oberschlesischen Messungen[1]) durchgeführt und veröffentlicht wurde. Zunächst wurden die in Skalenteilen gemachten Ablesungen in CGS-Einheiten (in γ) umgerechnet. Von einer Temperatur-Korrektur wurde abgesehen, da das Instrument ziemlich genau kompensiert ist und eine einfache Abhängigkeit des Skalenstandes von der Temperatur nicht ermitttelt werden konnte. Um trotzdem eine ev. spätere Korrektur in dieser Richtung zu ermöglichen, sind in den Tabellen die jeweils gemessenen Temperaturen angegeben. Die ev. auf die Temperaturen zurückzuführenden Änderungen des Instrumentenstandes werden im übrigen bei dem auf die zahlreichen Wiederholungsmessungen sich gründenden Ausgleichsverfahren mit erfaßt.

An den rohen Werten wurde als erste Korrektur die der Tagesvariationen angebracht, die nach den Potsdamer Aufzeichnungen ermittelt wurde. Die so erhaltenen Werte sind mit Δ_I bezeichnet. Diese wurden nach dem bei den oben angeführten Messungen angewandten Verfahren ausgeglichen. Für die Messungsreihen von 1925 standen hierzu genügend Wiederholungsmessungen zur Verfügung. Für 1924 sind indes für einzelne Reihen keine genügend sicheren Anschlußmessungen vorhanden, sodaß der Ausgleich hier willkürlicher ist. Die relativen Unterschiede zwischen den einzelnen Messungsreihen sind hier also mehr oder weniger unsicher, doch können dieselben keinesfalls sehr erheblich gewesen sein. Die Ursache dieser Unstimmigkeit lag in der Eigenart der gestellten Aufgabe: Es sollten die Wirkungen von Verwerfungen in örtlich beschränkten Gebieten festgestellt werden. Die magnetische Vermessung eines größeren Areals war anfänglich nicht geplant. Die nach den Wiederholungsmessungen ausgeglichenen Werte sind in den Tabellen unter Δ_{II} angegeben.

Diese Zahlen wurden nun auf eine Normalstation bezogen. Hierfür wurde die Station 30/1925 gewählt, die mit der Station 91/1924 ident ist. Dieselbe wurde 1925 8 Mal, 1924 3 Mal gemessen, befindet sich ungefähr in der Mitte des ganzen untersuchten Gebietes, und die Beobachtungen dort fallen 1925 ungefähr in die Mitte der für die Messungsreise zur Verfügung stehenden Zeit. Die nun erhaltenen Zahlen geben also die Unterschiede gegenüber dieser Normalstation an und würden es demnach erlauben, auf diese Station bezogene Isodynamen von Z zu entwerfen. Unentschieden ist dabei, ob diese Station selbst gegenüber ihrer weiteren Umgebung gestört ist. Einer ganz lokalen Störung dieser Station wurde indes Rechnung getragen: Die nächsten Nachbarstationen der über die Station 30 gelegten magnetischen Profile

[1]) H. Reich. Magnetische Messungen in Oberschlesien. Dies. Jahrbuch für 1923, S. 319—342.

wiesen durchweg höhere Werte auf als diese. Diese wie bemerkt ganz lokale Störung wurde zu 13 γ errechnet und mit diesem Werte in den Tabellen berücksichtigt.

Geologisch interessieren mehr die Isanomalen von Z. Es galt also, in irgendwelcher Form die Störungswerte von Z für die einzelnen Stationen zu ermitteln. Bei der sehr verschiedenen Dichte des Beobachtungsnetzes hätte eine rein rechnerische Ermittelung auf Grund der vermessenen Stationen notwendig zu einem schiefen Bilde geführt. Da das zu entwerfende Kurvenbild nicht nur die ganz lokalen Unregelmäßigkeiten, sondern auch die regionalen Zusammenhänge zeigen sollte, wurde daher auf die Vermessung I. Ordnung von Norddeutschland zurückgegriffen und für die Errechnung der Störungswerte die Schmidt'sche Karte zugrunde gelegt. Die Z-Kurven dieser Karte zeigen bei einer Zunahme von φ (geogr. Breite) um $60' = 1^0$ eine Zunahme von Z um rund 500 γ und bei einer Zunahme von λ (geogr. Länge) um $60' = 1^0$ eine Zunahme von rund 100 γ. Eine Berechnung, die sich allein auf die 15 nächstgelegenen Stationen der Vermessung 1. Ordnung stützte, ergab ganz ähnliche Werte. Unter Benützung der oben angegebenen runden Zahlen wurde die Wirkung des normalen Erdfeldes in Abzug gebracht, und die so erhaltenen Werte Δ_{III} stellen also die auf die Station 30 bezogenen Störungswerte dar. Die auf Grund dieser Werte gezogenen Kurven sind demnach Isanomalen der Z-Komponente, bezogen auf eine willkürlich als Normalstation herausgegriffene Station Nr. 30/1925.

Die Vermessung ergab, daß das untersuchte Gebiet sich magnetisch sehr verschieden verhält. Die Umgegend von Hückelhoven zeigte Werte, die rund 200 γ höher liegen als die der Umgegend von Baesweiler, Mariadorf usw. Es fragt sich nun, welches der beiden Gebiete als gestört und welches als ungestört zu betrachten ist. Es wurde versucht, zu einer Entscheidung hierüber die Anschlußmessungen vor und nach den Reisen bei Potsdam zu benützen. Unter Zugrundelegung des Ergebnisses der Vermessung 1. Ordnung, wie es das Schmidt'sche Werk enthält, bekommt man für die Station 30 dann einen Wert von $-83\ \gamma$. Es scheinen also beide Gebiete gestört zu sein, und zwar scheint die positive Störung des Hückelhovener Gebiets die kräftigere zu sein. Man darf sich indes nicht verhehlen, daß diese Berechnung etwas unsicher ist. Das Lokalvariometer soll lokale Unterschiede in der Verteilung der magnetischen Kraft feststellen. Bei Punkten, die so weit auseinanderliegen, wie einerseits die Umgebung von Potsdam und andererseits die von Aachen, ist es sehr wohl möglich, daß auf der langen Reise beide Male Standänderungen des Instruments in gleichem Sinne vorgekommen sind, wodurch sich dann das Ergebnis der Rechnung etwas verschieben müßte. Immerhin ist bei der Wertung der beigegebenen Tabellen daran festzuhalten, daß mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit die zugrunde gelegte Normalstation mit einem stark negativen Werte anzusetzen ist und mit $-83\ \gamma$ richtiger als mit $-13\ \gamma$ angegeben worden wäre. Diesem Umstand wurde bei der Konstruktion der beiliegenden Karte Rechnung getragen, indem hier alle Stationen auf ein um 70 γ niederiger liegendes Niveau bezogen wurden, als es die Tabellen zeigen.

Von den in der Nähe der Vermessung gelegenen Stationen der Vermessung 1. Ordnung würde somit Engelsdorf Nr. 142 mit $+15\,\gamma$ und Klinkum Nr. 206 mit $+77\,\gamma$, also mit den von Ad. Schmidt errechneten Werten[1]) in die Karte einzutragen sein. Beide Stationen würden sich mit diesen Werten gut in das konstruierte Kartenbild einpassen lassen.

Qualitative Untersuchungen über den Gesteinsmagnetismus des Aachener Steinkohlengebirges und seines Deckgebirges

Um festzustellen, ob im Bereich des Aachener Steinkohlengebirges magnetisch wirksame Gesteine vorkommen, wurden eine Anzahl von Proben in der in meiner Oberschlesien-Arbeit angegebenen Art untersucht. Das Ergebnis enthält die unten folgende Tabelle. Es ist nur qualitativ zu werten. Die Proben entstammen sämtlich der Grube Carl Alexander bei Baesweiler.

Lfd. Nr.	Petr. Bezeichnung	Fundort	Ablenkung der Nadel in Skalenteilen
1a	Sandstein	Ortstoß südl. Richtstrecke	0,3
b	Sandstein mit Schieferton		0,2
c	» » »	Bausohle westlich. Stoß	0,2
d	» » »		0,2
2a	Milder Schieferton		0,1
b	» »	wie 1 aber östlich. Stoß	0,1
c	» »		0,1?
3a	Schieferton mit Pflanzenresten	Sandgewandstrecke	0,1
b	» etwas sandiger	Hangendes vom 30 cm Flöz	0,1–0,2
4a	Steinkohle	Wie 3. Aufbruch 30 cm Flöz	?
b	»		0,1
5a	»		0,1
b	»	Wie 4. 1,40 m Flöz	0,2
c	»		0,1?
6a	» aus einer Störung	Kohlennest in der Sandgewandscholle	0,2
b	» » » »		0,2
c	» » » »		0,1
7a	Kohlige Letten aus einer Störung		0,4
b	» » » » »	Wie 1	0,3
c	» » » » »		0,3–0,4
8a	Ausfüllmasse aus einer Störung (festes Stück Sandstein)		0,4–0,6
b	Ausfüllmasse (Schieferstück)	Sandgewandstrecke	0,1?
c	» (kohlige Schieferletten)		0,2
9a	Sandiger Schieferton	Wie 8 Wettersohle	0,1
b	» »		0,2
10a	Lehm		0,1
b	»	Lehmgrube der Zeche Carl Alexander	0,1–0,2
c	»		0,1–0,2

[1]) Die Karte von Ad. Schmidt zeigt von diesen errechneten etwas abweichende, konstruktiv festgestellte Störungswerte, nämlich für Engelsdorf $-10\,\gamma$ und für Klinkum $+30\,\gamma$.

Wie diese Tabelle zeigt, sind sowohl die Wirkungen der normalen Steinkohle wie die des normalen Schiefertons und des Lehms kaum merklich, etwas höhere Susceptibilität scheinen sandige Ablagerungen zu haben. Merkwürdig sind die relativ hohen Werte einzelner Proben aus Störungen (Probe 7a—c und 8a). Makroskopisch konnten zwar keine Mineralien, die diese Wirkung hervorbringen könnten, festgestellt werden, immerhin ist aber auf solchen Störungsflächen mit Mineralneubildungen zu rechnen, auf deren Rechnung man vielleicht die beobachtete Erscheinung setzen könnte. Wichtig ist die geringe Wirkung des Lehms, die eine Beeinflussung des magnetischen Bildes durch oberflächennahe Bildungen unwahrscheinlich macht.

Geologische Deutung des Meßergebnisses

Wenn man an die Deutung der für die einzelnen Stationen ermittelten Störungswerte herangeht, so sind dazu zwei Wege möglich.

Am einfachsten wäre es, die magnetischen Eigenschaften der einzelnen Gesteinsarten zu ermitteln und aus dem Vorkommen bezw. Fehlen von Gesteinen mit hoher bezw. niedriger magnetischer Susceptibilität die magnetischen Störungen zu erklären zu versuchen. Leider ist diese Arbeitsweise hier nicht möglich, da Susceptibilitätsbestimmungen nicht in genügender Anzahl vorliegen und die wenigen qualitativen Untersuchungen in dieser Richtung zu geringe Unterschiede ergeben haben. Man könnte nun umgekehrt aus dem Zusammenfallen des Vorkommens bestimmter Gesteinsarten mit magnetischen Maximas bezw. Minimas auf deren Magnetisierung schließen und dann auf Grund derartiger Beobachtungen Analogieschlüsse in Bezug auf Gebiete mit mehr oder weniger unbekanntem Untergrund ziehen.

Diese Methode gewinnt bedeutend an Wahrscheinlichkeit, wenn man sich nicht auf das jeweilige Messungsgebiet beschränkt, sondern ähnliche Gebiete, die auch magnetisch erforscht sind, mit heranzieht. Dieses Verfahren ist in unserm Fall das einzige Erfolg versprechende.

Zu diesem Zwecke müssen wir uns zunächst mit den Ergebnissen anderer Landesvermessungen, besonders der der weiteren Umgegend vertraut machen.

Am geeignetsten erscheint die belgische Vermessung (Taf. 3), da der Untergrund dieses Landes gut bekannt ist, die magnetische Vermessung desselben neueren Datums ist und ein ziemlich enges Netz von Stationen zur Verfügung steht. Ich habe unter Benutzung der Hermant'schen[1]) Aufnahme die Störungswerte für Z (Vertikalintensität) berechnet, in einer Karte eingetragen und danach die Kurven gleicher Störungswerte konstruiert. (Siehe beiliegende Karte). Es zeigt sich hierbei als auffälligstes und sofort in die Augen springendes Ergebnis, daß die Gebiete der alten Massive ausgesprochen positiv gestört sind: Das Massiv von Stavelot mit dem höchsten Wert von $+ 200\,\gamma$, das Massiv von Brabant

---

A. Hermant, Levé magnétique de la Belgique au 1er Janvier 1913. Obs. Roy. de Belgique Extrait des Annales. Bruxelles 1920.

mit + 400 γ, die Antiklinale von Condroz mit + 90 γ und der Antiklinalenzug, der vom Massiv von Stavelot über das von Serpont zum Massiv von Rocroy zieht mit den Höchstwerten von + 110 γ und + 190 γ. Ob der relativ hohe Wert (+ 15 γ) von Hondelange bei Arlon mit der dort wahrscheinlich im Untergrund durchziehenden Antiklinale zusammenhängt, scheint mir nicht erwiesen. Hier sind sowohl die geologischen Verhältnisse des tieferen Untergrundes als auch ihre magnetischen Wirkungen durch die überlagernden mesozoischen Sedimente mehr oder weniger verwischt.

Negativ gestört dagegen erscheinen die Muldengebiete: Die Mulde der Campine mit bis —240 γ, die Mulde von Namur mit bis —110 γ (St. Denis und Nivelles am Muldenrand sogar —130 γ bezw. —175 γ), die Mulde von Dinant mit —10 γ (einzige dort gemessene Station) und die Eifelmulde mit bis —55 γ. Da von den Carbonmulden die Synklinale der Campine am tiefsten eingesenkt ist, die von Dinant am wenigsten tief, scheinen hier ebenso wie bei den positiven Anomalien die Amplituden der Bedeutung des jeweiligen tektonischen Elementes zu entsprechen.

Wenn wir nun Einzelheiten der magnetischen Aufnahme mit Einzelheiten des geologischen Baues vergleichen, so stoßen wir freilich auf viele Unregelmäßigkeiten, die zunächst schwer verständlich scheinen, z. T. aber doch, wie wir sehen werden, eine plausible Erklärung finden können. Beginnen wir mit der Betrachtung der magnetischen Maxima.

Das kräftigste ist, wie bemerkt, das des Massives von Brabant. Als Träger des Magnetismus kommen hier in Frage die magnetithaltigen Phyllite der Stufe von Déville (Unteres Cambrium) und die Eruptive des Cambriums und Silurs. Bekannt sind Porphyrite, Diorite und Diabase[1]), also relativ basische Eruptiva. Aus dem Hohen Venn sind auch Granite[2]) bekannt. Dieselben treten meist als Eruptiv-Stöcke auf, doch sind auch schichtförmige Einlagerungen (Lager) der Eruptive bekannt. Bei Tubize, das + 105 γ für Z aufweist, gehen solche Gesteine zu Tage aus (Diorit von Lembecq cambrisch, Porphyrit von Quenast silurisch). In der Gegend von Gent muß eine beträchtliche Anhäufung dieser Gesteine vorhanden sein, da trotz der erheblichen Bedeckung mit jüngeren Schichten ein so kräftiges Maximum auftritt. Erbohrt ist dort wie bei Alost nördlich von Brüssel die Stufe von Déville, deren Magnetitgehalt schon erwähnt wurde. Das Maximum folgt im großen der Achse des Brabanter Massives, in der die ältesten Schichten vermutet werden. Man könnte hier, neben der Wirkung der cambrischen Phyllite ev. an ein größeres Eruptiv-Massiv im Gebirgskern denken, ähnlich wie im Hohen Venn ein Granitmassiv vermutet wird. Daß dieses Maximum von Minimas begleitet sein muß, ist selbstverständlich: bei Annahme von Eigenmagnetismus, der hier am wahrscheinlichsten ist, muß die Wirkung der Nordpole der Gesteinsmassen in irgendwelcher Weise zur Geltung

[1]) S. u. a. M. T. Fourmarier. Tectonique générale des terrains paléocoiques de la Belgique. Congrès Geol Intern. 13. Livret Guide Exc. C. 2. S. 15.

[2]) E. Holzapfel. Die Geologie des Nordabfalles des Eifel. Abhandlg. d. geol. Landesanstalt. N. F. H. 66. 1910. S. 147 u. 148.

kommen. Bei Annahme von induziertem Magnetismus muß sich eine Kontrastwirkung geltend machen: geringere Kraftliniendichte in der Umrandung der Maxima.

Im Norden und Osten befinden sich solche Minima im Gebiet des Massives selbst. Es kann sich hierbei, wie eben bemerkt, um polare Wirkung handeln. Der Nordpol der kräftigen, im Gebiet von Brabant auftretenden Gesteinsmagneten muß irgendwie zur Wirkung kommen. Das bestehende Erdfeld wird verstärkt durch den der Oberfläche zugekehrten Südpol der Gesteinsmasse, der infolge dieser seiner Lage nahe der Erdoberfläche die stärkste Wirkung ausübt. Wenn das Massiv dem heutigen Erdfeld entsprechend magnetisiert ist, was häufig der Fall ist, müßte dann der Nordpol im Norden des Massives in größerer Tiefe liegen und müßte sich dort dementsprechend bemerkbar machen.

Es ist aber noch eine andere Möglichkeit zur Erklärung dieser Minima vorhanden, die mir wahrscheinlicher erscheint: das Silur scheint schwächer magnetisiert zu sein als das Cambrium. Wenn wir mit Ausnahme der Gebiete mit reichlichen silurischen Intrusiven die Stationen auf silurischem Untergrund herausgreifen, so erhalten wir überall relativ niedrige Werte: für Renaix — 40 γ, Marcq + 5 γ und Sauyeniere — 40 γ. Die hohen Werte des cambrischen Massives treten mit den Stationen Tubize + 105 γ gegen Soignies — 20 γ, Braine-l'Alleud + 25 γ gegen Nivelles — 175 γ und Bousval + 95 γ gegen Fleurus — 115 γ am nächsten an die durch negative Werte ausgezeichneten jüngeren Gesteine an der Stelle heran, an der das Silurband am schmälsten ist[1]). Wo im Osten des Massives das Silur breitere Flächen einnimmt, finden sich negative Werte auch auf demselben, während sie sonst vorwiegend positiv sind. Über das im Norden des Massives sich hinziehende Minimum kann man mangels geeigneter Aufschlüsse wenig sagen. Doch meint Fourmarier[2]), daß sich dort wahrscheinlich eine neue Synklinale einsenkt, während das Zentrum des Massives, das durch die höchsten Störungswerte ausgezeichnet ist, von den ältesten Schichten des Systems zusammengesetzt wird. Begründet wird diese Ansicht Fourmarier's mit dem Ergebnis einiger Tiefbohrungen. Es scheint sich also bei diesen Minimas sowohl im Osten wie im Norden des Brabanter Massives um Kontrastwirkungen der schwächer magnetisierten silurischen gegenüber den stark magnetisierten cambrischen Gesteinen zu handeln.

Neben diesen offenbar durch das Silur verursachten Minimas erleidet das Maximum, das im großen der Antiklinale von Brabant folgt, auch verschiedentlich Unterbrechungen, die auf Unregelmäßigkeiten in Nord-süd-Erstreckung hinweisen. Von Westen ist die erste magnetische Depression in dieser Richtung durch die Stationen St. Andrée und

---

[1]) Wegen weiterer Einzelheiten in der Übereinstimmung der Tektonik des Brabanter Massives mit der magnetischen Aufnahme vergleiche man P. Fourmarier, La tektonique du Brabant et des régions voisines Ac. roy. de Belgique Cl. des sciences, Mém. Collin 4°, II. Série, T. IV. Bruxelles 1922. U. a. findet dort das Zurückspringen der magnetischen Isanomalen bei Longueville seine Erklärung durch eine Spezialmulde im Cambrium dort.

[2]) a. a. O., S. 52.

Thorout (— 35 γ und — 115 γ), die zweite weniger ausgeprägte durch die Stationen Uccle + 40 γ und Braine-l'Alleud + 25 γ angedeutet; an einem letzten so gerichteten Minimum der Station Hannut mit — 120 γ findet das Maximum des Massives von Brabant zunächst überhaupt seinen Abschluß. Die Maxima nördlich des Massives von Brabant, die in den Stationen Knocke + 105 γ und St. Nikolas + 160 γ ihre höchsten Werte erreichen, sind mangels näherer Kenntnis des tieferen Untergrundes nicht ohne weiteres verständlich.

Wenn wir uns nun dem zweiten großen zusammenhängenden magnetischen Maximum Belgiens zuwenden, so steht hier der ursächliche Zusammenhang desselben mit der Antiklinale der Ardennen außer Zweifel. Das Maximum setzt sich auch in das ehemals deutsche Gebiet fort, wo die Stationen Eupen[1]) + 82 γ (bezw. + 70 γ) und Wallerode bei St. Vith + 98 γ (bezw. + 120 γ) der deutschen Vermessung erster Ordnung ebenfalls positive Störungen zeigen. Der höchste Störungswert ist bei Stavelot erreicht, also in dem südlichen Teil der Antiklinale, wo die magnetitreichen Phyllite der Stufe von Déville[2]) als tiefste überhaupt auftretende Gesteine zum Vorschein kommen. Eine sehr schöne Bestätigung der Arbeitshypothese, daß die alten cambrischen Gesteine die Ursachen der magnetischen Maxima sind, ergibt sich in der weiteren Fortsetzung des Maximums von Stavelot in der Richtung auf das Massiv von Rocroy, die durch die Stationen Laroche + 110 γ, Arville + 60 γ, Parchenesse + 90 γ und Gedinne + 70 γ angedeutet wird. Da das Cambrium an diesen Stationen nicht mehr die Oberfläche erreicht, sind die Werte nicht mehr so hoch wie bei Stavelot selbst, aber doch merklich höher als die nördlich und südlich liegenden Stationen.

Weniger gut wollen die Stationen passen, die einen weiteren, im Norden des Massives nach Westen vorgeschobenen Arm andeuten durch die Stationen Esneux + 150 γ, Huy + 110 γ, Dave + 60 γ und Bouffioulx + 110 γ. Die letzten drei Stationen sind auf dem schmalen Silurzug der Antiklinale von Condroz bezw. in deren Nähe, also auch auf einer ausgesprochenen Antiklinale, angelegt. Aber erstens ist dies Silur dort wohl durchweg auf jüngere Schichten überschoben, und dann ist das Silur, wie wir sahen, am Massiv von Brabant nicht durch positive Anomalien ausgezeichnet. Immerhin liegt es auf einer Aufsattelung zwischen jüngeren Schichten. So erscheint es mir am wahrscheinlichsten, in diesen positiven Werten die Kontrastwirkung des Ardennen-Massives mit seinem cambrischen Kern gegenüber der Carbonmulde von Namur zu sehen. Wir können denn auch beobachten, daß auf dem ganzen Bereich südlich der großen Überschiebung positive Werte vorherrschen; lediglich die Station Ciney ist mit — 10 γ negativ gestört, was auf die Wirkung der Mulde von Dinant zurückzuführen ist.

[1]) Ad. Schmidt, Die magnetische Vermessung 1. Ordnung des Königreichs Preußen 1898 bis 1903. Veröffentl. d. Pr. Met. Inst. Nr. 276, Berlin 1914. Störungswerte nach der Tabelle S. 37—40, in Klammern Störungswerte nach der Karte.

[2]) Dorpolot, Contribution à l'étude du métamorphisme du massif Cambrien de Stavelot. Ann. de la Soc. Géol. d. Belgique, Bd. 37 1909/10, S. 145—194.

Unerklärt bleiben die relativ niedrigen Werte von Chimay + 15 γ und Oignies + 5 γ. Hier sollte man mit Annäherung an das Massiv von Rocroy höhere Werte erwarten. Vielleicht handelt es sich dabei um eine Kontrastwirkung dieses Massives, wie wir sie beim Massiv von Brabant kennen lernten. Gar nicht zum Ausdruck kommt in der magnetischen Aufnahme das Massiv von Givonne. Direkt auf ihm sind allerdings gar keine Stationen vermessen worden, und die in seiner Nähe angelegten haben Trias und Jura als Unterlage, die sich über den alten Schichten einstellen.

Um diesen Ausnahmen gerecht zu werden, muß man sich vor Augen halten, daß geologische Einzelheiten bei einer so weitmaschigen Messung in einem Lande mit so kompliziertem geologischen Aufbau nur in seltenen Fällen erkannt werden können. Ferner ist zu beachten, daß die Verteilung der magnetischen Maxima und Minima nur relativ gewertet werden darf. D. h. eine Gebirgsart, die in einer Gegend an stärker manetisierte Gesteine angrenzt, wird in dieser ein magnetisches Minimum hervorrufen, anderswo, wo sie vielleicht von geringer magnetisierten Gesteinen umgeben ist, kann sie ebenso gut die Ursache eines Maximums sein. Es sind also nicht sowohl die absoluten wie die relativen Magnetisierungen maßgebend. In einer Schichtenfolge z. B., in der das jeweils ältere Schichtenglied immer stärker als das nächst jüngere magnetisiert erscheint, werden sich die Achsenlinien des Gebirges durch Maxima auszeichnen, einerlei aus welchem Gestein sie gebildet sind. Schließlich befinden sich die Stationen mit dem schwer deutbaren Ergebnis an der Peripherie des Vermessungsgebietes. Eine weitere Ausdehnung desselben hätte vielleicht das Rätsel gelöst.

Wenn wir unter diesem Gesichtspunkte die Karte der magnetischen Maxima betrachten, wird manche scheinbare Ausnahme leichter verständlich. In der östlichen Fortsetzung der durch ein Maximum ausgezeichneten Antiklinale von Condroz liegt die Station Moresnet mit + 5 γ. Diese ist immerhin gegenüber den Stationen Chaudfontaine mit — 20 γ und Dolhain mit — 10 γ durch einen Überschuß ausgezeichnet. Für die relativ recht hohen Werte von Visè + 90 γ, Esneux + 150 γ, Durbuy + 110 γ, Blaimont + 105 γ und Philippeville + 80 γ ist kaum eine andere Erklärung zu finden, als daß die Aufsattelungen des Oberdevon gegenüber dem Kohlenkalk die stärker magnetisierten Schichten des tiefen Untergrundes näher an die Oberfläche heranbringen. Die niedrigen Werte der Stationen Chimay und Oignies werden vielleicht so erklärt werden können, daß die Nachbarschaft der stärker magnetischen Gesteine des Massives von Rocroy, das die magnetischen Kraftlinien anzieht, hier relativ niedrige Werte bedingt. Es mag hinzugefügt werden, daß sich die Stationen Beauraing mit + 20 γ und On mit + 25 γ im gleichen Sinne anschließen.

Endlich wäre noch der sehr hohe Wert von Maeseyck an der Grenze nach holländisch Limburg zu erklären. Hier versagen die bisher gefundenen Richtlinien. Da eine Tiefbohrung in nicht allzu großer Entfernung über 1000 m mächtiges Tertiär ergeben hat, dürften die carbonischen Schichten mit ihrer doch im Verhältnis zu solchen Teufen

relativ geringen magnetischen Wirksamkeit überhaupt auszuschalten sein. Es gibt hier m. E. zwei Möglichkeiten, die hohen Werte eines solchen Grabengebietes zu deuten: und zwar erstens als Kontrastwirkung. Wie gleich auszuführen sein wird, zeichnet sich das Carbon fast überall durch negative Werte aus. Dadurch, daß das Carbon an dieser Stelle tief versenkt ist, werden sich die magnetischen Kraftlinien hier relativ zusammendrängen und können so eine positive Anomalie hervorbringen. Eine zweite Möglichkeit wäre in einer starken Magnetisierung der jungen tertiären Ablagerungen gegeben. Diese Möglichkeit erscheint mir aber nicht sehr wahrscheinlich, da die tertiären Schichten das ganze nördliche Belgien bedecken und bei stärkerer Magnetisierung infolge ihrer Oberflächennähe alle andere Wirkungen aufheben müßten. U. a. wäre die doch so auffallende magnetische Heraushebung des Brabanter Massives nicht gut denkbar.

Wir kommen nun zu einer Betrachtung der magnetischen Minima und deren Ursachen. Wie schon eben erwähnt, folgen dieselben im großen und ganzen der Verteilung des Carbon. Wie das Carbon in einem südlichen Gebiet, der Mulde von Namur, und einem nördlichen, der Mulde der Campine, auftritt, so sind auch zwei Hauptgebiete mit negativen Anomalien zu verzeichnen: eines südlich des Brabanter Massives und eines nördlich desselben. Diese magnetischen Minima decken sich allerdings nicht mit der Verbreitung des produktiven Carbons. Es seien zunächst diese Abweichungen von der scheinbaren Gesetzmäßigkeit untersucht. Das im Norden des Massives von Brabant sich hinziehende, kräftige magnetische Minimum wurde schon behandelt und die Vermutung ausgesprochen, daß hier eine Silurmulde innerhalb des Massives die Ursache sein könnte. Ähnlich wurde das Minimum im Osten des Massives erklärt. Die niedrigsten Störungswerte weisen innerhalb der Carbonmulden die Gebiete des Kohlenkalks auf. Zu verwundern ist das nicht, da reiner Kalk diamagnetisch ist. Vielleicht spielt auch die Kreidebedeckung in diesem Sinne eine Rolle, die im Bereich des Beckens von Namur östlich Perwez und St. Denis und westlich von Fontaine-l'Evêque einsetzt. Über dem Produktiven selbst wurden folgende Werte gemessen: Mons — 70 γ, Fontaine l'Evêque — 20 γ (Südrand des Beckens), Gouy — 50 γ, Fleury — 115 γ (Nordrand des Beckens), Moustier — 60 γ (bei Namur), Alleut (bei Lüttich) — 20 γ, Chaudfontaine — 20 γ und Dolhain — 10 γ (am Rande des Beckens von Herve), Mechelen — 5 γ, Genck ± 0 γ, Opoteren — 50 γ, Bourg Leopold — 70 γ, Moll — 100 γ, Herenthals — 75 γ (in der Campine), Molenstede — 120 γ, Hasselt — 165 γ (nahe des südlichen Beckenrands der Campine). In der Umgebung der Stationen Oostmalle + 40 γ, Cappellen + 40 γ und Esschen — 5 γ sind keine Tiefbohrungen vorhanden, doch dürfte nach der holländischen Bohrung von Woensdrecht zu schließen hier trotz der relativ hohen Werte produktives Carbon im Untergrund vorhanden sein, allerdings unter sehr erheblicher Tertiärbedeckung. Die sehr niedrigen Werte der Stationen Meerle — 130 γ, Poppel — 80 γ, Turnhout — 50 γ, Weerpelt — 240 γ und Brée — 110 γ nahe der Nordgrenze Belgiens sind mangels geeigneter Tiefbohrungen

vorläufig dunkel. Über die im Gegensatz zu allen diesen mit einem sehr hohen Wert ausgezeichneten Station Maeseyck wurde schon gesprochen und die sehr erhebliche Tertiärmächtigkeit dort zur Erklärung herangezogen: Die Bohrungen von Molenbeersel nördlich dieses Ortes hat über 1000 m Tertiär ergeben.

Am Nordrande der Mulde von Namur macht das Verhalten von zwei Stationen Schwierigkeiten. Das eine ist die Station Irchonwelz bei Ath mit + 135 γ. Die Nachbarstationen auf dem Kohlenkalk Leuze — 100 γ und Brugelette — 105 γ sind, wie zu erwarten, negativ gestört, Irchonwelz aber, das auch noch auf Kohlenkalk, allerdings nahe seiner nördlichen Grenze liegt, dagegen stark positiv. Es bleibt hier eigentlich nur die Möglichkeit, an die Wirkung von Eruptivstöcken im Silur zu denken, die gerade hier in der Nähe (Lessines!) stark verbreitet sind. Da der Kohlenkalk hier an einer Überschiebung direkt an Silur grenzt, ist eine solche Wirkung durchaus möglich.

Umgekehrt überrascht der sehr tiefe Wert von Nivelles, der auch an der Grenze des Silurs, hier gegen Devon liegt. Es mögen bei dem Zustandekommen dieses Minimums verschiedene Ursachen zusammengewirkt haben. Erstens liegt Nivelles in einem der nordsüdlich durch das Brabanter Massiv verlaufenden Streifen niedriger Werte, und dann könnte auch dies die Wirkung eines Eruptives sein, nur daß man hier dem Nordpol und nicht dem Südpol eines solchen Gesteinsmagneten nahe ist. Ohne weitere Messungen ist das nicht zu entscheiden.

Am schwächsten ausgeprägt ist die Mulde von Dinant. Hier haben wir nur bei Ciney (— 10 γ) — übrigens der einzigen Station auf den Carbongesteinen der Mulde — einen negativen Wert. Die Mulde von Dinant ist ja auch von weit geringerer Bedeutung als die von Namur. Ihre Wirkung zeigt sich weiter in dem relativ niedrigen Wert von Les Pavins + 25 γ, das zwischen den Stationen Huy + 110 γ und Durbuy + 110 γ liegt, die beide wesentlich höhere Störungswerte aufweisen.

Schließlich sind noch einige Worte über das Minimum im Süden des Landes zu sagen: Zunächst scheint sich hier die Wirkung eines Minimums von großer regionaler Bedeutung auszudrücken, da alle Zahlen relativ sehr tief sind. Im einzelnen liegt die gegenüber der Ardennenachse stark gestörte Station Houffalize — 55 γ auf einer Synklinale 2. Ordnung, die Stationen Bouillon — 55 γ, Neufchateau — 60 γ und Martelange — 85 γ in der Nähe der Eifelsynklinale. Aber erst weiter nach Süden folgen in den Stationen Florenville — 155 γ, Virton — 115 γ und Ehus — 95 γ die tiefsten Werte, obwohl gerade in der Nähe der letzteren Station die Achse des Massives von Givonne durchstreichen soll. Ich sehe hier kaum eine andere Möglichkeit, als die permotriadische und jurassische Bedeckung des Paläozoikums für dieses merkwürdige Verhalten verantwortlich zu machen. Bei Hondelange mit + 15 γ mag sich die Wirkung des tiefen Untergrundes und die des Deckgebirges die Wage halten. Es ist demnach nicht ausgeschlossen, daß auch die auffallenden negativen Werte im Norden des Landes durch die nördlich Genck in den Tiefbohrungen festgestellten permotriadischen Schichten mit verursacht werden.

Wenn wir das Facit aus den gemachten Feststellungen ziehen, so kommen wir zu folgenden allgemeinen Gesichtspunkten:

1. Das Cambrium ist stets die Ursache positiver Anomalien. Wirksam scheint besonders die Stufe von Deville zu sein (magnetitführende Phyllite), im übrigen kommen intrusive Eruptiva in Frage.

2. Das Silur zeigt sowohl positive wie negative Störungen Positiv gestört ist das Massiv von Condroz, negative Werte kommen in der Umrandung des Massives von Brabant vor. Die aus Silur zusammengesetzten Gesteine sind also schwächer magnetisiert als die des Cambrium, aber stärker als die des Carbons. Die Eruptivstöcke des Silurs üben — wohl von diesem allgemeinen Verhalten unabhängig, — polare Wirkung aus.

3. Das Devongebiet ist im großen und ganzen positiv gestört, besonders stark im Kontrast zum Kohlenkalk, negative Werte finden wir nur im Bereich der Eifelsynklinale (Kontrast gegen ältere Devonschichten).

4. Das Carbon ist fast durchweg negativ gestört, und zwar sowohl die produktiven Gebiete wie die des Kohlenkalks. Die Bedeutung der einzelnen Carbonmulden kommt in der Größe der negativen Störung zum Ausdruck.

5. Negative Störungen rufen, scheint es, sowohl die permotriadischen wie die jurassischen und cretacischen Schichten hervor. (Beispiele: Umgebung von Arlon, die tiefen Werte nördlich Genck und westlich Perwez.)

6. Sehr mächtiges Tertiär gibt sich anscheinend in positiven Störungen kund. (Beispiele: Maximum im Bereich der Scheldemündung und bei Maeseyck.)

Eine weitere magnetische Landesvermessung der neueren Zeit ist die des Freistaates Sachsen (Taf. 4), die von GÖLLNITZ[1]) vorgenommen und publiziert wurde. Auch hier sind wir über den Untergrund relativ gut unterrichtet, sodaß sich eventuell Gesetzmäßigkeiten ableiten lassen. Der mittlere Fehler für die Z-Messungen (49γ) ist allerdings ziemlich hoch, sodaß wir nur die wirklich kräftigen Anomalien und auch diese nur in großen Zügen heranziehen dürfen.

Wenn wir uns von den Einzelheiten frei machen und auch die durch die Lausitzer Basalte, bezw. Breitenbrunner Magnetite hervorgerufenen lokalen Anomalien außer Acht lassen, ergibt sich folgendes Bild: Positive Anomalien über dem Lausitzer Granit bis +300γ, über den Elbtalgraniten und Syeniten bis +130γ, über dem sächsischen Granulitgebirge bis +80γ und über dem Kirchberg-Eibenstocker Granitmassive bis +140γ. Indifferent sind die Gebiete der grauen Freiberger und der roten erzgebirgischen Gneise sowie das Porphyrgebiet nördlich des Granulitgebirges: positive und negative Werte halten sich die Wage. Ausgesprochen negativ gestört sind das Culm- und Silurgebiet

[1]) O. GÖLLNITZ. Die magnetische Vermessung des sächs. Staatsgebietes. Beiheft zum Jahrbuch für das Berg- und Hüttenwesen in Sachsen. 93. Jahrg. Freiberg 1919.

nördlich der Lausitzer Granite bis —150γ, das Quadersandsteingebiet südlich der Lausitzer Überschiebung bis —120γ, das Döhlener Becken bis —180γ, das Rotliegende sowie die cambrischen Phyllite und Glimmerschiefer zwischen Granulit und Erzgebirgsgneis bis —150γ und schließlich das Culmgebiet von Mehlteuer an der sächsischen Südwest-Grenze bis —160γ.

Die sowohl im Gebiete der Lausitzer Basalte wie der Eibenstocker Kontaktzone vorkommenden negativen Werte sind als die Wirkung der Nordpole von Gesteinsmassen, die Eigenmagnetismus besitzen, anzusehen. Wir finden in der Lausitz neben Störungswerten bis +1300 γ solche bis — 630 γ, bei Eibenstock neben Werten bis +550γ solche bis —240γ. Den höchsten positiven Werten entsprechen zwar an und für sich niedrigere, aber im Verhältnis zu anderen Landesteilen doch sehr hohe negative Werte. Bezeichnend ist, daß diese Werte auf Bergeshöhen (Buchschachtelberg, Schanzberg usw.) gefunden wurden, wo man häufig polare Wirkungen feststellen kann.

Diese starken Anomalien werden entweder von Eruptivmassiven oder Eruptiv-Stöcken, -Stielen und -Gängen (Basaltkuppen) verursacht, während die Eruptivdecken des Rotliegenden (meist Quarzporphyr, aber auch Porphyrite und Melaphyre) keine erkennbare Wirkung ausüben. Es scheint so, als ob nur bei der langsamen Auskristallisation, wie sie sowohl bei in ± großer Tiefe erstarrten Eruptiven als auch bei dynamo-metamorphen Vorgängen anzunehmen ist, eine genügend starke Induktion erfolgen kann, die bei Deckenergüssen nicht zur Wirkung kommt.

Wir sehen im ganzen eine Bestätigung der bei der belgischen Aufnahme gefundenen Gesetzmäßigkeit insofern, als die Culmgebiete ebenso wie die Rotliegend-Becken und die Gebiete mesozoischer Schichten (Quadersandstein) wieder negativ, die Gebiete mit Eruptivmassen in der Hauptsache positiv gestört sind.

Im einzelnen bestätigt eine Spezialvermessung bei Dresden dies Ergebnis. Das Mittel aus den fünf über Quadersandstein gemessenen Stationen betrug —30γ, von den drei Rotliegend-Stationen —50γ, von den vier Stationen auf Gneis +50γ und von denen auf Granit und Syenit gemessenen sieben Stationen +100γ.

Das alles paßt auf die in Belgien gewonnenen Anschauungen. Anders verhält sich lediglich das Cambrium, das hier im Gegensatz zu Belgien negative Werte aufweist. Bei dem Cambrium zwischen Granulitgebirge und Erzgebirgsgneisen haben wir es wohl ähnlich wie beim Silur des Brabanter Massives mit Kontrastwirkungen gegenüber den das Cambrium auf allen Seiten einschließenden Eruptivmassen zu tun. Das Cambrium im Westen an der thüringischen Grenze ist aber auch schwächer magnetisch. Dort ist das Alter der die Hauptfläche einnehmenden cambrischen Gesteine allerdings noch nicht einwandfrei geklärt, wahrscheinlich nehmen diese jedenfalls innerhalb des Cambriums eine sehr hohe Stellung ein, sind also relativ jung. Auffallend ist weiter, daß die Diabase des Devons sich so wenig bemerkbar machen.

Sie scheinen keinerlei regionale Wirkung auszuüben. Es hängt das wohl mit ihrer deckenförmigen Lagerung zusammen, wie das oben für die rotliegenden Porphyre auseinandergesetzt wurde. Die örtlich beschränkten Vorkommen von intrusiv erstarrten basischen Eruptiven bei Hof[1]) (Serpentine usw.) rufen denn auch schon lange bekannte lokale, außerordentlich kräftige Anomalien hervor.

Ob man die nördlich Leipzig auftretende positive Anomalie auf Rechnung des dort mächtiger werdenden Tertiärs setzen darf, lasse ich dahingestellt.

Wenn wir das Ergebnis aus der Betrachtung dieser beiden Landesvermessungen richtig würdigen wollen, dann müssen wir die Zufälligkeiten der Beobachtungsfehler und der wohl bisweilen vorhandenen lokalen Besonderheiten der einzelnen Stationen ausschalten und nur die wirklich erheblichen, möglichst durch mehrere Stationen belegten regionalen Abweichungen werten. Betont wurde immer wieder, daß wir es häufig mit magnetischen Kontrastwirkungen zu tun haben, d. h., daß ein und dasselbe Gestein je nach seiner Lage sowohl positive als auch negative Anomalien hervorrufen kann.

Das auffälligste Ergebnis sind die immer wieder über dem Carbon festgestellten negativen Anomalien. Es scheint sich hierbei um ein allgemeiner gültiges Gesetz zu handeln. Außer den bereits besprochenen negativen Anomalien wurden solche über Carbon bezw. Perm an folgenden Punkten festgestellt: 1. auf dem Kyffhäuser, 2. in der Umgebung des Thüringer Waldes, 3. im Oberharz, 4. am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges, 5. am Nordrand des rheinischen Schiefergebirges und 6. in Oberschlesien.[2])

Ich glaubte erst, als ich beim Studium der einzelnen Landesvermessungen im Bereich des Carbons (Untercarbon, Flözleeres und Produktives, anscheinend auch noch Perm) negative Anomalien feststellen konnte, eine dem derzeitigen Erdfeld entgegengesetzte Magnetisierung des Carbons bezw. des Rotliegenden annehmen zu müssen. Von dieser Ansicht bin ich abgekommen, da der bei diesen Gesteinen beobachtete Magnetismus zu schwach ist, um den induktiven Einflüssen des Erdfeldes zu widerstehen, zumal über so weite Zeiträume hinweg, wie sie seit der Bildung bezw. Umbildung dieser Gesteine verflossen sind. Ich glaube also, eine gegenüber anderen Gesteinen geringere Magnetisierbarkeit (Susceptibilität) der Carbongesteine annehmen zu müssen. Für den Kohlenkalk und die Kohlen- und Tongesteine des Carbons erscheint das plausibel, weniger für die sandigen Grauwacken, Sandsteine und Konglomerate des Culm, des Flözleeren und des Rotliegenden. Immerhin sind dieselben ja meistens die Zerstörungsprodukte saurer Eruptivgesteine mit geringem Gehalt an dunklen Mineralien.

---

[1]) S. Günther und F. Adami. Ein merkwürdiger Fall von Lokalmagnetismus an der bayerisch-sächsischen Grenze. Sitzber. d. Ak. d. Wiss., math.-phys. Kl. d. bayer. Ak. München, 1912, S. 121 bis 136.

[2]) Eine Zusammenstellung dieser Feststellungen soll anderen Ortes erfolgen.

Herr Correns, der daraufhin eine große Anzahl von Culmgeröllen durchgesehen hat, bestätigt mir diese Tatsache. Als induktive Wirkung sind weiter aufzufassen die über devonischen, mesozoischen, tertiären und diluvialen Sedimentgesteinen beobachteten Anomalien.

Eigenmagnetismus, der immer die stärkste Wirkung hervorbringt, ist dagegen anzunehmen bei den cambrischen und z. T. auch silurischen Gesteinen Belgiens. Als magnetisch wirksam sind hier anzusehen die intrusiven Eruptiva des Silurs und Cambriums, sowie die magnetithaltigen Phyllite der letzteren Formation. Die 100γ wesentlich überschreitenden Abweichungen finden wir daher auch durchweg im Bereich dieser Gesteine. Hier sind natürlich dann auch immer negative Anomalien möglich, die auf einer dem Erdfeld entgegengesetzten polaren Wirkung beruhen. Wir sahen, daß die Erklärung mancher negativen Anomalien in Belgien so ihre Erklärung finden kann. Die Regel scheint es indes nicht zu sein, da die positiven Anomalien überwiegen.

In Sachsen sind ganz klar die kräftigen, teilweise wohl ganz lokalen polaren Wirkungen stark magnetischer Gesteine bei den Lausitzer Basalten und den Gesteinen der weiteren Umgebung von Breitenbrunn zu beobachten. Die hohen Werte über den Lausitzer Graniten sprechen auch dort für Eigenmagnetismus, obwohl hier negative Anomalien (Wirkung der Nordpole) bisher nicht nachgewiesen wurden. Die übrigen schwächeren Anomalien müssen wohl auch in Sachsen induktiv erklärt werden.

Wir kommen dann zur folgenden Einteilung der Anomalien:

1. Anomalien, die im Eigenmagnetismus der Gesteine begründet sind. Vorwiegend kräftige, positive Anomalien, aber auch meist örtlich begrenztere negative Anomalien (polare Wirkung).

2. Anomalien, die in der induktiven Wirkung des derzeitigen Erdfeldes begründet sind. Sie sind schwächer als die der ersten Kategorie. Maßgebend ist hier allein die Susceptibilität der Gesteine: Kontrastwirkungen sowohl gegenüber den Anomalien der ersten Gruppe als auch der nur induktiv wirksamen Gesteine untereinander. Dabei ist folgende Reihenfolge der Magnetisierbarkeit wahrscheinlich: Devon, Silur und Cambrium scheinen mit fortlaufend höherem Alter jeweils höhere Susceptibilität zu besitzen. Besonders schwache Susceptibilität ist einerseits bei carbonisch-permischen, andererseits bei mesozoischen Sedimenten anzunehmen. Tertiär, das in geringerer Mächtigkeit wenig Wirkung zeigt, scheint bei sehr erheblichen Anhäufungen positive Anomalien hervorzubringen. Auch das Diluvium zeigt bei geringerer Mächtigkeit keine Wirkung.

Wenn man sich nun noch die verschiedene Auf- und Nebeneinanderlagerung aller dieser Gesteine vergegenwärtigt, dann sieht man erst, wie schwer eine richtige Entscheidung über die Ursachen einer magnetischen Anomalie zu treffen ist. Am sichersten geht das noch bei kräftigen Anomalien, die immer die Wirkung stark magnetischer kristalliner oder eruptiver Gesteine sein müssen. Wenn man aber die Wirkung eines

bestimmten Schichtenverbandes verfolgen will, so ist zu beachten, daß dieselbe mit der Änderung ihrer Lage gegenüber der Erdoberfläche ebenso wie bei Mächtigkeitsänderungen sehr verschieden ausfallen muß. Wir müssen nacheinander bei einer solchen Untersuchung die folgenden Gesichtspunkte berücksichtigen:

1. Die magnetischen Eigenschaften der Gesteine in der Umrandung des Verbreitungsgebietes der zu untersuchenden Schichtenfolge (horizontaler Kontrast).

2. Die magnetischen Eigenschaften der über und unter dem zu untersuchenden Gesteinskomplexe sich befindenden Gebirgsschichten (vertikaler Kontrast).

3. Änderung der Lage gegenüber der Erdoberfläche (Tektonik).

4. Änderung der Mächtigkeit und Gesteinsbeschaffenheit (Abtragung, Facies).

Wenden wir diese Gesichtspunkte auf das Carbon der Aachener und Erkelenzer Gegend[1]) an, so können wir sagen:

Zu 1. Im Süden wird die Aachener Carbonmulde begrenzt von älteren Schichten (Oberdevon bis Cambrium), für die wir höhere Susceptibilitäten annehmen müssen. Dort hatte auch die Station Eupen einen positiven Störungswert ergeben. Im Norden und Osten finden wir das Carbon unter Diluvium und sehr mächtiges Tertiär einsinken, das magnetisch indifferent ist, aber immerhin eine höhere Susceptibilität als das Carbon zu besitzen scheint. Nur nach Westen zu (genauer Westsüdwest) finden wir die Fortsetzung des Carbons ohne wesentlich größere Bedeckung mit jüngeren Schichten. Hier sollten wir ähnliche Werte vermuten wie im Vermessungsgebiet, besitzen aber gerade von dort (Holländisch-Limburg) keine Angaben. Im ganzen müssen wir als Kontrastwirkung gegen die nach drei Seiten zu stärker magnetischen Gesteine negative Werte annehmen und finden das bestätigt: Wenn wir vom Erkelenzer Gebiet absehen, finden wir über dem Produktiven Werte, die etwa zwischen $-50\,\gamma$ und $-100\,\gamma$ schwanken.

Zu 2. Die dem Carbon auflagernden Schichten sind in dem vermessenen Gebiet Tertiär von z. T. bedeutender Mächtigkeit und Diluvium von geringerer Mächtigkeit. Beide Schichten können wir als magnetisch indifferent annehmen, nur sehr erhebliche Mächtigkeitszunahme des Tertiärs müßte nach unserer Annahme eine Zunahme der magnetischen Intensität bewirken, und das finden wir in der magnetischen Aufnahme bestätigt. Im übrigen ist eine Beeinflussung der Verteilung der magnetischen Kraft durch diese Schichten nicht zu erkennen. Die Unterlage des Carbons ist in dem vermessenen Gebiet nicht bekannt, so daß hierüber anzustellende Vermutungen hypothetisch bleiben müssen.

[1]) Man vergleiche hierzu Taf. 5. Die geologischen Signaturen sind älteren Arbeiten von Prof. Wunstorf entnommen, die, wie er mir freundlichst mitteilt, z. T. durch neue Bohraufschlüsse überholt sind.

Zu 3. Wir haben in dem vermessenen Gebiet im großen ein Absinken des Carbons nach Osten. Dem entspricht eine Zunahme der magnetischen Intensität in dieser Richtung. Die durch die großen Querstörungen des Aachener Gebietes hervorgerufenen Veränderungen der Höhenlage der Carbonoberfläche kommen nur schwach zum Ausdruck.

Zu 4. Dieses geringe Hervortreten der Querverwerfungen in der magnetischen Aufnahme kann vielleicht mit der Änderung der Carbon-Mächtigkeit zu beiden Seiten dieser Störungen zuzammenhängen: Dadurch daß auf dem gehobenen Flügel das Carbon in geringerer Mächtigkeit erhalten ist als auf dem abgesunkenen, wird die durch die nähere Lage an der Erdoberfläche wahrscheinliche größere Wirksamkeit aufgehoben. Sehr deutlich ist das Ansteigen der Magnetisierung nach dem Geilenkirchener Sattel zu zu erkennen, wo andererseits mit der Abnahme der Dicke des Carbons das Tertiär an Mächtigkeit zunimmt.

Um die Wirkung der Tiefenlage des Carbons auch im einzelnen festzustellen, habe ich bei der Spezialvermessung des Feldes der Grube Carl Alexander im Jahre 1925 (die 1924 ermittelten Werte sind wegen der mangelnden Anschlußmessungen zu unsicher) die über dem Felde gemessenen Werte in 3 Gruppen eingeteilt: Die erste Gruppe von 9 Stationen liegt in einem Feldesteil mit 450—500 m Deckgebirge über dem Carbon, die zweite Gruppe von 44 Stationen auf 300—450 m mächtigem Deckgebirge und die dritte Gruppe von 34 Stationen auf dem westlichen Gebiet, das noch geringere Deckgebirgsmächtigkeiten aufweist. Es ergab sich als Störungswert für die erste Gruppe ca $-65\,\gamma$, für die zweite ca. $-70\,\gamma$ und für die dritte $-80\,\gamma$: Eine zwar langsame aber deutliche Abnahme der Intensität mit abnehmender Deckgebirgsmächtigkeit. Daß eine Zunahme der Intensität mit zunehmender Tertiärmächtigkeit eintritt, zeigen die in Richtung Puffendorf und Geilenkirchen gemessenen Werte: Station 90 noch $-36\,\gamma$, Station 89 nur noch $-18\,\gamma$, Station 105 gar nur noch $-6\,\gamma$. Die übrigen Messungen im Gebiet südlich von Baesweiler sind alle 1924 vorgenommen worden und eignen sich daher nicht zum gegenseitigen Vergleich: Man kann nur mit einiger Bestimmtheit sagen, daß sie alle negativ ausgefallen sind, was zu den oben ausgeführten Überlegungen paßt. Bei den Profilen, die über dem Feldbiss zwischen Würselen und Herzogenrath gelegt wurden, scheint die Intensität auf der gehobenen Scholle höher zu sein, wenn man aus so wenig Beobachtungen Schlüsse ziehen darf; das gleiche gilt auch von der Gegend von Weisweiler, wo der Roersprung eine ähnliche Wirkung hat. Möglicherweise ist diese Wirkung damit in Zusammenhang zu bringen, daß die Schichten der gehobenen Scholle älter, also weniger stark negativ wirkend, sind, als die der abgesunkenen Scholle.

Die nicht zu bezweifelnde starke Zunahme der Vertikalintensität in der Richtung auf Geilenkirchen wird neben der zunehmenden Tertiärmächtigkeit mit auf die Wirkung des Geilenkirchener Sattels[1]) zu

[1]) W. Wunstorf u. W. Gothan, Ein Beitrag zur Kenntnis des Aachener Obercarbons. Glückauf 1925 Nr. 35, S. 1083 u. 1084.

schieben sein, dessen Einfluß auf die magnetischen Isanomalen man deutlich zu erkennen glaubt.

Man sollte nun — gleiche Tertiärmächtigkeit vorausgesetzt, — im Norden dieser tektonischen Linie wieder eine Abnahme der Vertikalintensität vermuten, stattdessen finden wir eine weitere kräftige Zunahme derselben, die bis zum Roergraben anhält, um erst dort wieder einer langsamen Abnahme Platz zu machen. Es erscheint kaum plausibel, hier mit einer weiteren Mächtigkeitszunahme des Tertiärs als alleiniger Ursache zu rechnen. Man hat vielmehr den Eindruck der regionalen Wirkung eines in großer Tiefe verborgenen Eruptivkörpers. Bei Hückelhoven östlich der Roer kennt man als Unterlage des Tertiärs sowohl durch Bohr- als Schachtaufschlüsse produktives Carbon. Trotzdem ist auch dort noch die ganze Gegend positiv gestört. Die Ursache der positiven Anomalie muß demnach unter dem Carbon liegen, und da wir sonst derartig ausgeprägte regionale Störungen nur als Folge des Vorkommens kristalliner Gesteine und intrusiver Eruptiva kennen lernten, so werden wir nicht umhin können, auch für diese Störung ein derartiges Vorkommen anzunehmen. Es ist natürlich mißlich, eine solche Hypothese ohne tatsächliche Unterlagen aufstellen zu müssen. Es mag aber immerhin daran erinnert werden, daß Wunstorf und Fliegel[1]) auf Grund rein geologischer Erwägungen die durch Bohrungen nachgewiesene Aufsattelung, die sich östlich Geilenkirchen nach Lövenich zu hinzieht, als die Fortsetzung des Brabanter Massives ansprechen. Gerade in der Höhe dieser Linie beginnt die starke Intensitätszunahme, und es ließe sich denken, daß mit diesem Sattel Cambrium und Silur mit ihren magnetithaltigen kristallinen Gesteinen und Eruptivmassen näher an die Erdoberfläche kommen. Das Sattelgebiet würde allerdings nach dieser Auffassung eine wesentlich größere Breitenausdehnung besitzen, als es bisher angenommen wurde, und auch auf das Gebiet des Hückelhovener Carbons übergreifen. Dort wäre eine relativ geringe Mächtigkeit des Carbons und Devons wahrscheinlich. Entschieden nicht gegen die geäußerte Vermutung spricht nach Krusch[2]) die geringe Faltungsintensität sowohl des Baesweiler wie des Hückelhovener Carbons die wir in der unmittelbaren Nachbarschaft eines alten Massivs und auf diesem erwarten müssen im Gegensatz zur Zickzackfaltung der Wurmmulde. Zusammengesetzt denke ich mir dieses Massiv im wesentlichen aus cambrischen Schichten, da das Silur im Osten des Brabanter Massivs magnetisch negativ gestört ist. Innerhalb des alten Massivs müßte also eine erneute Heraushebung der im Kern des Brabanter Massivs erscheinenden alten cambrischen Schichten erfolgen. Das letztere sind natürlich rein theoretische Vermutungen, die aber doch ausgesprochen werden sollen für den Fall, daß späterhin neue geologische Aufschlüsse den tiefen Aufbau des Gebietes weiter klären.

[1]) G. Flegel. Der Untergrund der niederrheinischen Bucht. Abhandl. d. Preuß. Geolog. Landesanst., N. F. 92. 1922. S. 130/131.

[2]) P. Krusch. Die Ausdehnung und Tektonik der nordwestdeutschen Steinkohlengebiete. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 70, 1918, B., S. 121.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Während die durch die magnetische Vermessung festgestellte regionale Anomalie auf die Wirkung des tiefsten Untergrunds zurückgeführt werden muß, dürfen wir in den Einzelheiten des magnetischen Messungsergebnisses die Wirkung höher liegender Schichten vermuten. Den höchsten Wert erreicht die positive Anomalie im Roertalgraben zwischen Hilfarth und Brachelen. Die Abnahme nach Süden erfolgt ziemlich gleichmäßig um etwa 30 γ pro km; nach Norden setzt zunächst auch eine kräftige Abnahme ein, angedeutet durch die Stationen 188 und 173 bis 174. Dann aber wird diese Abnahme durch ein zweites Maximum, das dem Abbruch folgt, unterbrochen und setzt erst in größerer Entfernung vom Bruchrand wieder ein, so daß hier im ganzen durchschnittlich höchstens 15 γ Intensitätsabnahme auf den km kommen. Es scheint also der Roerbruch die Verteilung der magnetischen Intensität insofern zu beeinflussen, als durch das Herausheben der Hückelhovener Scholle die magnetisch wirksamen Gesteine näher an die Erdoberfläche kommen und so den Intensitätsabfall vermindern: Die Kurven (+175 γ Kurve!) auf der Karte zeigen das einwandfrei. Wir haben hier also den merkwürdigen Fall, daß das Carbon nicht wie sonst intensitätserniedrigend sondern erhöhend wirkt, was ich auf seine cambrische (?) Unterlage dort zurückführe.

Weitere Schlüsse aus Einzelheiten des Meßergebnisses zu ziehen, halte ich nicht für möglich, da bei dem derzeitigen Stand der Meßtechnik diese Einzelheiten selbst durch zahlreiche Wiederholungsmessungen noch nicht mit der wünschenswerten Sicherheit festgestellt werden können.

Es scheint mir aber am Platze, bei dieser Gelegenheit die folgenden Beobachtungen mitzuteilen, die sich auf Veränderungen der magnetischen Vertikalintensität beim Überschreiten von Verwerfungen beziehen. Bei dem Beginn der Untersuchungen wurde gerade diesen lokalen Anomalien besondere Beachtung geschenkt. Die Untersuchungen von Haussmann, die die eventuellen Beziehungen von magnetischen Anomalien mit den Verwerfungen aufklären sollten, wurden schon in der Einleitung erwähnt. Nach der veralteten Ansicht von Naumann, die immer noch in weitesten Kreisen verbreitet ist, sollen die Verwerfungen Träger von Anomalien sein, die von elektrischen Strömen hervorgerufen sein sollen. Es tauchte daher immer wieder der Gedanke an eine magnetische Wirkung der großen Querwerfungen des Aachener Gebietes auf. Eine weitere Stütze fand diese Ansicht in der Beobachtung, daß magnetische Markscheidegeräte in der Nähe von tektonischen Störungen bisweilen zu versagen schienen. Diese Nachrichten waren der letzte Anstoß für die vorgenommenen Untersuchungen. Merkwürdigerweise schien sich die magnetische Wirksamkeit der Verwerfungen anfänglich zu bestätigen. Bei den Begehungen mit Herrn Professor Wunstorf fanden wir beim Überqueren von Verwerfungen regelmäßig kräftige bis geringe, aber immer deutliche Unterschiede in der Ablesung des Instruments. Die meisten dieser Ablesedifferenzen waren allerdings sehr gering und können auch an Instrumentfehlern gelegen haben. Einige sind aber doch recht erheblich gewesen und haben sich bei Wiederholungsmessungen im nächsten

Jahre in der gleichen Höhe gezeigt. An der Realität mancher dieser Störungen ist also nicht zu zweifeln.

Besonders hervorzuheben sind folgende Beobachtungen:

a. Beim Überschreiten des Feldbiß wurde eine Störung von etwa $+150\,\gamma$[1]) gegenüber der Umgebung gemessen. Ich dachte zunächst an eine Wasserleitung oder eine ähnliche künstliche Störung, eine solche ist aber am Beobachtungspunkt nicht nachzuweisen. Ein magnetisches Profil in geringer seitlicher Entfernung von dieser Anomalie zeigte indes nichts, was auf einen derartig hohen Unterschied hinwies. Die Anomalie muß also ganz lokal gewesen sein. Wiederholt gemessen wurde diese Station nicht.

b. Bei Weisweiler wurden zwei magnetische Profile über die östlich des Ortes hinziehenden bedeutenden Querwerfungen gelegt. Das erste derartige Profil zeigte an einer Stelle, die über der projektierten Fortsetzung der wichtigsten dieser Störungen liegt, ein Minimum von etwa $40\,\gamma$,[2]) das durch Wiederholungsmessungen näher untersucht wurde. Es stellte sich dabei heraus, daß es sicher reell ist. Das weiter südöstlich gelegene Profil zeigte kein eindeutiges Ergebnis.

c. Über dem Oidtweiler Sprung[3]) ergaben sich ebenso wie in der Nähe der Sandgewand[4]) und über einer anderen, zwischen beiden liegenden bedeutenden, unter Tage bekannten Verwerfung lokale Störungen, die bei den beiden ersten $-40\,\gamma$, bei dem Zwischensprung bis zirka $-30\,\gamma$ betrugen. Die Störungsamplituden waren auch hier bei den einzelnen Profilen verschieden groß, sind aber z. T. sicher reell, da sie bei späteren Wiederholungsmessungen wieder aufgefunden wurden.

d. Am überraschendsten waren die Beobachtungen über dem Roersprung bei Hückelhoven. Es ergab sich beim Überschreiten desselben bei Millich[5]) zuerst ein Minimum von zirka $-40\,\gamma$ und dann ein Maximum von $+50\,\gamma$. Ein wenige 100 m seitlich davon gelegtes Profil ergab nur noch eine Andeutung dieser magnetischen Störung, die also auch nur lokal ist. Im nächsten Jahre wurden einige Stationen nachgeprüft mit dem gleichen Ergebnis wie im Jahre vorher. Bei Hückelhoven[6]) wurde ein ebenfalls nachgeprüftes Minimum von etwa $-60\,\gamma$ gefunden, ein weiteres von etwa $-40\,\gamma$ südlich der dortigen Schachtanlage. Bei diesen beiden letzteren Anomalien ist die Einwirkung von Eisenzäunen, die in nicht sehr erheblicher Entfernung von den Meßpunkten vorhanden sind, nicht ausgeschlossen. Auch hier ergaben im seitlichen Abstand durchgelegte magnetische Profile kaum eine Andeutung dieser Minima.

---

[1]) Station Nr. 14/1924.
[2]) Station Nr. 39/1924.
[3]) Station Nr. 1 u. 107/1925 u. Nr. 69 u. 73/1924.
[4]) Station Nr. 45/1925 u. 100a/1924.
[5]) Station Nr. 74 bezw. 76 u. 76a/1924 u. Nr. 148 u. 148a/1925.
[6]) Station Nr. 117 u. 145/1925.

e. Um dem Problem auf den Grund zu gehen, wurden im Jahre 1925 auch Versuche unter Tage angestellt. Auf der Grube Carl Alexander konnte dank dem Entgegenkommen der Grubenleitung eine Strecke, die durch stark gestörtes Gebirge (Sandgewandvorläufer) führt, auf 32 m eisenfrei gemacht werden. Die Aufstellungen erfolgten in 4, 8, 12 und 5 m Abstand von den nächsten eisernen Gegenständen (Lutten und Schienen). Die noch in der gestörten Gegend gelegenen Stationen IV und II zeigten eine Vertikalintensität, die über 200 γ höher war, als die über Tage gemessene, die beiden im normalen Gebirge liegenden I und III eine um etwa 30 γ verminderte Vertikalintensität. Es scheint sich hierbei doch wohl nicht um die Wirkung des Eisenausbaues zu handeln, da man sonst zwischen allen Stationen einen gleichmäßigen Unterschied hätte erwarten sollen: Die ersten beiden Stationen differieren aber nur um etwa 30 γ, die letzten beiden nur um etwa 10 γ bei einem Totalunterschied der ersten beiden gegen die letzten beiden von 240—270 γ. Da auch bei Proben aus den Störungszonen eine erhöhte Magnetisierung festzustellen war, erscheint es nicht als ausgeschlossen, daß eine gewisse Wirkung von solchen Verwerfungen ausgeht, die aber wohl nur ganz lokal ist, da der Abfall von über 200 γ auf eine Entfernung von nur 6 m erfolgt. Bei einer so raschen Abnahme wäre über Tage von diesen Wirkungen kaum mehr viel zu spüren. Die Massen der Kluftausfüllungen sind gegenüber denen der ungestörten Gebiete auch als relativ geringfügig zu bezeichnen.

Elektrische Ströme kommen für diese Erscheinungen wohl nicht in Frage. Es wurde an der Stelle, die diese magnetische Anomalie zeigte, ein Versuch mit einem Millivoltmesser gemacht: Die in verschiedenen, allerdings nicht viel mehr als einige Meter betragenden Entfernung angelegten Elektroden ergaben nicht den geringsten Ausschlag, obwohl durch die Gangfeuchtigkeit eine leitende Verbindung zwischen den Elektroden hergestellt war. Nach diesem Befund kommt auch für diese ganz lokalen Anomalien die Wirkung elektrischer Ströme nicht in Betracht. Erdströme von solcher Stärke, daß sie derartige magnetische Anomalien hervorrufen könnten, sind bisher überhaupt nicht bekannt geworden. Wir müssen vielmehr auch als Ursache für diese ganz lokalen Anomalien Änderungen im Gesteinsmagnetismus annehmen und finden in den Mineralneubildungen, wie sie in Störungszonen auftreten, eine plausible Erklärung.

Praktisch sind diese lokalen Störungen vorläufig von geringer Bedeutung, da sie nicht gleichmäßig über den Verwerfungen auftreten und keine größere Fernwirkung besitzen. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß diese Beobachtungen bei einer weiteren Verfeinerung der Technik der Feldmessung auch einmal ein erheblicheres praktisches Interesse finden könnten. Jedenfalls sollten alle dahin gehörigen Beobachtungen sorgfältig gesammelt werden, wozu ich besonders die Herren Markscheider anregen möchte, die mit empfindlichen magnetischen Theodoliten wichtige Feststellungen in dieser Richtung machen können.

Wenn so die Messungen den Beweis für das Bestehen der im Interesse einer praktischen Verwertung erhofften exakten Beziehungen zwischen den einzelnen tektonischen Störungen und dem Magnetismus nicht erbracht haben, so haben sie doch wenigstens gezeigt, daß solche Beziehungen vorhanden sind. Ihrer weiteren Erforschung wird man sich aber am besten erst dann zuwenden, wenn die Meßgenauigkeit der Feldinstrumente eine noch bessere geworden ist als bisher. Wegen des großen praktischen Interesses, das sich hieran knüpft, sollte von Wissenschaft und Technik nichts unterlassen werden, um dieses Ziel zu erreichen.

Neben diesem für die Praxis mehr negativen Ergebnis glaube ich aber in Verbindung mit den Resultaten der belgischen Vermessung den Beweis erbracht zu haben, daß die magnetische Methode wie kaum eine andere imstande ist, die großen tektonischen Zusammenhänge selbst unter sehr erheblicher Bedeckung durch jüngere Bildungen nachzuweisen. Das hier Vorgebrachte ist ein erster Versuch in dieser Richtung, der aber doch schon eine überraschende Fülle von sehr bemerkenswerten Tatsachen zu Tage gefördert hat. Bei den relativ geringen Kosten einer magnetischen Vermessung sollte man es in keinem Gebiet, das durch Tiefbohrungen aufgeschlossen werden soll, versäumen, eine solche vornehmen zu lassen[1]). Allein die immer wieder bestätigte Tatsache, daß die großen Synklinalgebiete des produktiven Carbons gegenüber ihrer Umgebung stets negativ gestört sind, sollte genügen, um diesen Messungen die ihnen gebührende Beachtung zu schenken.

Bemerkungen zu den Tabellen

Die Stationsnummern beziehen sich auf die im Archiv der Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Original-Aufnahme-Karten. Auf der beigegebenen Karte konnten die Stationsnummern nicht mit angegeben werden, um das Bild nicht zu verwirren. Zum Ersatz sind die geographischen Koordinaten mit aufgeführt. Die Zeit ist M. E. Z. (mitteleuropäische Zeit). Die Temperatur ist in Celsius-Graden mitgeteilt. Wegen der Bedeutung der angebrachten Korrekturen sehe man den „Reduktion des Meßergebnisses“ überschriebenen Teil dieser Arbeit.

---

[1]) Ich rechne bei einer Stationsdichte von 50 Stationen pro Meßtischblatt, wenn Kraftwagen oder Fuhrwerk zur Verfügung stehen, mit 4, sonst mindstens 8 Tagen. Die Kosten hierfür würden sich inkl. Reisegeld des Beobachters, Instrumentenamortisation, Trägerlohn usw. im ersten Fall (Fuhrwerk nicht eingerechnet) auf etwa 200 M, im zweiten auf etwa 400 M belaufen, so daß sich die Stellung eines Kraftwagens in jedem Falle lohnt.

Station Nr.	Geographische Koordinaten: Breite φ	Geographische Koordinaten: Länge östl. Ferro λ	Datum	Zeit	Temperatur	Ablesung in γ	Tagesvariation in γ	Δ_I	Ausgleich	Δ_{II}	Differenz gegen 634	Ortskorrektur	Δ_{III}	Bemerkungen
			1925											
1	50° 54′ 57″	23° 50′ 4″	3. VI.	9h 40′	16,9	717,49	97	620,5	− 2,5	618	−16	−5	−21	
2	50 54 54	23 49 56	»	9 54	17,8	718,5	93,3	625,2	+ 1	626	− 8	−4	−12	
3	50 54 51	23 49 46	»	10 6	18,9	710,5	90,8	619,7	+ 4,3	624	− 6	−4	−10	
4	50 54 44	23 49 34	»	10 29	19,3	721,5	90,8	630,7	± 0	631	− 3	−3	− 6	
5	50 54 32	23 49 7	»	10 54	20,6	734	85,9	648,1	− 6,1	642	+ 8	−3	+ 5	
6	50 54 20,5	23 48 42	»	11 14	21,0	723,5	82,2	631,3	− 3	628	− 6	−2	− 8	
7	50 54 29,5	23 48 57	»	11 30	21,0	720	82,2	638	± 0	638	+ 4	− 2	+ 2	
5			»	11 43	20,8	723,5	83,5	640	+ 2	642				
3			»	12 8	22,0	716,5	83,5	633	− 7	626				
1			»	12 20	21,8	706	83,5	622,5	− 4,5	618				
1			»	3 16	20,6	718,5	109,2	609,3	+ 9	618				
8	50 55 3	23 50 53	»	3 34	21,6	730	111,7	618,3	+ 9	627	− 7	−4	−11	
9	50 55 10	23 50 42	»	3 53	21,6	752,5	117,8	634,7	+ 9	644	+10	−5	+ 5	
10	50 55 19	23 50 33	»	4 6	21,9	768,5	117,8	650,7	+ 9	660	+26	−7	+19	
11	50 55 19	23 51 25	»	4 26	22,4	755	116,6	638,4	+ 9	647	+13	−7	+ 6	
12	50 55 26,5	23 51 30	»	4 43	22,8	758,5	117,8	640,7	+ 9	650	+16	−7	+ 9	
13	50 55 38,5	23 51 27	»	4 58	22,5	759	117,8	641,2	+ 9	650	+16	−9	+ 7	
12			»	5 13	22,3	755	119,1	645,9	+ 4	650				
14	50 55 16	23 51 33,5	»	5 26	22,7	762,5	120,3	642	+ 5	647	+13	−5	+ 8	
15	50 55 2	23 51 12	»	5 43	22,1	758,5	117,8	641	+ 5	646	+12	−4	+ 8	
16	50 54 57	23 50 48	»	5 58	21,8	740	117,8	622	+ 6	628	− 6	−3	− 9	
9			»	6 12	22,0	754,5	116,6	638	+ 6	644				
1			»	6 35	22,0	730,5	116,6	614	+ 5	619				
1			4. VI.	7 47	18,0	735	112,9	622	− 4	618				
4			»	8 6	18,2	721,5	112,9	609	+22	631	− 3			Sprung?
17	50 54 45	23 49 29	»	8 16	18,8	745,5	112,9	633	− 4	629	− 5	−3	− 8	
18	50 54 43	23 49 24	»	8 30	18,9	770	112,9	657	− 5	652	+18	−3	+15	
19	50 54 41	23 49 20	»	8 39	20,8	751,5	111,7	639	− 6	633	− 1	−3	− 4	
20	50 54 39	23 49 16	»	8 50	21,4	755	111,7	643	− 7	636	+ 2	−3	− 1	
21	50 54 36,5	23 49 12	»	9 3	22,2	752	110,5	642	− 8	634	± 0	−3	− 3	
5			»	9 17	22,6	761	110,5	651	− 9	642	+ 8			
22	50 54 32,5	23 49 2,5	»	9 28	22,4	754,5	108	647	− 8	639	+ 5	−3	+ 2	
23	50 54 31	23 48 59,5	»	9 38	22,2	751,5	106,8	645	− 7	538	+ 4	−3	+ 1	
7			»	9 47	22,1	747,5	106,8	641	− 6	635	+ 1			
24	50 54 27	23 48 53	»	9 59	22,3	751	104,3	647	− 7	640	+ 6	−2	+ 4	
25	50 54 25	23 48 49	»	10 9	22,9	761	104,3	657	− 9	648	+14	−2	+12	
26	50 54 23	23 48 45	»	10 20	22,5	750	101,9	648	−10	638	+ 4	−2	+ 2	
6			»	10 29	23,1	741	100,6	640	−12	628				
27	50 54 19,5	23 48 34,5	»	10 42	23,3	738	99,4	639	−12	627	− 7	−2	− 9	
28	50 54 16,5	23 48 31,5	»	10 51	23,7	729	98,2	630	−11	619	−15	−2	−17	
29	50 54 12	23 48 27	»	11 3	24,3	716,5	95,7	621	−11	610	−24	−1	−25	
6			»	11 17	24,1	733,5	93,3	640	−12	628				
1			»	11 54	25,9	710	92,1	618	± 0	618				
1			»	4 6	21,0	691,5	114,2	577	+41	618				} Sprung
30	50 54 24	23 50 1	»	4 35	24,2	702,5	112,9	590	+31	621	−13	+0	−13	
31	50 54 23	23 49 58	»	4 43	25,2	726	112,9	613	+32	645	+11	±0	+11	
32	50 54 22	23 49 55	»	4 52	25,4	723	114,2	609	+33	642	+ 8	±0	+ 8	
33	50 54 21	23 49 53	»	5 0	25,2	721	114,2	607	+33	640	+ 6	±0	+ 6	
34	50 54 20	23 49 50	»	5 8	25,1	722	114,2	608	+34	642	+ 8	±0	+ 8	
35	50 54 19,5	23 49 48	»	5 16	25,6	723,5	115,4	608	+35	643	+ 9	±0	+ 9	
36	50 54 18,5	23 49 45	»	5 22	25,5	717	115,4	602	+35	637	+ 3	±0	+ 3	

Station Nr.	Geographische Koordinaten: Breite φ	Geographische Koordinaten: Länge östl. Ferro λ	Datum	Zeit	Temperatur	Ablesung in γ	Tagesvariation in γ	Δ_I	Ausgleich	Δ_{II}	Differenz gegen 634	Ortskorrektur	Δ_{III}	Bemerkungen
			1925											
37	50°54′17″	23°49′41,5″	4. VI.	5h31′	25,6	729	116,6	612	+33	645	+11	±0	+11	
38	50 54 16	23 49 34	»	5 41	25,4	723	115,4	608	+33	641	+ 7	±0	+ 7	
39	50 54 15,5	23 49 30,5	»	5 49	25,8	726	115,4	611	+34	645	+11	±0	+11	
40	50 54 15	23 49 27	»	5 58	25,9	731,5	114,2	617	+35	652	+18	±0	+18	
37			»	6 9	25,5	722,5	114,2	608	+37	645				
30			»	6 20	24,9	691,5	112,9	579	+42	621				
1			»	6 43	24,8	696	110,5	586	+32	618				
30			5. VI.	8 8	20,3	673	95,7	577	+45	622				
37			»	8 19	20,1	686,5	95,7	591	+54	645				
41	50 54 24	23 49 37	»	8 30	20,2	679,5	94,5	585	+50	635	+ 1	−1	± 0	
42	50 54 21,5	23 49 21	»	8 45	20,6	654,5	94,5	560	+64	624	−10	−1	−11	} Sprung
43	50 54 13,5	23 49 10	»	8 57	21,8	691	93,3	598	+30	628	− 6	±0	− 6	
44	50 54 8	23 48 57	»	9 10	22,1	687,5	95,7	592	+28	620	−14	±0	−14	
45	50 54 1,5	23 48 45,5	»	9 24	22,7	668,5	95,7	573	+20	593	−41	+1	−40	} Sprung
46	50 53 56,5	23 48 41	»	9 39	22,7	717,5	95,7	622	− 2	620	−14	+2	−12	
47	50 53 56,5	23 48 34	»	9 48	22,8	706	95,7	600	− 2	598	−36	+2	−34	
48	50 53 56,5	23 48 28,5	»	9 57	23,2	701	94,5	607	− 4	603	−31	+1	−30	
49	50 54 5	23 48 20	»	10 8	23,6	709,5	93,3	616	− 3	613	−21	±0	−21	
50	50 54 7	23 48 33	»	10 18	24,0	719,5	92,1	615	− 3	612	−22	−1	−23	
51	50 54 8	23 48 38	»	10 26	23,9	708	92,1	616	− 4	612	−22	±0	−22	
29			»	10 36	23,5	705	90,8	614	− 4	610				
52	50 54 13,5	23 48 38	»	10 50	24,0	703,5	87,1	616	− 3	613	−21	−1	−22	
6			»	11 2	24,3	714,5	84,7	630	− 2	628				
46			»	11 26	24,3	706,5	84,7	622	− 2	620				
45			»	11 37	24,6	679,5	85,9	594	− 1	593				
42			»	11 59	25,6	711,5	87,1	624	± 0	624				} Sprung
30			»	12 19	26,6	677,5	88,4	589	+33	622				
30			»	4 45	23,6	699	111,7	687	+35	622				
53	50 54 31	23 49 55	»	4 52	25,1	693	111,7	581	+39	620	−14	−1	−15	
54	50 54 30	23 49 53	»	5 0	26,0	706	110,5	596	+36	632	− 2	−1	− 3	
55	50 54 29	23 49 51	»	5 8	26,2	721	110,5	611	+31	642	+ 8	−1	+ 7	
56	50 54 28,5	23 49 49	»	5 16	26,4	737	109,2	628	+26	654	+20	−1	+19	
57	50 54 27,5	23 49 46	»	5 25	26,2	730,5	109,2	621	+21	642	+ 8	−1	+ 7	
58	50 54 27	23 49 44	»	5 32	26,0	725	108	617	+16	633	− 1	−1	− 2	
59	50 54 26	23 49 42,5	»	5 41	26,0	726,5	106,8	620	+11	631	− 3	−1	− 4	
60	50 54 25	23 49 39	»	5 48	25,9	747,5	106,8	641	+ 8	649	+15	−1	+14	} Sprung
41			»	5 57	25,7	737	106,8	630	+ 5	635				
61	50 54 23,5	23 49 34	»	6 3	26.1	720	106,8	613	+22	635	+ 1	−1	± 0	
62	50 54 23	23 49 32	»	6 11	26,5	709,5	105,6	604	+22	626	− 1	−1	− 9	
63	50 54 22,5	23 49 29,5	»	6 19	26,8	745	105,6	639	+ 5	644	+10	−1	+ 9	Sprung?
59			»	6 30	26,1	715,5	105,6	610	+21	631				
53			»	6 43	25,6	704,4	104,3	600	+20	620				
30			»	6 54	25,9	702	103,1	599	+23	622				} Sprung
30			6. VI.	7 32	19,9	657	104,3	553	+69	722				
64	50 53 58	23 49 51	»	7 56	19,8	687,5	103,1	584	+54	638	+ 4	+3	+ 7	
65	50 53 57	23 49 40,5	»	8 6	19,9	686	101,9	584	+50	634	± 0	+3	+ 3	
66	50 53 53,5	23 49 36	»	8 16	20,4	677	100,6	576	+47	623	−11	+4	− 7	
67	50 53 50,5	23 49 36	»	8 23	20,7	689,4	99,4	590	+43	633	− 1	+4	+ 3	
68	50 53 50,5	23 49 29	»	8 31	20,9	688	99,4	589	+39	628	− 6	+4	− 2	} Sprung
69	50 53 42,5	23 49 25,5	»	8 41	21,0	714	98,2	616	+ 8	624	−10	+5	− 5	
70	50 53 37	23 49 20	»	8 52	21,7	691	94,5	597	+ 8	605	−29	+6	−23	

Station Nr.	Geographische Koordinaten: Breite φ	Geographische Koordinaten: Länge östl. Ferro λ	Datum	Zeit	Temperatur	Ablesung in γ	Tagesvariation in γ	Δ_I	Ausgleich	Δ_{II}	Differenz gegen 634	Ortskorrektur	Δ_{III}	Bemerkungen
			1925											
71	50° 53′ 33″	23° 49′ 18″	6. VI.	9h 0′	22,1	691,5	93,3	598	+ 9	607	− 27	+ 7	−20	
72	50 53 35	23 49 12	»	9 10	22,5	709	92,1	617	+ 8	625	− 9	+ 6	− 3	
73	50 53 39,5	23 48 53	»	9 24	23.1	661,5	90,8	571	+41	612	− 22	+ 4	−18	Sprung?
74	50 53 44	23 48 52	»	9 36	22,9	717,4	89,6	628	+ 8	636	+ 2	+ 3	+ 5	
46			»	9 50	23,26	699,5	87,1	612	+ 8	620				
75	50 53 51,5	23 48 50	»	10 5	23,8	703,5	85,9	618	+ 8	626	− 8	+ 2	− 6	
76	50 53 51	23 49 3	»	10 17	24,7	715,5	85,9	630	+ 9	639	+ 5	+ 3	+ 8	
77	50 53 51	23 49 10	»	10 28	25,2	706,5	84,7	622	+10	632	− 2	+ 3	+ 1	
78	50 53 51	23 49 23	»	10 42	25,4	704 5	84,7	620	+12	632	− 2	+ 4	+ 2	
68			»	10 53	25,7	697.5	83.5	614	+14	628				
64			»	11 8	25,8	717	83,5	634	+14	648				
79	50 54 3	23 50 2	»	11 18	25,9	705	84,7	620	+16	636	+ 2	+ 3	+ 5	
80	50 54 6	23 50 9	»	11 27	26.6	689	84,7	604	+17	621	− 13	+ 3	−10	
81	50 54 9,5	23 50 17	»	11 37	26,8	688	85,9	602	+18	620	− 14	+ 3	−11	
30			»	11 58	26,2	687	84,7	602	+20	622				} Sprung
1			8. VI.	7 18	19,7	675	111,7	563	+55	618				} Wagenfahrt
82	50 55 50,5	23 49 56	»	7 38	18,4	725,4	111,7	614	+42	656	+ 22	−13	+ 9	
83	50 56 32	23 49 31,5	»	7 55	18,1	732,5	110,5	621	+42	663	+ 29	−18	+11	
84	50 57 1,5	23 48 39	»	8 11	18,2	758	109,2	649	+43	692	+ 58	-24	+34	
85	50 57 36,5	23 48 5,5	»	8 26	18,0	766	109,2	657	+43	700	+ 66	−30	+36	
86	50 57 58	23 49 4	»	8 42	18,8	776,5	105,6	671	+44	715	+ 70	−32	+38	
87	50 57 58	23 50 9	»	8 59	19,8	791,5	100,6	691	+39	721	+ 87	−29	+58	
88	50 57 20,5	23 50 3	»	9 12	20,5	771	100,6	670	+34	704	+ 70	−25	+45	
89	50 56 48	23 51 20	»	9 29	21,3	773	98,2	675	+29	704	+ 70	−18	+52	
90	50 56 25	23 52 7	»	9 49	21,5	752	97	655	+25	680	+ 46	−12	+34	
91	50 56 3	23 53 28	»	10 9	21,2	732,5	94,5	638	+20	658	+ 24	− 8	+16	
92	50 55 34	23 52 37	»	10 28	20,7	735,5	93,3	642	+15	657	+ 23	− 4	+19	
13			»	10 51	20,6	733	92,1	641	+ 9	650				
93	50 55 26,5	23 50 26,5	»	11 10	21,0	726	88,4	638	+ 9	647	+ 13	− 8	+ 5	
82			»	11 23	21.2	732,5	85,9	647	+ 9	656				
1			»	11 46	21,0	693	83,5	610	+ 8	618				
41			»	2 42	23,5	716	100,6	615	+20	635				Sprung?
42			»	3 3	25,8	715,5	104,3	611	+13	624				
43			»	3 14	26,0	719,5	105,6	614	+14	628				
94	50 54 12	23 49 5,5	»	3 25	26,0	720	106,8	613	+15	628	− 6	± 0	− 6	
95	50 54 10	23 49 1	»	3 36	25,9	701	108	593	+15	608	− 26	± 0	−26	
44			»	3 49	25,9	716	110,5	606	+14	620				
96	50 54 6	23 48 53	»	4 1	26,2	717	110,5	607	+14	621	− 13	± 0	−13	
97	50 54 4,5	23 48 49,5	»	4 10	27,1	729	111,7	617	+15	632	− 2	± 0	− 2	
45			»	4 23	27,3	689,5	111,7	578	+15	593				
46			»	4 33	27,0	716,5	111,7	605	+15	620				
45a	50 54 1,5	23 48 44	»	4 46	26,6	703	112,9	590	+24	614	− 20	+ 1	−19	
42			»	5 5	26,8	705	114.2	591	+33	624				
41			»	5 15	27,1	721,5	115,4	606	+43	649				
3			9. VI.	7 43	21,9	677	112,9	564	+60	624				Wagenfahrt
98	50 55 17	23 48 16	»	8 3	21,8	681	110,5	571	+60	631	− 3	−11	−14	
99	50 55 57	23 48 16	»	8 16	21,9	706,5	105,6	601	+61	662	+ 28	−16	+12	
100	50 56 29	23 47 55	»	8 29	22,1	695,4	104,3	591	+64	655	+ 21	−21	± 0	
101	50 57 1	23 47 50	»	8 43	22,1	720,5	100,6	620	+67	687	+ 53	−26	+27	
85			»	8 58	23,0	724,5	95,7	629	+71	700				
102	50 58 13	23 47 14	»	9 27	23,8	772,5	90,8	682	+71	753	+119	−38	+81	

Station Nr.	Geographische Koordinaten: Breite φ	Geographische Koordinaten: Länge östl. Ferro λ	Datum	Zeit	Temperatur	Ablesung in γ	Tagesvariation in γ	Δ_I	Ausgleich	Δ_{II}	Differenz gegen 634	Ortskorrektur	Δ_{III}	Bemerkungen
			1925											
103	50° 59′ 7″	23° 47′ 14″	9. VI.	9h 37′	24,4	789	87,1	702	+71	773	+139	−45	+ 94	
104	50 58 45	23 48 20	»	10 2	25,0	776,5	81	696	+71	767	+133	−39	+ 94	
102	50 58 12	23 47 15	»	10 23	25,5	839	78,5	761	+71	832	+198	−38	+160	} künstl. Störung?
105	50 57 17	23 47 00	»	10 46	26,1	733	77,3	656	+71	727	+ 93	−29	+ 64	
106	50 56 32	23 46 49	»	11 10	26,5	713,5	74,9	639	+71	710	+ 76	−24	+ 52	
99			»	11 34	27,3	665,5	74,9	591	+71	662				
3			»	12 2	27,7	628,5	76,1	552	+72	624				
IV			10. VI.	9 33	24,1	797	94,5	703	+71	774	+240			Unter Tage Sandgewandstrecke der Zeche Carl Alexander
I			»	10 50	23,0	616,5	89,6	527	+71	598	− 36			
II			»	11 10	22,4	763	89,6	673	+72	745	+211			
III			»	11 30	22,2	629,5	90,8	539	+71	610	− 24			
1			»	5 58	25,8	659	111,7	547	+71	618				
107	50 54 56	23 50 12	»	6 8	27,3	640,5	111,7	529	+68	597	− 37	− 4	− 41	
108	50 54 58	23 50 17	»	6 17	27,7	674,5	112,9	562	+65	627	− 7	− 4	− 11	
109	50 54 59	23 50 21	»	6 25	28,0	686,5	112,9	574	+62	636	+ 2	− 4	− 2	
8			»	6 30	28,4	683	112,9	570	+57	627				} Sprung?
1			»	6 45	28,3	663	112,9	550	+69	619				
82			11. VI.	9 25	23,7	687,5	88,4	599	+57	656				← Wagenfahrt dann Eisenbahnfahrt
110	51 3 18	23 54 3	»	4 33	24,6	980	112,9	867	+60	927	+293	−69	+224	
111	51 3 21,5	23 54 11	»	4 49	27,0	1004,5	115,4	889	+58	947	+313	−70	+243	
112	51 3 26	23 54 13	»	4 59	28,1	1004,5	115,4	889	+56	945	+311	−70	+241	
113	51 3 29	23 54 26	»	5 13	28,6	996	116,6	879	+54	933	+299	−70	+229	
114	51 3 37,5	23 54 39	»	5 28	28,9	968,5	116,6	852	+52	904	+270	−71	+199	
110			»	5 54	29,3	996	117,8	878	+49	927				
115	51 3 13	23 53 58	»	6 5	29,6	1013	119,1	894	+52	946	+312	−69	+243	
116	51 3 7	23 53 59	»	6 17	29,2	1006,5	119,1	887	+54	941	+307	−68	+239	
117	51 3 3	23 53 49	»	6 29	29,5	934,5	119,1	815	+56	871	+237	−68	+169	
110			»	6 46	29,4	1007,5	119,1	888	+39	927				
110			12. VI.	8 28	22,1	1001,5	100,6	901	+26	927				
117			»	8 45	23,2	950	100,6	849	+22	871				
118	51 2 52	23 53 44	»	8 59	24,6	1015,5	99,4	916	+22	938	+304	−66	+238	
119	51 3 19	23 52 18	»	9 35	26,2	1020,5	97	924	+25	949	+315	−73	+242	
120	51 3 12	23 52 19	»	9 47	26,7	1021,5	93,3	928	+24	952	+318	−72	+246	
121	51 3 7	23 52 12	»	9 59	26,8	1025	92,1	933	+23	956	+322	−71	+251	
119			»	10 13	26,6	1018	90,8	927	+22	949				
122	51 3 25	23 52 23	»	10 25	26,9	1000,5	88,4	912	+23	935	+301	−73	+228	
123	51 3 29	23 52 29	»	10 36	27,1	1002	88,4	914	+24	938	+304	−74	+230	
124	51 3 35	23 52 33	»	10 52	27,1	997,5	88,4	909	+25	934	+300	−75	+225	} Sprung
125	51 3 46	23 52 42	»	11 9	27,5	975	87,1	879	+42	921	+287	−76	+211	
122a	51 3 25	23 52 24	»	11 32	27,5	975	87,1	888	+47	935	+299	−73	+226	
119			»	11 46	28,6	991,5	90,8	901	+48	949				
110			»	12 24	28,9	990	92,1	898	+29	927				} Sprung
110			15 VI.	7 56	15,0	1006	109,2	897	+30	927				
126	50 3 4	23 54 44	»	8 16	15,3	1002	108	894	+30	924	+290	−66	+224	
127	50 3 12	23 54 50	»	8 31	15,8	983,5	106,8	877	+30	907	+273	−68	+205	
128	50 3 22	23 54 51	»	8 44	15,6	982,5	105,6	877	+30	907	+273	−69	+204	
129	50 3 29,5	23 54 49	»	8 57	15,3	988	101,9	886	+30	916	+282	−70	+212	
130	50 3 44	23 54 49	»	9 10	15,8	960	100,6	859	+30	889	+255	−72	+183	} Sprung
114			»	9 23	16,5	988,5	99,4	889	+15	904				
131	50 3 43	23 54 36	»	9 32	16,7	992,5	97	896	+15	911	+277	−72	+205	
132	50 3 49	23 54 36	»	9 42	17,5	988,5	97	892	+15	907	+273	−73	+200	

Station Nr.	Geographische Koordinaten: Breite φ	Geographische Koordinaten: Länge östl. Ferro λ	Datum	Zeit	Temperatur	Ablesung in γ	Tagesvariation in γ	Δ_I	Ausgleich	Δ_{II}	Differenz gegen 634	Ortskorrektur	Δ_{III}	Bemerkungen
			1925											
133	50° 3′ 58,5″	23° 54′ 32″	15. VI	9h 55′	18,5	990	97	893	+15	908	+274	−74	+200	} Sprung
134	50 4 8	23 54 48	»	10 18	18,6	962,5	94,5	868	+30	898	+264	−75	+189	
135	50 4 21	23 54 55	»	10 33	19,2	960,5	93,3	867	+30	897	+263	−77	+186	
136	50 4 24	23 54 19	»	10 49	19,5	964,5	92,1	872	+30	902	+268	−78	+190	
137	50 4 10	23 54 13,5	»	11 1	19,0	972,5	90,8	882	+30	912	+278	−76	+202	
133			»	11 14	19,0	969	92,1	877	+31	908				
138	50 3 55	23 54 22	»	11 23	19,0	994	92,1	902	+22	924	+290	−74	+216	
139	50 3 52,5	23 54 19	»	11 31	19,0	1005	92,1	913	+13	926	+292	−73	+219	Langsame Änderung des Instrumentenstandes?
140	50 3 48	23 54 15	»	11 40	19,8	1020,5	93,3	927	+ 4	931	+297	−73	+224	
141	50 3 43	23 54 13	»	11 50	19,7	1007,5	94,5	913	− 5	908	+274	−73	+201	
142	50 3 31,5	23 54 6	»	12 2	19,7	1035,5	94,5	941	−15	926	+292	−72	+220	
110			»	12 17	20,0	1049	97	952	−25	927				
117			»	3 12	19,3	1014	115,4	899	−28	871				
117a	50 3 7	23 53 51	»	3 20	20,6	1066,5	115,4	951	−25	926	+292	−68	+224	
143	51 3 17	23 52 57	»	3 47	21,4	1072,5	114,2	958	−21	937	+303	−71	+232	
144	51 3 21	23 52 57	»	3 57	21,9	1053	114,2	939	−17	922	+288	−71	+217	Langsame Änderung des Instrumentenstandes
145	51 3 23	23 52 57	»	4 5	22,2	1026,5	114,2	912	−13	899	+265	−72	+193	
123			»	4 23	22,8	1062	115,4	947	− 9	938				
146	51 3 32	23 52 38	»	4 35	22,4	1055,5	116,6	939	− 3	936	+302	−74	+228	
125			»	4 55	22,2	1038,5	117,8	921	± 0	921				
147	51 3 53,5	23 52 14	»	5 10	22,2	1063,5	116,6	947	± 0	947	+313	−78	+235	
148	51 3 36	23 52 0	»	5 25	22,5	1125	116,6	1008	± 0	1008	+374	−76	+298	
148a	51 3 24	23 51 52	»	5 38	23,3	1034	117,8	916	+ 2	918	+284	−73	+211	
119			»	5 57	23,8	1064	119,1	945	+ 4	949				
149	51 3 26	23 52 42	»	6 12	22,9	1055	120,3	935	+ 3	938	+304	−74	+230	
150	51 3 18	23 53 14	»	6 30	22,9	1048,5	120,3	928	+ 2	930	+296	−70	+226	
110			»	6 50	23,3	1046,5	120,3	926	+ 1	927				
110			16. VI.	7 39	16,0	1062,5	110,5	952	−25	927				} Sprung
114			»	7 59	18,3	1050,1	110,5	940	−36	904				} Sprung
133			»	8 16	19,8	1025,5	109,2	916	− 8	908				
138			»	8 27	20,3	1044	109,2	935	− 3	932				
151	51 4 24	23 53 55	»	8 53	20,8	1023	104,3	919	± 0	919	+285	−80	+205	
152	51 4 7	23 53 33	»	9 18	22,1	993	103,1	890	+ 3	893	+259	−85	+174	
153	51 4 53,5	23 53 16	»	9 31	23,0	999	103,1	896	+ 6	902	+268	−85	+183	Langsame Änderung des Instrumentenstandes
154	51 4 50,5	23 53 5	»	9 42	23,2	1001	100,6	900	+ 9	909	+275	−84	+191	
155	51 4 44	23 53 0	»	9 55	23,7	1015	99,4	916	+12	928	+294	−83	+211	
156	51 4 39	23 52 55	»	10 5	23,7	997	99,4	898	+15	913	+279	−82	+197	
157	51 4 28	23 52 47,5	»	10 18	24,2	1014,5	98,2	916	+18	934	+300	−81	+219	
158	51 4 22	23 52 38	»	10 30	24,9	1010,5	97	914	+21	935	+301	−80	+221	
159	51 4 12	23 51 56	»	10 45	25,7	1008,5	95,7	913	+24	937	+303	−79	+224	
147			»	11 5	26,8	1015	92,1	923	+24	947				
148			»	11 20	26,6	1062	92 1	970	+38	1008				} Geringe Standänderungen?
160	51 3 32	23 51 56	»	11 31	26,6	1000,5	90,8	910	+42	952	+318	−75	+243	
119			»	11 44	26.7	1015	92,1	923	+26	949				} Sprung
110			»	3 50	24,1	990,5	111,7	879	+48	927				
126			»	4 9	25,7	985,5	112,9	873	+51	924				
161	51 3 3	23 55 10	»	4 30	26,5	996,5	117,8	879	+41	920	+286	−65	+221	
162	51 3 8	23 55 17	»	4 40	27,0	1006	120,3	886	+47	933	+299	−65	+234	
163	51 3 14	23 55 22	»	4 51	26,9	1005	120,3	885	+52	937	+303	−66	+237	
164	51 3 23,5	23 55 22	»	5 3	26,5	990,5	120,3	870	+58	928	+294	−68	+226	
161			»	5 19	26,7	979	122,8	856	+64	920				

Station Nr.	Geographische Koordinaten: Breite φ	Geographische Koordinaten: Länge östl. Ferro λ	Datum	Zeit	Temperatur	Ablesung in γ	Tagesvariation in γ	Δ_I	Ausgleich	Δ_{II}	Differenz gegen 634	Ortskorrektur	Δ_{III}	Bemerkungen
			1925	h .										
165	51° 2′46″	23° 54′ 37″	16. VI.	5 43	26,4	1019	122,8	896	+61	957	+323	−63	+260	Gewitter mit Regen
126			»	6 36	24,4	985,5	119,1	866	+58	924				} Sprung
110			»	6 55	23,7	1036	119,1	917	+10	927				} Sprung
118			17. VI.	7 36	19,2	992,5	106,8	886	+52	938				
166	51 2 33	23 53 27	»	7 57	18,2	1003,5	106,8	897	+49	946	+312	−64	+248	
167	51 2 6,5	23 53 4	»	8 19	17,9	990	105,6	884	+47	931	+297	−61	+236	
168	51 1 47	23 53 17,5	»	8 38	17,9	1026	105,6	920	+45	965	+331	−57	+274	
169	51 1 32	23 53 40	»	8 55	18,3	1040	105,6	934	+43	977	+343	−55	+288	
170	51 0 58	23 54 1	»	9 28	18,8	983	104,3	879	+41	920	+286	−50	+236	
171	51 0 38	23 53 47,5	»	9 46	18,4	958,5	103,1	855	+37	892	+258	−47	+211	
170			»	10 3	18,4	987,5	101,9	886	+34	920				
172	51 1 14	23 54 18	»	10 18	18,3	1003,5	100,6	903	+30	933	+299	−52	+247	
173	51 1 32	23 54 21	»	10 31	17,5	990	100,6	889	+26	915	+281	−54	+227	
174	51 1 49	23 53 58	»	10 51	17,8	995	99,4	896	+22	918	+284	−57	+227	} Langsame Standänderung des Instruments
175	51 2 12,5	23 53 29	»	11 11	17,5	1008,5	99,4	909	+17	926	+292	−61	+231	
166			»	11 26	17,4	1032	98,2	934	+12	946				
118			»	11 44	17,2	1024,5	97	928	+10	938				} Sprung
110			»	3 10	18,7	1050	114,2	936	− 9	927				
116			»	3 20	18,2	1053,5	115,4	938	+ 3	941				} Langsame Standänderung des Instruments
176	51 3 6	23 53 58	»	3 31	18,0	1041	115,4	926	+10	936	+302	−68	+234	
177	51 3 4	23 53 57	»	3 38	18,0	1033,5	116,6	917	+17	934	+300	−68	+232	
178	51 3 3	23 53 55	»	3 46	18,0	1014,5	116,6	898	+24	922	+288	−68	+220	
179	51 3 2	23 53 53	»	3 55	17,4	1020	116,6	903	+31	934	+300	−68	+232	
180	51 3 1	23 53 52	»	4 2	17,3	1013,5	117,8	896	+38	934	+300	−68	+232	
181	51 2 57	23 53 44	»	4 8	17,2	1004,5	117,8	887	+45	932	+298	−68	+230	
118			»	4 21	16,8	1005	119,1	886	+52	938				
182	51 3 6	23 53 31	»	4 38	16,6	998,5	121,5	877	+48	925	+291	−68	+223	
183	51 3 18	23 53 23	»	4 53	16,8	1017	122,8	894	+44	938	+304	−70	+234	
184	51 3 21	23 53 23	»	5 1	17,1	1033	122,8	910	+40	950	+316	−70	+246	
185	51 3 24	23 53 23	»	5 11	17,9	1028	124	904	+36	940	+306	−70	+236	
186	51 3 28	23 53 24,5	»	5 19	18,0	1036	124	912	+32	944	+310	−70	+240	
187	51 3 26	23 53 39	»	5 30	17,8	1025,5	122,8	903	+28	931	+297	−70	+227	
110			»	5 44	17,3	1026	122,8	903	+24	927				
118			18. VI.	7 40	15,5	1019	105,6	913	+25	938				Autofahrt
188	51 2 27	23 52 40	»	7 55	13,5	1003,5	106,8	897	+24	921	+287	−64	+223	
189	51 2 6	23 52 0	»	8 3	12,4	1042,5	106,8	936	+23	959	+325	−63	+262	
190	51 1 26	23 51 22	»	8 12	11,7	1010,5	106,8	904	+22	926	+292	−58	+234	
191	51 0 50	23 50 17	»	8 25	11,4	963,5	106,8	857	+21	878	+244	−55	+189	
192	50 59 57	23 49 52	»	8 37	11,3	912	106,4	806	+20	826	+192	−47	+145	
193	50 59 16	23 49 4	»	8 48	11,6	868,5	105,2	763	+19	782	+148	−43	+105	
104			»	9 1	11,2	844	105,2	739	+18	757				
86			»	9 17	11,1	804	105,2	699	+16	715				
194	50 58 37	23 50 14	»	9 35	11,5	874	105,2	769	+18	787	+153	−36	+117	
195	50 59 12	23 50 36	»	9 44	11,8	913	105,2	808	+20	828	+194	−40	+154	
196	50 59 40	23 50 58	»	9 56	12,2	911	106,4	805	+22	827	+193	−42	+151	
197	50 59 48	23 51 55	»	10 6	12,5	948	106,4	842	+24	866	+232	−42	+190	
198	50 59 58,5	23 53 18	»	10 18	12,8	939	106,4	833	+25	858	+234	−41	+183	
199	51 0 16	23 54 16	»	10 30	12,6	960	106,4	854	+26	880	−246	−43	+203	
171			»	10 42	12,4	971	106,4	865	+27	892				
169			»	10 57	12,2	1050,5	105,2	945	+32	977				} Regen starker Sprung
118			»	11 11	12,5	1121	104	1017	−79	938				

Station Nr.	Geographische Koordinaten: Breite φ	Geographische Koordinaten: Länge östl. Ferro λ	Datum	Zeit	Temperatur	Ablesung in γ	Tagesvariation in γ	Δ_I	Ausgleich	Δ_{II}	Differenz gegen 634	Ortskorrektur	Δ_{III}	Bemerkungen
	° ′ ″	° ′ ″	1925	h ′										
110			18. VI.	11 28	12,8	1085	105,2	980	— 53	927				
118			»	11 39	13,5	1112	106,4	1006	— 68	938				
118			»	11 46	14,1	1099	106,4	993	— 55	938				
110			»	2 8	15,2	1126,5	116,2	1011	— 84	927				
178			»	2 33	16,2	1136	121,1	1015	— 93	922				
118			»	2 41	16,7	1127,5	121,1	1006	— 68	938				
177			»	3 5	17,0	1128	121,1	1007	— 73	934				
110			»	3 19	17,2	1120,5	119,9	1001	— 74	927				
			29. V.	6 25	20,7	1191	106,4	1085						} Anschlußmessungen bei Potsdam
			23. VI.	4 37	15,9	1231,5	121,5	1110						}
bei Alsdorf			1924											
1	50 51 18,5	23 51 35	11. VI.	9 42	20,0	1004	80,5	923	−270	653	+ 19	+29	+ 48	} Werte sehr unsicher wegen Störung durch die elektrische Bahn
2	50 51 26	23 51 12	»	11 12	21,0	1003	75,9	927	−269	658	+ 24	+27	+ 51	}
3	50 52 10	23 53 35	»	12 8	22,8	981,5	80,5	901	−268	633	— 1	+23	+ 22	}
4	50 52 54	23 50 37	»	3 5	21,5	1009	102,3	907	−268	629	— 5	+13	+ 8	
5	50 52 58,5	23 50 50	»	3 19	21,9	1004	104	900	−264	636	+ 2	+13	+ 15	
6	50 53 4,5	23 51 5	»	3 33	22,2	985	102,3	883	−257	625	— 9	+13	+ 4	
7	50 53 8	23 51 13	»	3 48	22,2	980	101,7	878	−245	633	— 1	+13	+ 12	
8	50 53 13	23 51 29	»	4 4	23,1	995	103,5	891	−262	629	— 5	+12	+ 7	
9	50 53 17	23 51 44,5	»	4 18	22,8	1005	104,6	900	−259	641	+ 7	+12	+ 19	
10	50 53 26	23 52 9	»	4 39	23,2	1002	104	898	−267	631	— 3	+11	+ 8	
9			»	4 57	22,4	1002	106,9	895	−254	641				
8			»	5 11	22,4	990	108,1	882	−253	629				
7			»	5 25	22,8	1008,5	109,8	889	−256	635				
7			»	5 31	23,9	1000,5	108,6	892	−259	633				} Sprung
6			»	5 46	23,8	964,5	102,9	862	−237	625				← Stand des Instrumentes künstlich verändert (richtig gestellt)
6			»	5 58	23,0	791,5	102,9	689	— 64	625				
5			»	6 9	21,9	795	102,9	692	— 56	636				
4			»	6 25	21,6	784,5	102,9	682	— 53	629				
11	50 51 6	23 47 4	12. VI.	7 58	16,8	772,5	88,5	684	— 67	617	— 17	+22	+ 5	
12	50 51 5	23 46 44	»	8 14	16,7	766,9	87,4	690	— 68	622	— 12	+22	+ 10	
13	50 51 2	23 46 35	»	8 26	17,0	795,9	86,8	709	— 68	641	+ 7	+22	+ 29	
14	50 51 1	23 46 25	»	8 37	16,4	928,9	86,2	843	— 68	775	+141	+22	+163	künstl. Störung?
15	50 50 58	23 46 16	»	8 48	16,7	782	82,8	699	— 69	630	— 4	+22	+ 18	
16	50 51 1	23 46 19	»	9 2	17,6	789	82,8	706	— 69	637	+ 3	+22	+ 25	
17	50 50 54	23 46 11	»	9 19	18,5	762,5	82,2	680	— 69	611	— 23	+22	— 1	
18	50 50 47,5	23 46 3	»	9 38	18,8	802,5	82,2	720	— 69	651	+ 17	+23	+ 40	
19	50 51 11,5	23 45 35	»	10 6	19,4	808,5	79,9	729	— 70	659	+ 25	+19	+ 44	
20	50 51 15	23 45 38	»	10 35	19,4	783	75,9	707	— 69	638	+ 4	+19	+ 23	
21	50 51 18	23 45 45	»	10 44	19,4	778,5	75,9	703	— 70	633	— 1	+19	+ 18	
22	50 51 21	23 45 47	»	10 55	18,9	783	74,1	709	— 69	640	+ 6	+18	+ 24	
23	50 51 26	23 45 53	»	11 10	18,2	765	72,4	693	— 70	623	— 11	+18	+ 7	
12			»	12 16	17,1	762	69	693	— 70	623				
4			»	4 31	19,4	798	87.4	711	82	629				
5			»	4 43	19,8	801	87,9	713	— 77	636				
6			»	4 53	20,7	781,5	87,1	694	— 69	625				
7			»	5 5	21,1	784	89,1	695	— 62	633				
8			»	5 18	21,5	778,5	88,5	690	— 61	629				
24	50 52 45	23 51 34	»	5 44	21,5	781,5	88,5	693	— 67	626	— 8	+16	+ 8	
25	50 52 38,5	23 51 18	»	5 58	21,1	806,5	89,7	717	— 67	650	+ 16	+17	+ 33	
26	50 49 26	23 59 27	13. VI.	9 4	17,4	754,9	75,3	680	— 73	607	— 27	+59	+ 32	

Station Nr.	Geographische Koordinaten: Breite φ	Geographische Koordinaten: Länge östl. Ferro λ	Datum	Zeit	Temperatur	Ablesung in γ	Tagesvariation in γ	Δ_I	Ausgleich	Δ_{II}	Differenz gegen 634	Ortskorrektur	Δ_{III}	Bemerkungen
			1924	h '										
27	50°49'35"	23°59'28"	13. VI.	9 19	17,4	744	72,4	672	— 63	609	— 25	+57	+ 32	
28	50 49 40	23 59 46	»	9 37	17,6	740.5	70,7	670	— 62	608	— 26	+56	+ 30	
29	50 49 42	23 59 57	»	9 46	18,6	750	70,7	679	— 61	618	— 16	+56	+ 40	
30	50 49 42,5	24 0 0	»	10 0	18,8	741	70,7	670	— 61	609	— 25	+56	+ 31	
31	50 49 44	24 0 9	»	10 13	18,8	752	71,3	681	— 61	620	— 14	+56	+ 42	
32	50 49 45,5	24 0 34	»	10 24	18,8	746,5	71,3	675	— 62	613	— 21	+57	+ 36	
33	50 49 53	24 0 52	»	10 44	19,1	725	70,7	654	— 63	591	— 43	+56	+ 13	
34	50 49 50	24 0 47	»	10 57	20,2	745,5	71,8	674	— 64	610	— 24	+56	+ 32	
35	50 49 58	24 0 58	»	11 10	20,7	731.3	72,4	659	— 64	595	— 39	+55	+ 16	
36	50 49 54	24 1 21	»	11 34	20,1	748,5	73	676	— 66	610	— 24	+56	+ 32	
37	50 49 55	24 1 41	»	11 48	20,0	748,5	73,6	675	— 67	608	— 26	+57	+ 31	
38	50 49 53,5	24 1 13	»	12 3	20,5	748	74,7	673	— 69	604	— 30	+56	+ 26	
39	50 49 55,5	24 0 54	»	12 18	20,4	717,5	75,9	642	— 71	571	— 63	+56	— 7	
31			»	12 39	20,6	771	78,2	693	— 73	620				
27			»	12 58	20,9	760,5	80,5	680	— 71	609				
26			»	3 5	19,0	754,5	86,2	668	— 61	607				
40	50 49 2	23 59 22	»	3 34	17,0	529,5	87,4	442	— 61	381	—253	+61	—192	Wasserleitung.
41	50 49 8	23 59 38	»	3 48	16,6	751	88,5	663	— 62	601	— 33	+61	+ 28	
42	50 49 9,5	23 59 54	»	4 3	16,7	748,5	90,8	658	— 62	596	— 38	+61	+ 23	} Sprung Regen
43	50 49 17	24 0 6	»	4 18	16,9	736	89,7	646	— 37	609	— 25	+61	+ 36	} Sprung »
44	50 49 10	24 0 49	»	4 41	16,2	714	89,1	625	— 13	612	— 22	+63	+ 41	»
45	50 49 17	24 1 21,5	»	5 6	16,7	710	86,8	623	— 7	616	— 18	+63	+ 45	»
46	50 49 21	24 1 47,5	»	6 3	16,4	718	87,4	621	— 12	609	— 25	+63	+ 38	»
47	50 49 29	24 1 26	»	6 20	15,5	707,5	89,7	618	— 12	606	— 28	+62	+ 34	»
45			»	6 33	14,8	723	90,2	633	— 17	616				»
27			»	7 15	13,8	711	91,4	620	— 11	609				starker Regen
Nordstern														
48	50 52 30	23 46 49	14. VI.	5 3	14,2	809,5	91,4	718	— 77	641	+ 7	+10	+ 17	
49	50 52 34,5	23 46 57	»	5 19	14,3	787	91,4	696	— 73	623	— 11	+ 9	— 2	Werte unsicher
50	50 52 39	23 47 3	»	5 23	13,8	790,5	91,4	699	— 70	629	— 5	+ 9	+ 4	
51	50 52 44	23 47 12	»	5 33	13,8	794	90,8	703	— 68	625	+ 1	+ 8	+ 9	
52	50 52 48,5	23 47 19	»	5 43	13,8	777	90,8	686	— 67	619	— 15	+ 7	— 8	
53	50 52 53,5	23 47 26	»	5 54	13,8	778,5	90,8	688	— 66	622	— 12	+ 7	— 5	
50			»	6 6	13,8	784,5	90,8	694	— 65	629				
48			»	6 21	13,7	788	90,8	697	— 56	641				} großer Sprung
Carl Alexander														
54	50 54 21,5	23 49 21	16. VI.	10 33	17,3	815	62,1	753	—129	624	— 10	— 1	— 11	
55	50 54 2	23 48 42	»	10 49	18,9	808,5	62,1	746	—111	635	— 1	+ 1	+ 0	Langsame Änderung des Instrumentenstandes? Werte unsicher
56	50 54 4,5	23 48 49,5	»	11 1	19,8	788,5	62,1	726	— 94	632	— 2	± 0	— 2	
57	50 54 6	23 48 53	»	11 13	20,8	767,5	62,1	705	— 84	621	— 13	± 0	— 13	
58	50 54 8	23 48 57	»	11 26	21,4	782,5	65,5	717	— 97	620	— 14	± 0	— 14	
59	50 54 12	23 49 4,5	»	11 39	22,0	782	66,7	715	— 97	628	— 6	± 0	— 6	
60	50 54 16	23 49 11,5	»	11 51	22,5	774	67,2	707	— 95	612	— 22	± 0	— 22	
54			»	12 2	22,2	783,5	67,2	716	— 92	624				} Sprung
61	50 54 23	23 49 32	»	12 16	22.4	763,5	67,8	696	— 70	626	— 8	— 1	— 9	
62	50 54 24	23 49 37	»	12 29	22,3	765	69	696	— 61	635	+ 1	— 1	± 0	
63	50 54 25	23 49 39	»	12 40	22,0	771	73,6	697	— 62	635	+ 1	— 1	± 0	
64	50 54 26	23 49 42,5	»	12 53	22,0	771	75,9	695	— 64	631	— 3	— 1	— 4	
65	50 54 27	23 49 45	»	1 3	22,2	764,5	80,5	684	— 51	633	— 1	— 1	— 2	
66	50 54 56,5	23 49 47	»	3 45	20,3	780	89,7	690	— 68	622	— 12	— 5	— 17	

Station Nr.	Geographische Koordinaten: Breite φ	Geographische Koordinaten: Länge östl. Ferro λ	Datum	Zeit	Temperatur	Ablesung in γ	Tagesvariation in γ	Δ_I	Ausgleich	Δ_{II}	Differenz gegen 634	Ortskorrektur	Δ_{III}	Bemerkungen
			1924	h ′										
67	50° 54′ 57″,5	23° 49′ 52″	16. VI.	3 53	21,4	791,5	89,7	702	− 68	634	± 0	− 5	− 5	
68	50 54 58	23 49 57	»	4 10	22,2	789,5	91,4	698	− 68	630	− 4	− 5	− 9	
69	50 54 58	23 50 2,5	»	4 24	22,0	769	92	677	− 68	609	− 25	− 5	− 30	
70	50 54 58,5	23 50 5	»	4 37	22,6	795	93,1	702	− 68	634	+ 0	− 4	− 4	
71	50 55 0	23 50 14	»	4 53	22,9	795	96	699	− 72	627	− 7	− 4	− 11	
72	50 54 58	23 50 0	»	5 6	22,4	781,5	96,6	685	− 68	617	− 17	− 5	− 22	
73	50 54 58	23 50 1,5	»	5 21	21,8	772	94,3	678	− 68	610	− 24	− 5	− 29	
67			»	5 36	22,1	792	93,1	699	− 65	634				
66			»	5 47	22,2	795	92,5	703	− 81	622				
Hückelhoven														
74	51 3 24	23 51 47	17. VI	10 44	20,1	1126,5	80,5	1046	−128	918	+284	−73	+211	
75	51 3 32	23 51 56	»	11 5	21 6	1162	79,3	1083	−131	952	+318	−75	+243	
76	51 3 36	23 52 0	»	11 19	22,9	1213,5	78,7	1135	−127	1008	+374	−76	+298	
77	51 3 39	23 52 1	»	11 32	23,6	1186	78,7	1107	−110	997	+363	−76	+287	} Sprung?
78	51 3 42,5	23 52 3	»	11 43	24,3	1145,5	79,3	1066	− 80	986	+342	−77	+265	
76			»	11 57	25,0	1158	76,4	1082	− 74	1008				
76a	51 3 34,5	23 51 57	»	12 13	25,0	1173,5	75,3	1098	− 81	1017	+383	−76	+307	
75			»	12 29	25,0	1119,5	74,1	1045	− 93	952				
74a	51 3 20	23 51 44	»	12 41	25,0	1129,5	73,6	1056	− 95	961	+327	−73	+254	
79	51 3 42	23 51 15	»	1 5	25,0	1128,5	75,3	1053	− 97	956	+322	−78	+244	
80	51 3 51	23 51 22	»	1 13	25,1	1121,5	75,9	1046	− 99	947	+313	−79	+234	
81	51 3 54	23 51 28	»	1 26	25,2	1132,5	76,4	1056	− 94	962	+328	−79	+249	
80			»	1 38	25,4	1113,5	78,2	1035	− 88	947				} Sprung
82	51 3 38	23 51 9	»	3 39	24,4	1102,5	90,2	1012	− 61	951	+317	−78	+239	
83	51 3 31	23 50 55	»	4 0	25,2	1119,5	92,5	1027	− 64	963	+329	−77	+252	
82			»	4 13	25,5	1112,5	93,7	1018	− 67	951				
84	51 3 40	23 51 18	»	4 29	25,4	1108	96,6	1011	− 66	945	+311	−78	+233	
85	51 3 42,5	23 51 22	»	4 39	25,8	1137,5	96,6	1041	− 65	976	+342	−78	+264	
86	51 3 45,5	23 51 25	»	4 52	25,9	1125,5	98,3	1027	− 64	963	+329	−78	+251	
87	51 3 47,5	23 51 28	»	5 5	25,8	1124	98,9	1025	− 63	962	+328	−78	+250	
88	51 3 51,5	23 51 29	»	5 15	25,8	1125	98,3	1027	− 62	965	+331	−79	+252	
89	51 3 55	23 51 37	»	5 39	25,7	1127	97,7	1029	− 61	968	+334	−79	+255	
82			»	6 3	25,2	1108,5	97,7	1011	− 60	951				
Carl Alexander														
90	50 54 26	23 50 6	18. VI.	9 11	19,9	734	75,9	658	− 42	616	− 18	± 0	− 18	
91	50 54 24	23 50 1	»	9 21	20,6	732	74,7	657	− 36	621	− 13	± 0	− 13	
92	50 54 20	23 49 50	»	9 36	21,4	753,5	73,6	680	− 38	642	+ 8	± 0	+ 8	
93	50 54 17	23 49 41,5	»	9 49	21,8	739,5	74,1	665	− 20	645	+ 11	± 0	+ 11	} Sprung
94	50 54 16	23 49 34	»	10 0	21,8	766	74,7	691	− 50	641	+ 7	± 0	+ 7	
95	50 54 15	23 49 27	»	10 12	22,2	768,5	71,3	697	− 44	653	+ 19	± 0	+ 19	
96	50 54 2,5	23 49 16	»	10 29	22,8	757,5	69	689	− 42	647	+ 13	+ 2	+ 15	
97	50 54 0	23 49 7	»	10 39	23,0	763,5	69	695	− 40	655	+ 21	+ 2	+ 23	
98	50 53 59	23 49 0	»	10 52	22,5	746	67,8	678	− 39	639	+ 5	+ 2	+ 7	
99	50 53 57,5	23 48 57	»	11 3	22,0	745,5	70,1	675	− 38	637	+ 3	+ 2	+ 5	
100	50 53 51,5	23 48 50	»	11 14	22,4	731	67,8	663	− 37	626	− 8	+ 2	− 6	
101	50 53 47	23 48 40	»	11 28	22,8	761,5	67,8	694	− 39	655	+ 21	+ 2	+ 23	
100a	50 53 51	23 48 50	»	11 42	22,8	712,5	66,7	646	− 41	605	− 29	+ 2	− 27	
102	50 53 47	23 48 40	»	11 53	22,9	738,5	64,4	674	− 44	630	− 4	+ 2	− 2	
99			»	12 5	23,5	751,5	67,8	684	− 47	637				
103	50 53 59	23 49 2	»	12 18	23,2	738,5	66,7	672	− 46	626	− 8	+ 2	− 6	

Station Nr.	Geographische Koordinaten: Breite φ	Geographische Koordinaten: Länge östl. Ferro λ	Datum	Zeit	Temperatur	Ablesung in γ	Tagesvariation in γ	Δ_I	Ausgleich	Δ_{II}	Differenz gegen 634	Ortskorrektur	Δ_{III}	Bemerkungen
	° ′ ″	° ′ ″	1924	h ′										
97			18. VI.	12 28	23,8	765	64,4	701	−46	655				
104	50 54 1	23 49 13	»	12 43	24,0	750	64,4	686	−42	644	+10	+2	+12	
95			»	1 5	24,8	756	65,5	691	−38	653	+19			
93			»	1 16	25,1	746	64,4	682	−37	645	+11			
90			»	1 30	24,9	716	69	647	−31	616	−18			} Sprung
90			»	4 11	24,2	716,5	85,1	631	−15	616	−18			
91			»	4 21	25,3	717	85,1	632	−11	621	−13			
105	50 54 23	23 49 58	»	4 28	26,0	738	85,6	652	− 7	645	+11	±0	+11	
106	50 54 22	23 49 58	»	4 38	26,0	747	86,2	661	−10	651	+17	±0	+17	
92			»	4 49	26,3	740	85,1	655	−13	642				
93			»	5 3	26,4	750	89,7	660	−15	645				
107	50 54 18	23 49 56	»	5 20	26,0	729,5	95,4	634	+ 3	637	+ 3	±0	+ 3	Sprung?
91			»	5 35	25,8	740,5	96,6	644	−23	621				
90			»	5 45	25,8	721,5	97,7	624	− 8	616				

Die wichtigsten an Berliner Bauten in der Außenarchitektur verwandten natürlichen Gesteine nach Art und Herkunft

Von Herrn **Otto Burre** in Berlin

Hierzu Tafel 6

Inhalt

Seite

Einleitung 117
I. Sandsteine
1. Schlesische Sandsteine 120
2. Sächsische Sandsteine. 128
3. Sandstein vom Seeberg bei Gotha 133
4. Wealdensandsteine aus Hannover und Schaumburg-Lippe 134
5. Sandstein von Ummendorf 136
6. Sandstein von Velpke 136
7. Sandstein von Nebra 137
8. Roter Mainsandstein 138
9. Weißer Mainsandstein 139
10. Nahe- und Pfälzer-Sandsteine 139
II. Kalksteine
1. Muschelkalk von Rüdersdorf 140
2. Fränkischer Muschelkalk 140
3. Thüringer Muschelkalk 142
4. Muschelkalk von Hardheim 144
5. Thüringer Travertin 144
6. Travertin von Dittwar 145
7. Rogenstein von Jerxheim 145
8. Französische Kalksteine 146
III. Vulkanische Tuffe
1. Leuzitphonolithtuffe der Eifel 146
2. Quarztrachyttuff vom Nördlinger Ries 148
IV. Tiefengesteine
1. Schlesische Granite 148
2. Sächsische Granite 151
3. Bayerische Granite 152
4. Schwedische Granite 155
V. Ergußgesteine
1. Leuzitbasaltlava der Eifel 155
2. Pyroxengranitporphyr von Beucha 156
VI. Findlinge des Diluviums
Schriftenverzeichnis. 157

Einleitung

Fast bis zur Mitte des neunzehnten Jahrhunderts spiegelt sich in den Bauten einer Landschaft ihr größerer oder geringerer Reichtum an natürlichen Bausteinen wieder, der von den geologischen Verhältnissen der Gegend abhängig ist. So herrschen im südlichen Odenwald und am unteren Main unter den älteren Monumentalbauten diejenigen aus roten Sandsteinen des mittleren Buntsandsteins vor, der dort in weiter Verbreitung auftritt. Als Beispiel sei das Heidelberger Schloß genannt. In Sachsen sind es die hellen Sandsteine des Elbsandsteingebirges, die das Material zu den Prachtbauten der sächsischen Könige geliefert haben. In Schlesiens alten Bauten überwiegen die ebenfalls hellen Sandsteine dieses Gebietes. Im Rheinland und im Thüringer Walde dient fast ausschließlich der grauschwarze Schiefer, der in diesen beiden Landschaften in großer Menge vorkommt, als Dachdeckmaterial, während im Gebiete der mittleren Weser die roten Solling- oder Höxter-Platten des Mittleren Buntsandsteins die gleiche Rolle spielen. Im norddeutschen Flachlande dagegen, wo natürliche Gesteine so gut wie ganz fehlen, beherrscht der Backstein das Feld, der aus dem hier fast überall vorhandenen Lehm leicht zu gewinnen ist. Die sogenannte Backsteingotik ist hier entstanden und ausgebildet. Einen gewissen Ersatz für das fehlende natürliche Gestein boten die diluvialen Findlinge, aus denen das buntscheckige Gemäuer mancher alten Kirche hergestellt ist. So hatte jede Landschaft ursprünglich das für sie charakteristische Gestein. Diese Abhängigkeit von den örtlichen Bodenschätzen und die meist enge Begrenzung des Verwendungsgebietes eines natürlichen Gesteins hatte ihren Grund in den schlechten Verkehrsverhältnissen der damaligen Zeit, die den Transport großer Massen nahezu unmöglich machten. Deshalb kommen Ausnahmen von dieser Regel in größerem Umfange nur dort vor, wo gute Verbindungen auch schon in früheren Zeiten vorhanden waren. So hat z. B. in Bremen der Obernkirchner Sandstein seit Jahrhunderten eine so vielfache Verwendung gefunden, daß ihm diese den Namen »Bremer Stein« eingetragen hat. Er konnte leicht von Minden die Weser abwärts nach der Hansastadt transportiert werden. Am Rhein sind es die hellen Tuffsteine und die schwarze Basaltlava der Eifel, die seit Jahrhunderten, ja seit Römerzeiten in den Ländern am Rhein verwandt worden sind. Auch hier war es die gute Wasserstraße, die die weite Verfrachtung des Gesteins ermöglichte. So verdankt auch Berlin die erste Verwendung natürlicher Bausteine in größerem Umfange, der Sandsteine des Elbsandsteingebirges, der leichten Transportmöglichkeit auf Elbe, Havel und Spree; denn nur diese Sandsteine finden wir an den älteren Bauten wie z. B. am Schloß, dem Brandenburger Tor usw.

Bis zur Schaffung von guten Verkehrsverbindungen durch Ausbau des Eisenbahnnetzes waren also die Verhältnisse für Verwendung natürlicher Gesteine in Berlin recht ungünstig; denn abgesehen von dem Muschelkalk bei Rüdersdorf und den Findlingen des Dilu-

viums, kommen natürliche Gesteine nirgends in seiner näheren Umgebung vor. Die Folge davon ist, daß in früheren Zeiten nur ausnahmsweise solche Gesteine hier verwandt worden sind. Erst um die Mitte des neunzehnten Jahrhunderts beginnt die Verwendung natürlicher Gesteine in größerem Umfange. Eine starke Steigerung erfuhr sie nach der Gründung des Neuen Reiches und stieg dann, mit der Hebung des allgemeinen Wohlstandes in immer steilerer Kurve bis zum Weltkriege an, mit dessen traurigem Ausgange sie ein jähes Ende zu finden droht.

Im Laufe dieser Zeit sind nun natürliche Gesteine in solcher Mannigfaltigkeit und Zahl nach Berlin geschleppt worden, daß es unmöglich ist, sie alle aufzuführen und zu beschreiben. Er erscheint vielmehr zweckmäßig, sich auf die wichtigsten zu beschränken, d. h. diejenigen, die entweder durch die Häufigkeit und die Menge ihrer Verwendung im Vordergrunde stehen, oder aus denen besonders bedeutende oder charakteristische Gebäude errichtet sind, oder die schließlich wegen ihrer Güte oder wegen ihrer Minderwertigkeit oder aus irgend einem anderen Grunde erwähnenswert erscheinen. Es soll hier nur von den eigentlichen Werksteinen die Rede sein, während diejenigen, die nur in dünnen Platten, gewissermaßen fournierartig vor allem zu Schaufensterumrahmungen usw. verwandt werden, nicht berücksichtigt sind. Unter diesen »wichtigsten« Gesteinen sind fast alle Gesteinsarten vertreten, die überhaupt in der Baukunst Verwendung finden. Wir finden Sandsteine, Kalksteine, Tuffsteine, Granite, Syenite, Porphyre der verschiedensten Arten. Ein Blick auf die Karte (Taf. 6)[1]) zeigt, daß fast alle deutschen Gaue, in denen natürliche Bausteine auftreten, Material nach der Reichshauptstadt geliefert haben. Von außerdeutschen Ländern kommen nur noch Schweden und Frankreich in Frage.

Alle diese verschiedenen Gesteinsarten und -sorten treten nun nicht sämtlich zu gleicher Zeit auf. Wir finden vielmehr neben einigen, zu denen man immer wieder gegriffen hat, wie z. B. zu den sächsischen und den schlesischen Sandsteinen, zahlreiche andere, die nur vorübergehend in größerer Menge verwandt sind, dann aber wieder ganz verschwinden. In großen Zügen läßt sich folgende Entwicklung feststellen:

Wie schon oben bemerkt wurde, sind die ersten natürlichen Gesteine, die in größerem Umfange in Berlin verwandt worden sind, die sächsischen Sandsteine, zu denen dann, allerdings nur in geringer Menge und nur vorübergehend die ihnen äußerlich ähnlichen Sandsteine der Gegend von Magdeburg traten. Veranlaßt wurde dieser Wechsel durch eine Verordnung Friedrichs des Großen, wohl in dem bekannten Bestreben, möglichst nur die Quellen des eigenen Landes auszubeuten. Jedoch standen die sächsischen noch bis zur Mitte des neunzehnten

[1]) Die in der Karte um Berlin in Abständen von je 100 km gezogenen Kreise geben einen Anhalt für die Entfernung, aus der die Steine herbeigeschafft sind. Die verschiedene Größe der Kreise, mit denen die einzelnen Gesteinsvorkommen dargestellt sind, bringen schätzungsweise die verschiedene Bedeutung der Steinbruchsgebiete für Berlin zum Ausdruck.

Jahrhunderts unbedingt an erster Stelle. Erst von dieser Zeit an, vereinzelt auch schon früher, treten die hellen schlesischen Sandsteine auf den Plan, um bald, vor allem nach der Gründung des Neuen Reiches das Feld fast vollständig zu beherrschen. Diese überwiegende Vorherrschaft dauerte bis über die Jahrhundertwende hinaus und wurde erst gebrochen durch das Auftreten der Kalksteine. Während dieser ganzen Zeit ist jedoch der sächsische Sandstein nie ganz verdrängt worden. Wenig später als die schlesischen Sandsteine, z. T. auch gleichzeitig mit ihnen, erscheinen in den 70 er und 80 er Jahren in mehreren Fällen die hellen Sandsteine von Obernkirchen, vom Nesselberg und vom Seeberg bei Gotha und der rote Sandstein von Nebra an der Unstrut, verschwinden dann aber wieder fast vollständig. Teils in dieselbe, teils in spätere Zeit fällt die Verwendung der roten Mainsandsteine und der Tuffsteine der Eifel. Den bis in den Anfang des zwanzigsten Jahrhunderts fast allein herrschenden Sandsteinen erstand um diese Zeit in dem fränkischen und in dem thüringischen Muschelkalk ein starker Konkurrent. Diese Kalksteine sind seitdem immer mehr in Aufnahme gekommen und haben das Material zu zahlreichen großen Bauten geliefert. Als letzter trat kurz vor dem Kriege der Kalktuff, sog. Travertin, auf. Die fast nur zu Sockelbauten verwandten Granite scheinen an keine bestimmte Zeit gebunden zu sein.

Fragen wir nach den Gründen, die diese Entwicklung bedingt haben, so ergeben sich sowohl verkehrstechnische und wirtschaftliche, wie künstlerische. Auch die verschiedene Haltbarkeit der Gesteine spielt eine große Rolle, wenn diese vielleicht auch nicht immer genügend berücksichtigt zu sein scheint. Schließlich hat auch die Mode einen nicht zu unterschätzenden Einfluß ausgeübt. Die Bevorzugung der sächsischen Sandsteine wegen der guten Transportverhältnisse wurde schon erwähnt. Die schlesischen Sandsteine verdanken ihren Siegeszug außer ihrer mäßigen Entfernung von Berlin ihrer größeren Haltbarkeit und der Möglichkeit der Gewinnung außerordentlich großer Werkstücke. Die Verwendung der roten Sandsteine dürfte auf das Bestreben zurückzuführen sein, in das eintönige Einerlei der hellen Sandsteine etwas Abwechslung zu bringen. Bei den rheinischen Tuffsteinen, die den hellen Sandsteinen in ihrer äußeren Erscheinung z. T. recht ähnlich sind, wurde der weite Transportweg durch ihr geringes Gewicht wieder ausgeglichen. Für den reichen architektonischen und skulpturellen Schmuck, wie ihn das Barock und die Renaissance verlangen, kamen nur Sandsteine in Frage. Erst für die moderne Architektur, die ihren Ausdruck in der Monumentalität und der aufstrebenden Linie unter Verzicht auf feineren Schmuck sucht, waren der löcherige Kalkstein und der Travertin zu gebrauchen.

Noch mehr als bei den Gesteinen erscheint es bei den Bauten zweckmäßig, sich auf die wichtigsten zu beschränken. Es würde weit über den Rahmen dieser Arbeit hinausgehen, wenn ich alle aus dem betreffenden Gestein errichteten Gebäude Berlins aufführen wollte. Die genannten Bauwerke sollen nur Beispiele sein; als solche kommen natürlich nur diejenigen in Frage, deren Außenarchitektur voll-

ständig aus natürlichen Gesteinen hergestellt ist. Die Zahl derjenigen Bauten, an denen nur einzelne Teile, Gesimse, Fenstereinrahmungen usw. aus natürlichem Gestein hergestellt sind, ist ganz unübersehbar. Da nun an zahlreichen Gebäuden verschiedene Gesteinsarten verwandt worden sind, sei es zu verschiedenen Stockwerken, sei es zu besonders hervortretenden Architekturteilen, sind die einzelnen Gebäude meist nur bei derjenigen Gesteinsart aufgeführt worden, aus der die Hauptmasse der Fassade hergestellt ist, jedoch, wenn irgend möglich, unter Hinweis darauf, woher das übrige Material stammt. Allerdings haben sich dabei Wiederholungen nicht immer vermeiden lassen. Da mit der Bezeichnung des Ursprungsortes eines Gesteins vielfach nur die ungefähre Lage des Bruches angegeben werden soll, ist nicht immer mit Sicherheit festzustellen, ob daß betreffende Gestein nun auch wirklich nur aus der einen Stufe stammt. Es liegt vielmehr häufig die Möglichkeit vor, daß unter derselben Bezeichnung Gesteine verschiedener geologischer Stufen gehen, wenn in der Nähe des betreffenden Ortes in verschiedenen Horizonten ähnliche Gesteine auftreten. In der folgenden Beschreibung der einzelnen Gesteine sind vor allem die geologischen Verhältnisse berücksichtigt worden. Eine genaue petrographische Untersuchung zusammen mit Herrn Prof. Dr. Finckh ist in Aussicht genommen.

Die bei den einzelnen Gesteinsarten angegebenen Bauten sind zum großen Teil aus den im Schriftenverzeichnis unter Nr. 7, 24, 26, 27, 28, 32, 34, 35, 38, 41, 47 und 53 angegebenen Werken zusammengestellt. Weitere Angaben verdanke ich der Preußischen Bau- und Finanzdirektion, ferner Herrn Metzing, Inhaber der Firma Zeidler & Wimmel, Herrn Schilling, Inhaber der Firma Carl Schilling, Herrn Architekt Renker von der Firma Philipp Holzmann-Frankfurt a. M. und Herrn Hesse, Inhaber der Firma Niggl & Hesse. Allen genannten Herren spreche ich auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aus. Vor allem aber bin ich Herrn Hesse für die vielen liebenswürdigen Hinweise auf Besonderheiten an Berliner Bauten zu großem Dank verpflichtet.

I. Sandsteine

1. Schlesische Sandsteine

Von allen an Berliner Bauten verwandten natürlichen Gesteinen stehen die schlesischen Sandsteine unstreitbar an erster Stelle. Wenn sie auch erst später hier erscheinen, so haben sie doch alle anderen bei weitem überflügelt, so daß sie an Menge und Häufigkeit wohl ebensoviel ausmachen dürften, wie alle übrigen Sandsteine zusammengenommen, wenn nicht wie alle übrigen natürlichen Gesteine überhaupt.

In den schlesischen Kreideablagerungen, die sämtlich der oberen Abteilung dieser Formation angehören, treten in fast allen Unterabteilungen Sandsteine auf, die bautechnisch verwertbar sind. Die in Berlin verwandten Kreidesandsteine Schlesiens entstammen zwei räumlich getrennten Gebieten, einmal dem Löwenberg-Bunzlauer und zwei-

tens dem zum niederschlesisch-böhmischen Becken gehörenden Kreidegebiet der Grafschaft Glatz, aus dem Heuscheuer Gebirge. Beide Bezirke dürften sich an Bedeutung wohl die Wage halten. Die aus ihnen stammenden Gesteine unterscheiden sich sowohl voneinander wie untereinander, sowohl hinsichtlich ihrer petrographischen, wie ihrer technischen Eigenschaften. Die Gesteine dieser beiden Bezirke sind sehr häufig an ein und demselben Bauwerk verwandt worden, und zwar werden dann vielfach die Sandsteine des Löwenberg-Bunzlauer Gebietes für die glatten Wandflächen genommen, während man die Säulen, Architravstücke usw. aus dem Heuscheuer Sandstein herstellt.

Löwenberg-Bunzlauer Gebiet

Das im Bober-Katzbachgebiet liegende Kreidegebiet von Löwenberg-Bunzlau besteht aus einer Reihe hercynisch gerichteter Mulden, die durch einzelne Staffelbrüche voneinander getrennt sind. Man unterscheidet die Löwenberger, die Goldberg-Hermsdorfer und die Hartmannsdorfer Mulde, die nach Nordwesten in die Bunzlauer Mulde übergehen. Durch ältere Schichten von diesen getrennt liegt im Süden die Lähner Mulde. Die Gliederung der Kreideschichten in diesen Mulden ist etwa folgende:

Untersenon	Feinkörnige Sandsteine mit Tonlagen und Kohlenflözchen (Überquader)
Emscher	Feinkörniger Sandstein (Oberer Quader)
	Mergelsandstein, örtlich mit Quadersandsteineinlagerungen (Neu Warthauer Schichten)
Turon	Quadersandstein (Mittlerer Quader)
Cenoman	Plänersandstein und -Mergel
	Quadersandstein (Unterer Quader)

Von diesen einzelnen Stufen liefern der Obere, der Mittlere und der Untere Quader brauchbare Sandsteine. In Berlin haben nur der Untere und der Obere Quader Verwendung gefunden.

Unterer Quader

Der Untere Quader, der die ältesten Schichten der schlesischen Kreideablagerungen bildet, liegt transgredierend auf verschiedenen Stufen der Trias. Er tritt an dem Außenrande der erwähnten Mulden auf, wo er vielfach in einem mehr oder weniger breiten Streifen ausstreicht, dabei häufig kleine Höhenzüge bildend, oder er erscheint in einzelnen Flecken inmitten der weiten Diluvialdecke; nur an wenigen Stellen besitzt er eine größere Oberflächenverbreitung. Seine Mächtigkeit beträgt im Durchschnitt etwa 30—40 m.

Der Untere Quader ist ein fester Quarzsandstein, der stellenweise auch konglomeratisch werden kann. Namentlich in dem nördlichen Teile des Gebietes kommen konglomeratische Lagen vor, während im

Süden die eigentlichen Sandsteine vorwiegen. Vereinzelt finden sich in ihnen helle Milchquarzgerölle. Das Korn der Sandsteine ist mittel bis grob; die einzelnen Sandkörner erreichen oft die Größe eines Hirsekornes. Das in der Regel spärliche Bindemittel ist meist tonig, doch kommen auch kieselige Partien vor. Die Farbe schwankt zwischen rein weiß, lichtgrau und geblichweiß oder auch gelblich. Durch Aufnahme von Buntsandsteinmaterial kommen auch rötliche Partien vor. Schichtung ist im frischen Gestein meist nicht zu erkennen, sie tritt erst mit der Verwitterung in Erscheinung. Die gesamte Gesteinsmasse ist von wagerechten oder schwach geneigten Ablösungsflächen durchsetzt, die einen Abstand von $^1/_2$—3 m voneinander haben. Senkrecht zu diesen horizontalen Ablösungsflächen setzen zwei sich mehr oder weniger rechtwinklig kreuzende Kluftsysteme hindurch, die zusammen mit den Ablösungsflächen das Gestein in größere und kleinere Quader — daher Quadersandstein — zerlegen. Die Druckfestigkeit von Proben aus der Gegend von Plagwitz schwankt im Mittel zwischen 350 und 620 kg/qcm. Der Sättigungskoeffizient beträgt für Löwenberger Material 0,6.

Die Hauptbruchgebiete des Cenomanquaders liegen bei Löwenberg, Plagwitz, Pilgramsdorf (hier wird auch Mittlerer Quader gewonnen) und in der Lähner Mulde.

Plagwitzer Sandstein ist an folgenden Bauten in Berlin verwandt worden: Landwirtschaftsministerium Front Königgrätzerstraße, Marstall (auch Oberer Quader von Rackwitz), Paul-Gerhard-Kirche Schöneberg, Kirche am Lützow Charlottenburg, Staatliche Kunstschule Grunewaldstraße.

Oberer Quader

Der wichtigste Sandstein des Löwenberg-Bunzlauer Kreidegebietes ist der Obere Quader, der die obere Abteilung des Emscher bildet. Er wird unterlagert von den Neu-Warthauer Schichten, die aus tonigen Mergelsandsteinen mit vereinzelten Einlagerungen von Quadersandsteinen bestehen. Der Obere Quader ist auf die Groß-Hartmannsdorfer und die Bunzlauer Mulde beschränkt, wo er auf der Innenseite der Muldenränder auftritt, etwa in den Linien Naumburg—Wenig-Rackwitz—Sirgwitz—Gehnsdorf—Deutmannsdorf—Hockenau am Südrande und Bunzlau—Neu-Warthau—Giersdorf im Norden. Der Kern dieser Mulden wird aus Überquader gebildet, der aus technisch nicht verwertbaren Sandsteinen mit Tonlagen und Kohlenflözchen besteht.

Infolge seiner größeren Mächtigkeit, die über 80 m beträgt, und infolge seiner im allgemeinen flacheren Lagerung hat der Obere Quader eine erheblich größere Oberflächenverbreitung als der Untere Quader. Doch ist er ebenso wie dieser vielfach von diluvialen Schichten verdeckt. Durch seine größere Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung tritt er im Gelände vielfach in deutlich ausgeprägten Höhenzügen hervor. Seine Bankung, die mit der Schichtung zusammenfällt, und die Quaderung sind der des Unteren Quaders ähnlich. Doch zeichnet sich der Obere Quader durch besondere Größe der Quader

aus, die die Gewinnung sehr großer Werkstücke gestatten. So sind z. B. die Figuren auf den Ecktürmen des Reichstagsgebäudes aus je einem Block Alt-Warthauer, bezw. Rackwitzer Sandsteins hergestellt, von denen der größte, der für die »Staatskunst«, 23,4 cbm enthielt.

Der Obere Quader ist ein Sandstein von außerordentlich großer Gleichmäßigkeit. Er ist erheblich feiner als die übrigen Quadersandsteine dieses Gebietes. Die Größe der Quarzkörner geht selten über 1 mm hinaus. Gröbere Lagen, sowie Gerölle, treten recht selten auf. Diese Eigenschaften machen ihn für die feinsten Bildhauerarbeiten geeignet. Das tonige Bindemittel ist spärlich. Häufig tritt Kaolin in den Poren auf. Ziemlich unregelmäßig verteilt treten Sandlöcher auf, d. h. nicht verfestigte Sandpartien, die unter Umständen den Wert des Materials nicht unerheblich herabzusetzen vermögen. Derartige Sandlöcher sind z. B. an den Säulen an der Westfront des Reichstagsgebäudes zu beobachten.

Die oberen Lagen des Emscher Quaders sind vorwiegend weiß bis gelblichweiß gefärbt, nur lokal treten hier einige gelb gefärbte Bänke auf, während in den tieferen Lagen gelbe bis gelbbraune Farben vorherrschen, die nur vereinzelt durch weiße Partien unterbrochen werden.

Der Obere Quader ist ein ziemlich festes Gestein, das den bautechnischen Anforderungen durchaus gerecht wird. Seine Druckfestigkeit beträgt im Mittel 500—600 kg/qcm, geht aber in einigen Lagen auch erheblich darunter. Der Sättigungskoeffizient von 0,58 für Alt-Warthauer und 0,55 für Hockenauer Sandstein lassen sie als durchaus frostbeständig erscheinen. Überhaupt hat sich der schlesische Obere Quader hinsichtlich seiner Wetterbeständigkeit recht gut bewährt, wie zahlreiche ältere Gebäude Schlesiens beweisen. Doch kommen auch schlechtere Lagen vor, die unter Umständen schon nach sehr kurzer Zeit starke Verwitterungsschäden zeigen, wie z. B. an dem Gebäude des Preußischen Staatsministeriums Wilhelmstraße 63/64.

Wie viele helle Sandsteine verliert der weiße Obere Quader in der rauchigen Luft der Großstädte ziemlich schnell seine weiße Farbe und wird grau, besonders an der Schlagseite der Gebäude; es sei nur auf die Westseite des Reichstagsgebäudes hingewiesen.

Die Hauptgewinnungspunkte des Oberen Quaders liegen bei Alt-Warthau (besser bei Neu-Warthau), Wenig-Rackwitz, Sirgwitz, Deutmannsdorf und Hockenau. Die bedeutendsten dieser Brüche sind die von Warthau, wo sich Bruch an Bruch reiht. Die tiefliegenden Brüche haben Wände von über 10 m Höhe. Die Farbe des Gesteins ist vorzugsweise weiß und gelb. Die bei Rackwitz gewonnenen Gesteine sind denen von Alt-Warthau sehr ähnlich. In ihnen kommen Lagen mit gelblichen, flammigen Adern vor. Bei Hockenau ist der Obere Quader z. T. etwas grobkörniger. Die Farbe ist hier vorwiegend gelblich.

Der schlesische Obere Quadersandstein ist an folgenden Bauten verwandt worden:

Alt-Warthau und Rackwitz (zusammen): Haupt- und Ostfront des Reichstagsgebäudes, Abgeordnetenhaus (auch Mittelquader

von Cotta und Sandstein von Bayerfeld, Vorbau Oberer Quader von Kudowa), Ministerium der öffentlichen Arbeiten Leipziger Straße, Dienstgebäude des Preußischen Staatsministeriums Wilhelmstraße 63, Zivilkabinett, Seehandlung, Preußische Zentralgenossenschaftskasse, Turmbau des Kriminalgerichts in Moabit, Wandflächen des Doms (siehe auch bei Mittlerer Quader von Wünschelburg und Oberer Quader von Friedersdorf), obere Stockwerke der Hauptfront des Museums für Völkerkunde, Kaiser-Friedrich-Museum (Rundbau auch Mittlerer Quader von Wünschelburg und Oberer Quader von Friedersdorf), Dresdner Bank Französische und Markgrafen-Straße, Romanisches Haus Auguste-Viktoria-Platz, Café Vaterland, Torhäuser am Halleschen Tor, Elefantentor am Zoologischen Garten, Herkulesbrunnen, Säulenhalle an der Nationalgallerie (auch Elbsandstein).

Alt-Warthau: Reichsschatzamt Wilhelmstraße, Kaiserin-Friedrich-Haus (Sockel Muschelkalk von Kirchheim), Reichsversicherungsamt (Erdgeschoß und Pilaster des Obergeschosses Oberer Quader von Friedersdorf), Kammergericht, Amtsgericht Charlottenburg, Evangelische Garnisonkirche Kaiser-Friedrich-Platz, erstes Stock der Technischen Hochschule Charlottenburg (gelb), Giebelfeld und Seitenfronten des Kunstgewerbemuseums (Architekturteile auch Sandstein vom Seeberg und Oberer Quader von Rackwitz), Postmuseum (Säulen, Architravstücke und Hauptgesims Oberer Quader von Kudowa und Friedersdorf), Kur- und Neumärkische Ritterschaftliche Darlehnskasse, Erweiterungsbau der Direktion der Diskontogesellschaft Unter den Linden, Deutsche Bank (Sockel, Säulen und Pilaster Oberer Quader von Friedersdorf, Eckportal und Nischenfiguren Mittlerer Quader von Wünschelburg), Kommerz- und Privatbank (Sockel Oberer Quader von Friedersdorf), Belle-Alliance-Brücke, Luther-Brücke.

Rackwitz: Ministerium der öffentlichen Arbeiten Voßstraße, Reichsbank Front Hausvogteiplatz, Langfronten des Kriminalgerichtes in Moabit, Geschäftshaus der Internationalen Schlafwagengesellschaft Unter den Linden, Roßstraßenbrücke.

Hockenau: Land- und Amtsgericht Neue Friedrichstraße, Südfassade des Doms, Heiliggeistkirche, Vossische Zeitung.

Deutmannsdorf: Amtsgericht Schöneberg, Virchow-Krankenhaus, Heiliggeistkirche, Warenhaus Wertheim Front Grunerstraße (auch gelber Mittelquader von Rottwerndorf i. Sa.), Warenhaus Tietz Klosterstraße, Geschäftshaus der Württembergischen Metallwarenfabrik Leipziger Straße.

Hier mögen auch einige Bauten angeführt werden, die aus »Schlesischem Sandstein« errichtet sind, dessen genaue Herkunft aber nicht festzustellen war. Es ist jedoch anzunehmen, daß diese Sandsteine aus einem dieser Brüche stammen: Eosander-Portal des Schlosses, Schauspielhaus (auch Elbsandstein), Kreuzbergdenkmal (auch Elbsandstein).

Heuscheuer Gebirge

Von den in der Grafschaft Glatz liegenden Kreideablagerungen haben die zum Heuscheuer Gebirge gehörigen Teile die in Berlin verwandten Gesteine geliefert. Die hier im allgemeinen flach liegenden Kreideschichten sind von mehreren streichenden Verwerfungen durchsetzt. Die Gliederung ist nach SCUPIN (51) folgende:

Emscher		Heuscheuer Quader
Turon	*Cuvieri*-Zone *Scaphiten*-Zone	Tone und Pläner von Karlsberg
	Lamarcki-Zone *Labiatus*-Zone	Plänerkalk Quader der Wünschelburger Lehne Plänerkalk
Cenoman	Zone des *Actinocamax plenus*	Grenzquader und Plänersandstein
	Älteres Cenoman	Unterquader von Albendorf

Von den einzelnen Quaderstufen, die sämtlich bautechnisch verwertbare Sandsteine liefern, sind nur der Turonquader, auch Mittlerer Quader genannt, und der Heuscheuer Quader, der dem Alter nach dem Oberen Quader des Löwenberg-Bunzlauer Gebietes entspricht, an Berliner Bauten verwandt worden. Da jedoch die geologische Spezialbearbeitung dieses Gebietes noch nicht durchgeführt ist, ist es wohl möglich, daß die Schichtenfolge noch eine andere Deutung erfährt und vor allem, daß einzelne Sandsteinpartien anderen Stufen zuzurechnen sind.

Mittlerer Quader

Die zum Mittleren Quader zu stellenden Sandsteinvorkommen treten räumlich getrennt voneinander auf. Zum Teil ist dies durch Schichtenverschiebungen zu erklären, zum Teil aber auch auf den im Turon hier häufig zu beobachtenden und sich auf kurze Entfernung vollziehenden Facieswechsel zurückzuführen. So tritt der Mittlere Quader am Nordostrande des Gebirges in einem mehr oder weniger zusammenhängenden Zuge von großer Mächtigkeit auf, während er auf der Südseite fehlt und durch Plänerbildungen vertreten wird. Dieser nördliche Zug turoner Quader, dem die wildromantischen Felsenstädte von Adersbach und Weckelsbach angehören, setzt sich nach Südosten in der Wünschelburger Lehne fort, wo er den steilen Nordabfall des Gebirges bildet. Südlich des Gebirges tritt der Turonquader erst wieder in der Gegend von Goldbach-Utschendorf zutage. Die Mächtigkeit dieser Stufe beträgt an der Wünschelberger Lehne 60—80 m. Die Quadersandsteine sind von zahlreichen, meist senkrecht stehenden Klüften, die tief hinabreichen, durchsetzt. Die vorherrschenden Richtungen sind N 30—35 O und N 40—45 W, verlaufen also fast recht-

winklig zueinander. Der Abstand der Klüfte voneinander ist verschieden. In Verbindung mit der Bankung — die Bänke erreichen Stärken bis zu 5 m — haben diese Klüfte die Auflösung in die »Quader« veranlaßt. Diese grobe Quaderung ermöglicht die Gewinnung sehr großer Werkstücke. So sind z. B. für die Prometheusfigur an der Hochschule für bildende Künste in der Hardenbergstraße ein Wünschelburger Block von 15 cbm und für die Orpheusgruppe an der Hochschule für Musik ein solcher von 19 cbm von Albendorf verwandt worden.

Der Mittlere Quader ist ein Quarzsandstein von wechselnder Korngröße. Diese ist namentlich zwischen den einzelnen Lagen verschieden; so treten in den Brüchen an der Wünschelburger Lehne zuunterst feiner gelber Sandstein auf, auf die 30 m etwas gröberer Sandstein folgen, die wieder von 5 m weißen, sehr feinen Sandsteinen überlagert werden. Zuoberst folgen dann wieder gröbere Lagen. Die Schichtung ist sowohl durch einen Wechsel der Korngröße der einzelnen Lagen, wie durch parallele Lagen des Bindemittels erkennbar. Im großen und ganzen ist das Gestein als mittel- bis kleinkörnig zu bezeichnen. Vereinzelt kommen auch konglomeratische Lagen vor. Das Bindemittel ist im allgemeinen spärlich, so daß zwischen den einzelnen Sandkörnern vielfach deutliche Poren zu erkennen sind. Die teils eckigen, teils runden Quarzkörner sind meist durch ein schwaches kieseliges Kontaktzement miteinander verwachsen. Daneben kommen auch Lagen mit tonigem Bindemittel vor, die natürlich eine geringere Festigkeit haben als die mit kieseligem Bindemittel. Im Bindemittel treten ziemlich reichlich Feldspatkörner auf, die zum Teil noch frisch sind, zum Teil aber auch zu toniger oder glimmeriger Substanz zersetzt sind. Sehr häufig finden sich Steinkerne von Fossilien, vor allem *Exogyra columba,* die meist von einem Hohlraum, der von der aufgelösten Kalkschale herrührt, umgeben sind. Derartig entstandene Löcher in den Werksteinen sind z. B. am Reichsarbeitsministerium zu beobachten. Sandlöcher sind selten. Die Farbe des Mittleren Quaders ist vorwiegend gelblich bis gelbbraun oder graugelb. Doch kommen auch weißliche Lagen vor. Dieser Wechsel in den Farbtönen ist auf Schwankungen im Eisenoxydgehalt zurückzuführen. Die Druckfestigkeit der einzelnen Lagen ist verschieden, sie schwankt zwischen 650 und 800 kg/qcm. Die Wetterbeständigkeit des Turonquaders ist recht gut, wie verschiedene alte schlesische Bauten zeigen. Der Sättigungskoeffizient beträgt 0,46—0,56; danach ist das Gestein als durchaus frostbeständig zu bezeichnen. Jedoch müssen die Steine vor Eintritt des Frostes die Bruchfeuchtigkeit verloren haben; deshalb werden die im Herbst gewonnenen Blöcke eingedeckt (43).

Die Hauptgewinnungspunkte des Mittleren Quaders sind die Wünschelburger Lehne und die sich südöstlich anschließenden Berge westlich von Albendorf. Weiter wird er im Goldbachtale und bei Rückers ausgebeutet. An der Wünschelburger Lehne treten bis 30 m brauchbare Lagen auf. Die unteren 12 Meter sind feinkörniger und zu Bildhauerarbeiten geeignet, während die oberen 18 Meter, die etwas grö-

ber sind, mehr zu Werksteinen Verwendung finden. Die feinkörnigen Lagen werden mit der Diamantsäge geschnitten, während man zu den gröberen Stahlsand nimmt.

Der Mittlere Quader des Heuscheuer Gebirges ist an folgenden Gebäuden verwandt worden: Wünschelburg: Wohnhaus des Reichstagspräsidenten, Sockel- und Erdgeschoß des Herrenhauses, Portal des Kultusministeriums Wilhelmstraße, Reichsarbeitsministerium (auch Albendorf), Rathaus Charlottenburg, Badeanstalt Bärwalderstraße, Neues Patentamt, Mittelbau des Landgerichts I, Sockel der Nordfront, Attika, Turmbau und Apostelfiguren am Dom (letztere z. T. auch Oberer Quader von Friedersdorf), Sockelfiguren vor den Hochschulen für bildende Künste und Musik, Akademie der Wissenschaften und Staatsbibliothek, Handelsgesellschaft Behrenstraße, Ingenieurhaus Fritz-Ebert-Straße, Figuren am Bismarckdenkmal.

Heuscheuer Quader

Der Heuscheuer Quader, auch Oberer Quader genannt, gehört der jüngsten Stufe der Kreideablagerungen dieses Gebietes, dem Emscher, an. Aus ihm sind auf dem Kamme die Kleine und die Große Heuscheuer und der Spiegelberg aufgebaut, der sich nach Südosten in der Friedrichsgrunder Lehne fortsetzt. Der Heuschener Quader wird von den Tonen und Plänern von Karlsberg unterlagert. Seine Mächtigkeit beträgt fast 100 m. Die dickbankige Absonderung sowohl wie die Durchsetzung von verschiedenen Kluftsystemen ist ähnlich wie beim Mittleren Quader. Doch kommen hier erheblich mächtigere Bänke in größerer Zahl vor, so daß die Gewinnung sehr großer Werkstücke keine Schwierigkeit macht. So haben die Architravstücke am Dom, die von Friedersdorf stammen, folgende Abmessungen: 7,10×1,20×1,20 m. Für die Säulen des Domes wurden Blöcke von 1,60 m Durchmesser und 1,80 m Länge bezw. 1,10 m Durchmesser und 2,90 m Länge verwandt.

Der Heuscheuer Sandstein ist gleichfalls ein Quarzsandstein. Er unterscheidet sich von dem Mittleren Quader durch ein dichtes kieseliges Bindemittel und einen sehr viel geringeren Gehalt an Feldspatkörnern, die fast ganz fehlen. Das kieselige, etwas eisenschüssige Bindemittel erfüllt den Zwischenraum zwischen den rundlichen Quarzkörnern fast vollständig, so daß nur ganz winzige Poren auftreten. Man kann manche Lagen des Oberen Quaders nahezu als Kieselsandstein bezeichnen. Dieser hohe Kieselsäure-Gehalt erhöht die Festigkeit des Heuscheuer Quaders bedeutend, erschwert aber andererseits die Bearbeitung sehr. Die rundlichen Quarzkörner sind von mittlerer Größe, doch kommen auch gröbere Lagen vor. Die Schichtung ist weniger durch wechselnde Korngröße, als vielmehr durch parallele Lagen der Bindemittelsubstanz angedeutet. Im großen erscheint sie durch die Bankung. Besonders hervorzuheben ist noch das durchaus nicht sehr seltene Auftreten von Sandlöchern, die stellenweise eine recht beträchtliche Größe erreichen, bis zu 1,2 m im Durchmesser. Dadurch werden manche Blöcke sehr stark in ihrem Wert beein-

trächtigt. Obst (43) hält diese Sandlöcher für Verwitterungserscheinungen; da sie jedoch ganz von unverwittertem Fels umgeben werden, ist vielmehr anzunehmen, daß es sich um ursprünglich nicht verfestigte Sandpartien handelt. Der Heuscheuer Quader ist als ein durchaus wetterbeständiges Gestein zu bezeichnen; seine hohe Druckfestigkeit von über 1000 kg/qcm macht ihn besonders zu den Architekturteilen geeignet, die einer hohen Belastung ausgesetzt sind, wie Säulen, Sockeln usw. Er ist wohl der beste der schlesischen Kreidesandsteine.

Der Heuscheuer Quader wird hauptsächlich bei Kudowa und bei Friedersdorf gewonnen. Während früher auch vielfach die abgestürzten großen Blöcke genommen wurden, geht der Steinbruchsbetrieb jetzt nur noch oben an der Höhe in gewaltigen Brüchen um. Vielfach bringt man die 20 und mehr Meter hohen Felsen durch Unterhöhlung zum Absturz und spaltet die Blöcke dann weiter durch Keiltreiben.

Der Heuscheuer Quader ist an folgenden Bauten verwandt worden:

Kudowa: Kuppeltambour des Reichstagsgebäudes, (auch Friedersdorf) Säulen im 1. und 2. Stock des Herrenhauses, Mittelbau der Technischen Hochschule in Charlottenburg, Kurfürstenbrücke, Herkulesbrücke, Friedrichsbrücke, Adalbertbrücke.

Friedersdorf: Hauptgesims des Reichstagsgebäudes, Erdgeschoß und große Pilaster des Reichsversicherungsamtes, Kellergeschoß, exponierte Teile der Hauptfront, Pilaster, Säulen, Architrave (diese auch Mittlerer Quader von Wünschelburg) des Doms, Säulen des Postmuseums, Erweiterungsbau der Deutschen Bank (Mauerstraße und Bogenbrücke), Erweiterungsbau der Berliner Handelsgesellschaft Charlotten- und Französische Straße, Bankhaus Bleichröder Unter den Linden, Verwaltungsgebäude Siemens & Halske Nonnendamm (auch Leuzitbasaltlava der Eifel), Säulen am Kaiser-Wilhelm-Denkmal.

2. Sächsische Sandsteine

Den schlesischen Sandsteinen stehen die sächsischen, sowohl hinsichtlich der Menge wie der Häufigkeit ihrer Verwendung nur wenig nach. Freilich liegt ihre Hauptverwendungszeit schon recht weit zurück, doch sind sie immer wieder benutzt worden, so daß die Zahl der aus ihnen errichteten Gebäude recht groß ist.

Von den sächsischen Sandsteinbezirken kommt nur das Elbsandsteingebirge in Frage, das das wichtigste Sandsteingebiet Sachsens ist. Es besteht in seinem deutschen Anteil zum größten Teil aus Schichten des Turons. Die einzelnen Stufen des Turons werden im Bereich des Gebirges in der Hauptsache von Sandsteinen gebildet, denen gegenüber die mergelig-tonigen Schichten sehr stark zurücktreten und stellenweise auch wohl ganz fehlen. Das nordwestliche Ende des Elbsandsteingebirges fällt mit dem Übergange der sandigen Ausbildung des Turons in die kalkigtonige zusammen. Dieser Übergang, der sich in verhältnismäßig schmalem Raume in der Gegend von Pirna vollzieht, besteht teils in einem Auskeilen der Sandsteinhorizonte, teils in dem nach Norden immer mehr zunehmenden Kalk-

gehalt des Bindemittels der Sandsteine. Die Gliederung der sandigen Facies des Turons in der Gegend von Pirna ist etwa folgende:

Stufe des *Inoceramus Cuvieri*	Oberster Quadersandstein (Überquader, etwa 50 m)
Stufe der *Scaphiten*	Mergel und Tone von Zatzschke (etwa 5 m)
Stufe des *Inoceramus Lamarcki*	Quadersandstein (Oberquader, bis 80 m)
	Mergel von Krietzschwitz und Pirna (über 10 m)
	Oberer glaukonitischer Sandstein (bis 10 m)
	Lamarcki-Pläner (Oberpläner bis 30 m)
	Unterer glaukonitischer Sandstein (bis 35 m)
	Mergel von Cotta, Zehista (bis 10 m)
Stufe des *Inoceramus labiatus*	Sandstein (Mittelquader, bis 50 m)
	Mergel des Lohmgrundes (nur lokal, bis über 5 m)

Weiter nach Südosten im Gebirge verschiebt sich das Profil der Stufe des *Inoceramus Lamarcki* noch etwas zugunsten der Sandsteine.

Von den einzelnen Gliedern dieser Schichtenfolge liefern alle drei Quaderstufen, der Über-, Ober- und Mittel-Quader[1]), gute Bausandsteine, die sämtlich an Berliner Bauten verwandt sind.

Mittelquader

Wohl am bekanntesten von allen sächsichen Sandsteinen ist der unter dem Namen »Cottaer Sandstein« weit verbreitete Mittelquader. Er tritt sowohl im Elbtal, wie in zahlreichen Nebentälern auf, wo er vielfach steile Wände bildet. Sein Hauptverbreitungsgebiet liegt jedoch im westlichen Teile des Gebirges, in dem er sich in einem breiten Streifen bis zur sächsisch-böhmischen Grenze hinzieht. In der Gegend südlich von Pirna findet er mit dem Übergange der sandigen Facies des Turons in die tonig-mergelige sein nördliches Ende. Seine Mächtigkeit schwankt im allgemeinen zwischen 50 und 80 m. Die Lagerungsverhältnisse sind, wie im Elbsandsteingebirge überhaupt, sehr einfach. Meistens liegen die Schichten flach, nur hier und da beobachtet man Neigungen von wenigen Graden.

Der Mittelquader ist ein Quarzsandstein, dessen Ausbildung sowohl hinsichtlich der Korngröße wie der Farbe und des Bindemittels ziemlich großen Schwankungen unterworfen ist. Die Korngröße ist weniger in vertikaler Richtung als vielmehr in horizontaler Richtung verschieden. Während im Süden mehr mittelkörnige Sandsteine vor-

[1]) Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß diese Quaderstufen mit den schlesischen nicht übereinstimmen.

herrschen und feinkörnige mehr zurücktreten, finden wir im Norden fast ausschließlich feinkörnige. Unter den Farben herrschen die weißlichen, grauweißen und gelblichgrauen Töne vor. Gelbbraune und vereinzelt dunkelbraune, die fast nur im Süden vorkommen, spielen eine untergeordnete Rolle. Das Bindemittel ist teils tonig, teils schwach kieselig und stellenweise auch kalkig.

Der Mittelquader wird vor allem im Gottleubatal, bei Groß-Cotta, Rottwerndorf und Neundorf und im Lohmgrund südlich Pirna und bei Langhennersdorf, Berggießhübel und im Krippenbachtal gewonnen. Das in Berlin verwandte Material stammt wohl ausschließlich aus dem Cottaer Revier, dem bedeutendsten dieser Stufe, dem die fünf zuerst genannten Gewinnungspunkte angehören. Das hier gewonnene Material zeichnet sich vor allem durch Feinheit und Gleichmäßigkeit des Korns aus. Die stumpfeckigen Quarzkörner haben eine Größe von 0,1—0,22 mm, selten von 0,3 mm. Außer Quarzkörnern finden sich winzige Glimmerschüppchen, kleine Körnchen zersetzten Feldspats und kohlige Substanz. Diese Kohlepartikelchen treten in zarten, feinen Linien auf und rufen eine gewisse »Marmorisierung« des Sandsteins hervor. Innerhalb der einzelnen Bänke ist die Korngröße meistens gleich, wenn auch Unterschiede durchaus nicht fehlen. Die Farbe ist grauweiß, z. T. auch fast rein weiß oder gelblich weiß. Das Bindemittel ist teils tonig, teils schwach kieselig, stellenweise auch schwach kalkig. Ein kalkiges Bindemittel findet sich im Labiatusquader nur in dem Übergangsgebiet der sandigen Facies in die tonig-mergelige. Dieser Übergang vollzieht sich in der Art, daß sich in den Sandsteinen zunächst ein schwaches, dann nach Norden immer mehr zunehmendes kalkiges Bindemittel einstellt, bis schließlich die tonig mergeligen Bestandteile die sandigen immer mehr an Masse übertreffen und endlich ganz ersetzen. Diesen Umständen ist es zuzuschreiben, daß in dem Cottaer Revier, das an der Südgrenze dieser Übergangszone liegt, Sandsteine mit kalkigem Bindemittel vorkommen. Durch diesen Kalkgehalt des Bindemittels ist meines Erachtens die geringe Haltbarkeit mancher Cottaer Sandsteine bedingt, die dieses sonst durchaus brauchbare Gestein zeitweise geradezu in Mißkredit gebracht hat. Bei dem geringen Gehalt des Bindemittels an kohlensaurem Kalke bedarf es nur kleiner Mengen kohlensäurehaltigen Wassers, wie es in den atmosphärischen Niederschlägen, namentlich in den Städten, stets vorhanden ist, um das Bindemittel aufzulösen und damit den Zusammenhalt der Sandkörner zu zerstören. Infolgedessen spielt sich dieser Prozeß in recht kurzer Zeit ab.

Diesem Umstande dürften auch die Verwitterungserscheinungen an älteren Berliner Bauten aus sächsischen Sandsteinen verschiedener Herkunft, deren genauer Ursprungsort aber nicht immer mehr festzustellen ist, zuzuschreiben sein, wie z. B. am Brandenburger Tor und an den Gensdarmentürmen, die aus Mittelquader und Oberquader von Postelwitz errichtet sind (s. S. 133). Da jedoch der Kalkgehalt meist auf bestimmte Lagen und Zonen beschränkt ist, die sich, wenn auch nicht immer, leicht feststellen lassen, ist die Möglichkeit gegeben, sie

von der Verwendung auszuschließen. Daß aber auch durchaus gutes und wetterbeständiges Gestein in Cotta gewonnen wird, zeigt u. a. die Hochschule für bildende Künste in der Hardenbergstraße. Eine weitere Beeinträchtigung erfährt der Cottaer Sandstein durch die in ihm auftretenden sog. Sandlöcher, die teils unregelmäßig verteilt, meist jedoch auf bestimmte Lagen beschränkt sind. Die Druckfestigkeit des Mittelquaders beträgt für Proben aus Neundorf bei Pirna etwa 300 kg/qcm; sie schwankt zwischen 264 und 364 kg/qcm; der Sättigungskoeffizient ist mit 0,612—0,655 gering.

Die Gewinnung der Sandsteine wird durch Absonderung in Bänke von wechselnder Stärke und durch ein System von Klüften, sog. Losen sehr erleichtert. Diese Klüfte, die meist fast vollständig senkrecht stehen, streichen in der Regel in den beiden Hauptrichtungen N 20 O und N 60—80 W. Dieser Zerteilung in mehr oder weniger rechtwinklig begrenzte Blöcke, Quader genannt, wie sie in sämtlichen Quaderstufen auftritt, verdanken die Quadersandsteine ihren Namen. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke schwankt zwischen $^1/_2$ und 3 Metern.

Der Steinbruchsbetrieb erfolgt entweder durch »Hohlmachen«, d. h. durch Ausschrämen einer weichen Schicht im Liegenden des Werksteins, der dann in ganzer Mächtigkeit herabstürzt, oder aber durch Absprengen der einzelnen Quader. Die bauwürdigen Bänke haben eine Mächtigkeit von 10—20 m. In den oberen Teilen, der sog. Harten Bank, werden die Bausteine gewonnen, während der eigentliche Bildhauersandstein weiter unten liegt.

Cottaer Sandstein ist an folgenden Bauten verwandt worden: Amerikanische Kirche Motzstraße, Hochschule für bildende Künste (außer dem Sockel und den figürlichen Giebelreliefs), Obergeschoß des Gebäudes für Technische Chemie der Technischen Hochschule Charlottenburg, Pergamonmuseum, Warenhaus Tietz Krausenstraße; Rottwerndorf gelb: Französische Kirche, Bürohaus Universitätsstraße, Geschäftshaus Mankiewicz Matthäikirchstraße; weiß: Lettehaus Victoria-Luise-Platz.

Oberquader

Eine erheblich größere Verbreitung als der Mittelquader hat der Oberquader, der die oberste Abteilung der Stufe des *Inoceramus Lamarcki* bildet. Er setzt die Hauptmasse des Elbsandsteingebirges zusammen und wird auch wohl als Hauptsandstein bezeichnet. Aus ihm bestehen die senkrechten Wände und die steil aufragenden Felsen der Sächsischen Schweiz, wie der Königstein, der Lilienstein, die Bastei, das Prebisch-Tor und viele andere. Die Mächtigkeit des *Lamarcki*-Quaders ist meist recht groß und geht selten unter 80 m herunter, steigt aber stellenweise bis 160 m. Meist ist er in regelmäßigen Bänken von wechselnder Stärke geschichtet. Die einzelnen Bänke unterscheiden sich meist durch Farbe und Korngröße voneinander. Zwischen den Sandsteinbänken treten vereinzelt dünne Lagen sandigen Tones auf. Die Schichtung ist meist deutlich ausgeprägt und verrät sich

durch verschiedene Korngröße und Färbung. Diagonalschichtung ist selten.

Der Oberquader ist gleichfalls ein Quarzsandstein, der sich von dem Mittelquader sowohl durch sein gröberes Korn, wie durch seine mehr gelbliche Farbe unterscheidet, wenn auch in ihm einzelne Lagen vorkommen, die dem Cottaer Sandstein recht ähnlich sind. Jedoch ist der Oberquader immer noch als ein feinkörniger Sandstein zu bezeichnen, abgesehen natürlich von einigen gröberen, stellenweise auch wohl konglomeratischen Lagen. Überhaupt zeichnet sich der *Lamarcki*-Quader durch eine recht verschiedene Ausbildung aus, wie es bei dem großen Verbreitungsgebiet ja auch nicht anders zu erwarten ist. Die Quarzkörner, deren durchschnittliche Stärke etwa 0,25—0,5 mm beträgt, und unter denen sich öfter solche von rötlicher Farbe befinden, sind durch ein spärliches toniges, mehr oder weniger silifiziertes Bindemittel miteinander verkittet. Mitunter ist das Bindemittel auch schwach eisenschüssig. Die Farbe schwankt in weiten Grenzen, doch herrschen gelblichgraue und hell gelblichbraune Töne vor; auch weißliche Sandsteine fehlen nicht. Von dem Eisengehalt des Bindemittels rühren wohl die stellenweise auftretenden bräunlichen Streifen und unregelmäßigen Flecke her. Die Festigkeit ist verschieden, übertrifft aber diejenige des Mittelquaders in der Regel beträchtlich. Sie wird für Proben von Postelwitz im Mittel auf 221—289 kg/qcm, für solche von Oberkirchleithen bei Königstein auf 897 kg/qcm angegeben. Sein Sättigungskoeffizient von 0,68 läßt ihn als ein durchaus frostbeständiges Gestein erscheinen. Seine Wetterbeständigkeit ist im allgemeinen als gut zu bezeichnen, wie sich aus dem Erhaltungszustande vieler alter Bauten ergibt. Auch an Berliner Bauten hat er sich recht gut bewährt. Wie weit die an diesen Bauten zu beobachtenden Verwitterungserscheinungen auf sein Konto oder auf dasjenige des Cottaer Sandsteines zu setzen sind, läßt sich nicht feststellen (vergl. S. 130).

Infolge seiner weiten Verbreitung wird der Oberquader an zahlreichen Stellen des Elbsandsteingebirges gewonnen. Die meisten und bedeutendsten Gewinnungspunkte liegen im Elbtal, wo allerdings der Bruchbetrieb durch die Heimatschutzbewegung eine gewisse Einschränkung, stellenweise sogar eine Einstellung erfahren hat. Es seien genannt: Posta, Wehlen, Königstein, Schandau, Postelwitz und Schöna im Elbtal und der Liebethaler Grund nördlich von Pirna. Die Bevorzugung des Elbtales hat natürlich seinen Grund in der Nähe der guten Wasserstraße der Elbe. Wie beim Mittelquader wird die Gewinnung durch zwei Kluftsysteme erleichtert, die im allgemeinen NNO bezw. WNW streichen, also etwa senkrecht aufeinander stehen.

Das in diesen Brüchen gewonnene Material weist mancherlei Unterschiede in Farbe, Korngröße und Güte auf. Namentlich zeichnen sich verschiedene Bänke durch besondere Eigenschaften aus. So treten in den Postelwitzer Brüchen neben grobkörnigen Bausandsteinen auch feinere Bildhauersandsteine in einem 4—5 m mächtigen Horizonte, der sog. »Guten Ader« auf. In den Brüchen von Kirchleithen findet sich vorzugsweise feinkörniges, grauweißes Gestein.

An folgenden Gebäuden ist Oberquader verwandt worden:

Postelwitz: Verwaltungsgebäude am Kupfergraben (Obergeschoß), Hauptfront des Land- und Amtsgerichts II, Obergeschoß der Technischen Hochschule Charlottenburg (auch Oberer Quader von Alt-Warthau und Rackwitz), Untergeschoß des Gebäudes für Technische Chemie, Möckernbrücke, Spittelkolonnaden, Mohrenkolonnaden (diese beiden auch Sandstein von Magdeburg).

Posta: Erdgeschoß des Chemiegebäudes der Technischen Hochschule Charlottenburg.

Hier mögen die Gebäude genannt werden, die aus sächsischem Sandstein ohne nähere Herkunftsangabe errichtet sind; es dürfte sich vermutlich um Postelwitzer, Postaer und Cottaer Sandstein handeln. An den älteren ist z. T. auch Sandstein von Ummendorf und Seehausen verwandt worden (s. S. 136). Hauptwache, Schloß, Palais Wilhelms I., Prinz-Albrecht-Palais, Deutscher und Französischer Dom, St. Hedwigskirche, Altes Museum, Schauspielhaus (auch schlesische Sandsteine), Opernhaus, Hotel Westminster Unter den Linden, Brandenburger Tor, Königskolonnaden (auch Sandstein von Seehausen, Ergänzungen schlesische Sandsteine), Säulenhalle an der Nationalgalerie (auch Oberer Quader von Alt-Warthau und Rackwitz), Kreuzbergdenkmal (auch schlesische Sandsteine).

Überquader

Der Überquader hat von den sächsischen Turonsandsteinen die geringste räumliche Verbreitung. Er findet sich nur auf dem rechten Ufer der Elbe in dem Gebiet zwischen Alte Poste, Herrenleithe, Wehlen, Zeichen und Posta. Von dem Oberquader ist er durch die etwa 5 m mächtigen Mergel von Zatzschke getrennt. Seine Mächtigkeit beträgt 30—50 m und darüber. Im frischen Anbruch erscheint das Gestein als eine einzige durchgehende Sandsteinmasse. Die Schichtung tritt erst mit der Verwitterung zutage. Das Korn ist meist mittel bis fein, vereinzelt auch grob. Der Wechsel in der Korngröße erfolgt ganz unregelmäßig. Die Farbe des Überquaders schwankt zwischen rein weiß und gelblich. Das Bindemittel ist spärlich und besteht meist aus toniger Substanz. Bisweilen tritt eine breite bräunliche Streifung auf, deren Linien teils parallel miteinander verlaufen, teils sich verzweigen. Die Druckfestigkeit beträgt 530 kg/qcm.

Gewonnen wird der Überquader vor allem bei Alte Poste und in der Herrenleithe nordöstlich von Pirna. Überquader von der Herrenleithe ist am Erdgeschoß des Chemiegebäudes der Technischen Hochschule Charlottenburg, von Alte Poste an der Bismarckbrücke in Halensee verwandt worden.

3. Sandstein vom Seeberg bei Gotha

Von den Thüringer Sandsteinen ist nur der vom Seeberg bei Gotha in Berlin verwandt worden. Er erscheint in den sechziger bis achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts, um dann vollständig wieder zu verschwinden.

Der Seeberger Sandstein gehört dem Rät an, das an zahlreichen Stellen Mitteldeutschlands bautechnisch verwertbare Gesteine liefert. Er wird südöstlich von Gotha auf dem Seeberge, der fast vollständig aus dieser Keuperstufe aufgebaut ist, gewonnen. Das Rät besteht hier aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonschichten, von denen vor allem die etwa in der Mitte der Schichtenfolge liegenden Sandsteinbänke, auch Hauptsandstein genannt, abgebaut werden. Diese Sandsteinlagen, die eine Mächtigkeit von etwa 12,5 m haben, sind in einzelnen Bänken abgesondert, die bis 1 m Stärke erreichen. Zwischen den einzelnen Sandsteinbänken sind Lagen von schwarzem, plastischem Ton in wechselnder Dicke eingeschaltet. Die Tonlagen, die in den tieferen Teilen finger- bis handstark sind, nehmen nach oben an Mächtigkeit zu und begrenzen schließlich den Hauptsandstein nach oben.

Der Seeberger Sandstein ist ein feinkörniger, glimmerführender Quarzsandstein mit tonigem, nur sehr schwach silifiziertem Bindemittel. Die Farbe ist gelblichweiß bis weißgrau. Die häufig in ihm auftretenden Rostflecken dürften von verwittertem Schwefelkies herrühren, der sich stellenweise noch im frischen Gestein findet. Häufig tritt auch eine braune Aderung durch Streifen von Eisenhydroxyd auf. Das mittelfeste Gestein läßt sich zu feinen Bildhauerarbeiten verwenden. Die Druckfestigkeit beträgt etwa 600 kg/qcm. Die Wetterbeständigkeit ist verschieden, doch im allgemeinen geringer als die der schlesischen Sandsteine. Der Sättigungskoeffizient, der zwischen 0,57 und 0,79 schwankt, erreicht mit dem letzten Wert nahezu die höchste zulässige Grenze.

Seeberger Sandstein ist an folgenden Bauten verwandt worden: Auswärtiges Amt am Wilhelmplatz, Ministerium des Innern, Postamt Spandauer Straße, Reichstelegraphenamt, Reichstelegraphenschule, Portikus und Säulenhalle am Kronprinzenpalais.

4. Wealdensandsteine aus Hannover und Schaumburg-Lippe

Von den Wealdensandsteinen Südwesthannovers haben nur diejenigen aus den Bückebergen und vom Nesselberg in Berlin Verwendung gefunden. Ihre Verwendungszeit fällt in das letzte Drittel des vorigen Jahrhunderts. In späterer Zeit treten sie hier fast gar nicht mehr auf.

Sie gehören der mittleren Abteilung des Wealden, dem Wealdensandstein an, der zum größten Teil aus Sandsteinen aufgebaut ist. Mit den Sandsteinbänken, die in verschiedener Mächtigkeit auftreten, wechseln grauschwarze Tonschiefer und Kohlenflöze.

Sandstein von Obernkirchen

Der bekannteste und wichtigste dieser Sandsteine ist der von Obernkirchen in den Bückebergen. Die bauwürdigen Lagen besitzen hier eine Mächtigkeit von 20 m. Sie ziehen sich auf dem Kamm der Bückeberge hin und werden hier in zahlreichen großen Brüchen gewonnen. Die Sandsteine sind in Bänken von wechselnder Stärke ab-

gesondert. Man findet sowohl dünnplattige Lagen wie solche von mehreren Metern Mächtigkeit, die die Gewinnung recht großer Werkstücke gestatten. Weiter sind die Sandsteine von zahlreichen Klüften durchzogen.

Der Obernkirchner Sandstein ist ein Quarzsandstein, der sich besonders durch die Feinheit und Gleichmäßigkeit seines Kornes auszeichnet. Gröbere Lagen kommen so gut wie gar nicht vor. Dieses feine Korn macht ihn zu den feinsten Bildhauerarbeiten geeignet. Die rundlichen Quarzkörner sind durch ein stark silifiziertes Bindemittel miteinander verwachsen. Auf diesen hohen Kieselsäure-Gehalt ist die große Wetterbeständigkeit des Obernkirchner Sandsteins zurückzuführen, die sich an zahlreichen Bauten bewährt hat. Die Farbe ist gelblich- oder grauweiß, in einzelnen Lagen auch rein weiß. Wie bei allen Wealdensandsteinen geht die schöne helle Farbe, namentlich in der rauchigen Luft der Großstädte, ziemlich schnell in ein schmutziges Grau über, wie es z. B. an der Siegessäule zu beobachten ist. Die Druckfestigkeit schwankt im Mittel zwischen 400 und 750 kg/qcm. Der Sättigungskoeffizient von 0,55—0,6 läßt das Gestein als durchaus wetterbeständig erscheinen.

Obernkirchner Sandstein ist an folgenden Gebäuden verwandt worden: Ministerium des Innern, Obere Stockwerke des Chemiegebäudes der Technischen Hochschule Charlottenburg, Geschäftshaus des Kassenvereins Oberwallstraße, Siegessäule.

Nesselberger Sandstein

Der Nesselberger Sandstein steht dem Obernkirchner an Güte nach, wenn er auch durchaus nicht als ein minderwertiges Gestein zu bezeichnen ist. Am Nesselberge, der südöstlich von Hameln gelegen ist, enthält der mittlere Wealden eine Schichtenfolge von mehr als 100 m Sandstein, zu denen noch zahlreiche Zwischenlagen von Tonschiefern und eine Reihe von Kohlenflözen kommen. Die in Bänken von wechselnder Mächtigkeit abgesonderten Sandsteine werden von zahlreichen Klüften durchsetzt.

Der Nesselberger Sandstein ist ein Quarzsandstein von mittlerem bis feinem Korn, er ist im allgemeinen etwas gröber als der Obernkirchner Sandstein. In den oberen Lagen treten auch konglomeratische Bänke auf. Das Bindemittel ist meist tonig und nur stellenweise mäßig silifiziert. Die Farbe ist hellgrau, gelb oder auch bräunlich. Daneben kommen auch gelblichweiße und grauweiße Lagen vor. Die Druckfestigkeit beträgt 500—750 kg/qcm, der Sättigungskoeffizient ist 0,605.

Nesselberger Sandstein ist an folgenden Bauten verwandt worden: Nordfront des Reichstagsgebäudes, Reichsjustizamt Voßstraße, Front des Kultusministeriums Unter den Linden, Hauptpostamt Königstraße, Mittelbau des Kriminalgerichts in Moabit, Palais Borsig Voßstraße, Warenhaus Tietz Dönhoffplatz.

5. Sandstein von Ummendorf

Nur historisches Interesse hat der bei dem Dorfe Ummendorf im Kreise Neuhaldensleben gewonnene Sandstein. Er geht unter dem Namen Magdeburger Sandstein, worunter man im allgemeinen die hellen Sandsteine versteht, die westlich von Magdeburg und in den anstoßenden braunschweigischen Gebieten an zahlreichen Stellen gewonnen werden. Sie wurden bisher alle zum Rät gestellt, doch hat sich bei der geologischen Spezialkartierung[1]) herausgestellt, daß der westlich von Ummendorf gelegene Sandsteinbruch, der noch heute als »königlicher Bruch« bezeichnet wird, — er war früher im Besitz des Staates — in den Arietenschichten steht. Aus diesem Bruch hat Friedrich der Große einen Teil der für seine Prachtbauten in Berlin und Potsdam verwandten Gesteine bezogen. Es ist jedoch auch durchaus möglich, daß auch die nicht weit entfernt liegenden Sandsteinbrüche bei Seehausen, Wefensleben usw., die im Rät stehen, auch Material dazu geliefert haben. Die tieferen Arietenschichten sind bei Ummendorf aus abwechselnden Lagen heller dickbankiger und dünnplattiger Sandsteine und grauschwarzer Schiefertone aufgebaut. Das Bindemittel der vielfach glimmerführenden feinkörnigen Sandsteine ist tonig. Bewährt haben sich diese Sandsteine im allgemeinen nicht, wie z. B. die Verwitterungsschäden an manchen Potsdamer Bauten zeigen. Wie weit die an den Berliner Gebäuden zu beobachtenden Verwitterungserscheinungen auf das Konto dieser Sandsteine oder das der sächsischen Sandsteine zu setzen ist, läßt sich nicht entscheiden, da die Herkunft der an einzelnen Gebäudeteilen verwandten Gesteine nicht mehr festzustellen ist (s. S. 133).

6. Sandstein von Velpke

Der Velpker Sandstein hat in Berlin in der Außenarchitektur nur wenig Verwendung gefunden; dagegen treffen wir ihn häufiger als Treppenstufen und Fußbodenplatten.

Der Velpker Sandstein gehört dem Rät an, das im Braunschweigischen aus einer Wechselfolge heller, vielfach quarzitischer Sandsteine und dunkler Schiefertone besteht. Örtlich treten jedoch sowohl die Sandsteine wie die Schiefertone in größeren Massen ohne bedeutende Einlagerungen auf. Bei Velpke, in der dortigen Gegend meist »Stein-Velpke« genannt, sind die Sandsteine in ebenen Platten von wechselnder, meist nicht sehr bedeutender Stärke abgesondert, aus denen sich leicht große Platten herstellen lassen. Die Festigkeit der einzelnen Lagen ist verschieden je nach der Verkieselung des Bindemittels. Gerade diese quarzitischen Bänke werden in erster Linie zu Treppenstufen verarbeitet, die den Vorteil haben, daß sie nicht glatt werden. Die Farbe des Gesteins ist grauweiß bis gelblich weiß oder auch gelb

[1]) Die Angaben über die Zusammensetzung der Arietenschichten habe ich mit gütiger Erlaubnis des Verfassers, Herrn Prof. Dr. Koert, dem ich auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank dafür sage, aus den druckfertig vorliegenden Erläuterungen des Blattes Seehausen entnommen.

oder graublau. Das Korn ist fein. Entsprechend der der durch die verschieden starke Verkieselung bedingten wechselnden Festigkeit der einzelnen Bänke schwanken die Druckfestigkeitsangaben zwischen 500 und 1280 kg/qcm. Der Sättigungskoeffizient beträgt 0,51. Bei der Verwendung im Mauerwerk ist darauf zu achten, daß die Steine lagerhaft versetzt werden. Wenn sie auf den Spalt gestellt werden, blättern sie schnell ab, wie es sich z. B. am Sockel des Anhalter Bahnhofs gezeigt hat (32). Der Sandstein wird in zahlreichen großen Brüchen bei Velpke und Dranndorf gewonnen. Er ist an den Sockeln des Anhalter Bahnhofs, der Geologischen Landesanstalt und der Landwirtschaftlichen Hochschule verwandt worden.

7. Sandstein von Nebra

Der Nebraer Sandstein ist besonders im letzten Drittel des vorigen Jahrhunderts an verschiedenen Gebäuden Berlins verwandt worden. Später tritt er nur noch selten auf. Er ist neben dem Miltenberger Sandstein der einzige rote Sandstein, der hier Verwendung gefunden hat.

Der Nebraer Sandstein gehört dem Mittleren Buntsandstein an, der in der Thüringer Mulde, aus einer Wechselfolge grober und feinkörniger, roter und weißer Sandsteine und toniger roter und grüner Mergel besteht. Die bautechnisch verwertbaren Sandsteine finden sich vor allem in dem oberen Teil des Mittleren Buntsandsteins, dem sog. Chirotheriensandstein. Die einzelnen Sandsteinlagen, deren Mächtigkeit 1—3 m beträgt, werden durch Zwischenmittel von Mergeln und Schiefern in wechselnder Stärke voneinander getrennt. Die Farbe der einzelnen Bänke ist recht verschieden, grau, weißgrau, gelb, grünlich, rot und blaßviolett. Im allgemeinen herrschen in den tieferen Lagen die roten Sandsteine vor, während in den höheren die hellen überwiegen. Nicht selten kommen auch rotgrau gestreifte Partien vor. Die Schichtung tritt meist deutlich hervor. Das Korn ist fein bis mittel, untergeordnet auch wohl grob. Das Bindemittel ist tonig und enthält wechselnde Mengen von Feldspatkörnern und Glimmerblättchen. Daneben kommt auch Pyrit in kleinen Kriställchen vor. Die Festigkeit der einzelnen Lagen ist recht verschieden. Die Wetterbeständigkeit weist gleichfalls erhebliche Unterschiede auf. An manchen Gebäuden hat sich der Nebraer Sandstein recht gut gehalten, während er an anderen schon nach verhältnismäßig kurzer Zeit starke Verwitterungsspuren zeigt, wie z. B. an dem Börsenanbau. Diese Unterschiede weisen darauf hin, daß bei der Auswahl der Lagen mit der größten Sorgfalt verfahren werden muß. Die Druckfestigkeit beträgt 200 bis 300 kg/qcm. Der Sättigungskoeffizient ist 0,52.

In der Gegend von Nebra wird der Sandstein auf beiden Ufern der Unstrut in großen Brüchen gewonnen.

In Berlin sind die roten Nebraer Sandsteine an dem Sockelgeschoß der Technischen Hochschule und an der Börse verwandt worden, während die Nationalgallerie aus rotgrau gestreiften Gesteinen hergestellt ist.

8. Roter Mainsandstein

Der rote Mainsandstein, der meist unter dem Namen Miltenberger Sandstein geht, ist nur an wenigen Gebäuden Berlins verwandt worden, die am Ende des vorigen und im Anfang dieses Jahrhunderts errichtet sind. Die geringe Verwendung dürfte seinen Grund vor allem in der großen Entfernung der Gewinnungspunkte von Berlin haben.

Der rote Mainsandstein gehört dem Mittleren Buntsandstein an, der im Spessart und Odenwald, die fast ganz aus Schichten dieser Formation bestehen, aus einer wechselnden Schichtenfolge von feinen und groben, z. T. konglomeratischen Sandsteinen, und meist roten, tonigen Zwischenlagen aufgebaut ist. Brauchbare Sandsteine treten in dieser 150—200 m mächtigen Abteilung in verschiedenen Horizonten auf. Während in den tieferen Lagen meist mäßig feste, feinkörnige, tonig, blaßrote und weiß gestreifte Sandsteine vorkommen, finden sich in den höheren Teilen des Mittleren Buntsandsteins, die besonders in der näheren und weiteren Umgebung von Miltenberg abgebaut werden, neben Bänken mit tonigem Bindemittel auch vielfach solche mit kieseligem Bindemittel. Diese als Kristallsandstein bezeichneten Lagen sind an der glitzernden Oberfläche leicht zu erkennen. Diese oberen Lagen zeichnen sich meist durch den schönen roten Farbton aus. Daneben kommen aber in diesen Teilen auch hellere und gestreifte Lagen vor. Das Korn ist verschieden, es treten sowohl grobkörnige wie auch sehr feinkörnige Lagen auf, die sich zu den feinsten Bildhauerarbeiten eignen. Die Schichtung tritt sowohl durch die dicke Bankung mancher Lagen, wie durch dünnplattige oder auch schiefrige Absonderung in Erscheinung. Die Bänke erreichen z. T. eine sehr große Mächtigkeit, die die Gewinnung recht großer Werkstücke ermöglicht. Sehr häufig ist Diagonalschichtung, die oft von dem Übelstande begleitet ist, daß dann die Blöcke nicht glatt, sondern mit unebener Fläche spalten. Die dünnplattigen und schiefrigen Lagen lassen sich leicht in ebenflächige Platten spalten. Diese Platten werden vielfach zu Mauerverkleidungen benutzt und dabei auf den Spalt gestellt, wie man das auch bei vielen anderen Sandsteinarten beobachten kann. Welche schädlichen Folgen diese ganz unsachgemäße Verwendungsart des sonst recht guten Gesteins haben kann, sieht man an der Technischen Hochschule, wo das zu Sockelverblendungen der Innenhöfe verwandte Gestein schon nach neun Jahren sehr starke Abblätterungen zeigte (27, S. 405).

Die Wetterbeständigkeit der roten Mainsandsteine ist verschieden. Manche Lagen, vor allem natürlich diejenigen mit kieseligem Bindemittel, zeigen eine sehr große Haltbarkeit, während andere schon nach kurzer Zeit deutliche Verwitterungsspuren aufweisen. Die Druckfestigkeit beträgt 700—1000 kg/qcm. Der Sättigungskoeffizient ist 0,62.

Der rote Mainsandstein wird in zahlreichen Steinbrüchen, besonders im Maintal, gewonnen, von denen nur diejenigen bei Miltenberg, Wertheim, Heubach, und die Mainhölle genannt sein. Er ist an

folgenden Bauten verwandt worden: Front Oranienstraße der Reichsdruckerei, Provinzialverwaltung der Provinz Brandenburg, Postzeitungsamt, Direktion der Diskonto-Gesellschaft Unter den Linden, Bank für Handel und Industrie Schinkel-Platz, Geschäftshaus Nordstern Wilhelmstraße, Michels Leipziger Straße, Moltkebrücke, Von der Heydt-Brücke, Lessingbrücke, Waisenbrücke.

9. Weißer Mainsandstein

Der weiße Mainsandstein, auch Zeiler Sandstein genannt, ist nur in ganz geringem Umfange in Berlin verwandt worden. Er sei nur erwähnt, weil er sich hier z. T. außerordentlich schlecht bewährt hat.

Der weiße Mainsandstein gehört dem Gipskeuper an, in dem er die Stufe des *Semionotus*-Sandsteins bildet. Diese Stufe besteht aus einer Wechselfolge von Sandsteinen und roten und grünen Mergelschiefern und Letten. Die Sandsteinlagen erreichen eine Mächtigkeit von mehreren Metern. Sie sind in Bänken von wechselnder Stärke abgesondert. Die Farbe der Sandsteine ist grauweiß, stellenweise auch schwach rötlich. Die Größe der Quarzkörner ist wechselnd; es kommen sowohl feinkörnige, wie mittelkörnige Lagen vor. Das Bindemittel ist tonig und enthält zahlreiche Körner von meist kaolinisiertem Feldspat und Glimmer; letztere treten namentlich auf den Schichtflächen auf, wodurch das Gestein leicht spaltet und stellenweise schiefrig wird. Die Wetterbeständigkeit der meisten Lagen ist sehr gering, wie u. a. die starken Zerstörungserscheinungen des aus Tretzendorf stammenden Gesteins an den Türmen des Landgerichts I zeigen. Befördert wurde diese schnelle Verwitterung noch dadurch, daß ein großer Teil der Steine auf den Spalt gestellt war und infolgedessen in einzelnen Lagen abblätterte. Der Sättigungskoeffizient ist mit 0,67 bis 0,75 z. T. recht hoch.

Der weiße Mainsandstein wird in zahlreichen Brüchen bei Eltmann und Zeil am Main, ferner bei Tretzendorf, Trossendorf usw. gewonnen.

Weißer Mainsandstein ist außerdem noch an dem Warenhause Tietz in der Leipziger Straße verwandt worden, doch war die genaue Herkunft nicht zu ermitteln.

10. Nahe- und Pfälzer-Sandsteine

Nahe- und Pfälzer-Sandsteine sind nur ganz spärlich in Berlin vertreten. Sie seien nur wegen der großen Entfernung, aus der sie hierher geschafft sind, genannt. Von den an der Nahe in sehr großer Mannigfaltigkeit und Menge auftretenden Sandsteinen ist nur der in der Nähe von Staudernheim an der Nahe gewonnene Sandstein an dem Erdgeschoß und den Plinthen des Völkerkunde-Museums verwandt worden. Es ist ein bräunlicher bis graubrauner, auch grünlich brauner Sandstein des Mittelrotliegenden. Das Korn ist wechselnd, es kommen sowohl grobe fast konglomeratische wie mittelkörnige Lagen vor, die für Ornamentierungen verwendbar sind. Sandstein von Olsbrücken

in der Pfalz ist am Geschäftshaus Protzen an der Ecke Kloster- und Königstraße verwandt worden. Es ist ein grauer bis gelblicher fein- bis mittelkörniger Sandstein der mittleren Kuseler Schichten. Seine Druckfestigkeit beträgt etwa 600 kg/qcm. Sandstein von Bayerfeld in der Rheinpfalz hat auch am Abgeordnetenhaus Verwendung gefunden. Es ist ein grünlichgrauer Sandstein der Kuseler Schichten. Er hat sich hier jedoch nicht gut bewährt.

II. Kalksteine

1. Muschelkalk von Rüdersdorf

Der Rüdersdorfer Muschelkalk dürfte mit den Findlingen des Diluviums das älteste in Berlin verwandte natürliche Gestein sein. Er hat an zahlreichen Gebäuden Verwendung gefunden, doch tritt er nach außen nur sehr wenig in Erscheinung. Ganz aus ihm errichtete Gebäude sind nur wenige vorhanden, wir finden ihn besonders an Portalen, Gesimsen usw. Was an Rüdersdorfer Kalkstein hinter dem Verputz verborgen ist, läßt sich natürlich nicht feststellen.

Die in den Rüdersdorfer Kalkbergen gewonnenen Kalksteine entstammen der Schaumkalkzone des Oberen Wellenkalks, die hier in einer Mächtigkeit von über 70 m auftritt. Es sind eben- und dickbankige feinkristalline oft poröse Kalke. Werksteine werden nur aus den dickeren und festen Lagen gewonnen. Die größten Werkstücke werden aus der sog. Schramlage, einer etwa in der Mitte der Schichtenfolge auftretenden in drei Bänken von etwa 1 m Dicke abgesonderten Schaumkalklage, und der etwas tiefer liegenden Schiebelage, einem gelblichen bis weißen Schaumkalk, dessen Bänke eine Stärke bis zu 0.80 m gewonnen haben. Da der Betrieb hauptsächlich auf die Gewinnung von Mörtel- und Zementkalk gerichtet ist, spielt die Herstellung von Werksteinen nur eine untergeordnete Rolle. Die Farbe der Steine ist fast weiß bis hellgelb, oder hellgraugelb. Die größeren Werkstücke mancher Lagen sind auch zu Steinhauerarbeiten zu verwenden. Die Wetterbeständigkeit des Rüdersdorfer Muschelkalksteins ist verschieden.

Rüdersdorfer Kalkstein ist an folgenden Gebäuden verwandt worden: Marienkirche (an den mittleren Teilen des Turmes), Portal des Stettiner Bahnhofs, Trinitatiskirche Charlottenburg, Höhere Töchterschule in Wilmersdorf.

2. Fränkischer Muschelkalk

Der fränkische Muschelkalk, vielfach auch nach einem der Hauptgewinnungspunkte Kirchheimer Kalkstein genannt, ist zuerst im Jahre 1904 an dem Warenhause Wertheim am Leipziger Platz in Berlin verwandt worden. In den folgenden Jahren ist er sehr stark in Aufnahme gekommen und hat zusammen mit dem Thüringer Muschelkalkstein den Sandstein immer mehr in den Hintergrund gedrängt, bis ihnen beiden kurz vor dem Kriege in dem Travertin ein starker Konkurrent erwuchs.

Das als fränkischer Muschelkalkstein bezeichnete Gestein ist der *Trigonodus*-Kalk des Oberen oder Hauptmuschelkalks der Gegend südlich von Würzburg. Der *Trigonodus*-Kalk ist kein durchgehender Horizont, sondern eine facielle Ausbildung in den oberen Stufen des Hauptmuschelkalkes, die durch das Auftreten dickbankiger Quaderkalke von löcherig porösem oder dichtem, z. T. kristallinen Gefüge charakterisiert ist. Diese *Trigonodus*-Kalkfacies ist auf ein Gebiet beschränkt, das im Norden bis Heidingsfeld kurz vor den Toren von Würzburg reicht, im Osten durch die Linie Effeldorf-Marktbreit-Uffelheim-Steinach begrenzt wird, im Süden bis über Rothenburg o. T. hinaus zu verfolgen ist und sich im Westen bis in die Gegend von Krensheim in Baden erstreckt. In diesem Gebiete lassen sich zwei Zonen unterscheiden, eine innere, den sog. Kalkbereich (SCHUSTER, S. 325), in dem die Quaderkalke in einer fast ausschließlich kalkigen Schichtenfolge auftreten, und eine äußere, den Tonbereich, in dem die Quaderkalke mit tonig-mergeligen Schichten wechseln.

Im Kalkbereich der sich aus der Gegend von Rothenburg über Aub bis in die Gegend von Ochsenfurt und Sommershausen a. M. erstreckt, treten die Quaderkalke vorwiegend in den tieferen Lagen der *Semipartitus*-Schichten auf und reichen (nach WAGENER, S. 13) auch bis in die oberen Nodosenschichten hinein. Die 5—13 m mächtige Schichtenfolge besteht hier aus dicken Quaderbänken, zwischen denen dünnere Lagen von welligen Kalken, Ockermergeln und ganz untergeordnet Ton eingeschaltet sind. Die Quaderbänke sind teils als lückige Muschelquader, teils als dichte splittrige Kalke entwickelt. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke schwankt zwischen wenigen Dezimetern und mehreren Metern und steigt örtlich bis auf 7 m an. Im Tonbereich, der den Kalkbereich im Westen, Norden und Osten umgibt, setzen die Quaderkalke erst mit der obersten Bank der *Semipartitus*-Schichten ein und reichen über die Ostracodentone, die bisweilen fehlen, hinauf bis in die glaukonitischen Grenzkalke, den Bairdienkalk, an der Grenze der Lettenkohlengruppe. Meist ist jedoch nur eine dieser beiden Kalkbänke als Quader ausgebildet. Zwischen den einzelnen Bänken sind vielfach tonige und mergelige Lagen wechselnder Mächtigkeit eingeschaltet. Die Quaderkalke sind teils als feinkristalline Schalentrümmerbänke, teils als dichte kristalline Kalke ausgebildet.

Die Zusammensetzung und Ausbildung der Quaderkalke ist sowohl innerhalb, wie zwischen den einzelnen Bänken sehr verschieden. Ein sehr großer Teil von ihnen besteht aus Lumachellen, vollständig aus Muschel- und Terebratelschalen zusammengesetzten Kalksteinen. Diese Schalentrümmerbänke haben vielfach ein lückig-poröses Gefüge, wie man an allen aus fränkischem Muschelkalk errichteten Gebäuden sehen kann. Gerade dieses löcherige Aussehen ist es, das diese Kalksteinmauern gegenüber den glatten Sandsteinwänden ihr Gepräge gibt. Die Größe der Löcher ist verschieden, je nachdem wie weit die Zwischenräume zwischen den einzelnen Schalen durch Kalksubstanz ausgefüllt sind. In manchen Lagen ist die Ausfüllung dieser Hohlräume mit

Kalkspat eine vollständige, so daß ein dichter feinkristalliner Kalkstein entsteht, der die Schalenstruktur meist noch erkennen läßt. In anderen Lagen ist eine vollständige Umkristallisation erfolgt, wobei das Gestein eine grobspätige Struktur annehmen kann. Neben diesen Muschelbänken finden sich auch Lagen, die keine oder nur ganz vereinzelt Muschelschalen enthalten und als ein dichter homogener Kalk erscheinen. Diese verschiedenen Ausbildungsformen wechseln unregelmäßig miteinander ab. Manchmal ziehen sich durch dichte Lagen dünne lückige Muschelzonen hindurch. Die dichten Kalke werden von den Steinhauern als »Muschelkalk« bezeichnet, im Gegensatz zu den »Schaumkalk« genannten Schalentrümmerbänken. Die dichten Kalke sind vielfach polierbar und als Dekorationsgestein zu verwenden. Auch ornamentaler und figürlicher Schmuck läßt sich gut daraus herstellen. Die Farbe des *Trigonodus*-Kalkes ist grau bis bräunlichgrau. Die Druckfestigkeit beträgt 800—1000 kg/qcm. Die Wetterbeständigkeit ist sehr gut, ebenso die Frostbeständigkeit, trotz der zahlreichen Hohlräume.

Der *Trigonodus*-Kalk wird in dem Gebiet südlich von Würzburg in zahllosen Brüchen ausgebeutet. Es seien nur folgende Ortschaften, in deren Umgebung viele Betriebe liegen, genannt: Kirchheim, Klein-Rinderfeld, Heidingsfeld, Marktbreit, Ochsenfurt, Randersacker und Rothenburg im bayerischen Anteil und Krensheim und Grünsfeld in Baden. Nach Schuster (49) unterscheiden sich die Steinbrüche im Kalkbereich meist durch ihre bis 15 m hohen Steinbruchswände von den in der Regel ziemlich flachen Steinbrüchen im Tonbereich.

Fränkischer Muschelkalk ist an folgenden Gebäuden verwandt worden:

Kirchheim und ohne nähere Herkunftsangabe (s. S. 140): Front Bendler Straße des Reichsmarineamts, Landesversicherungsanstalt am Köllnischen Fischmarkt, Stadthaus, Reichsmilitärgericht, Gaswerke Stralauer Straße, Schule Schillerstraße, Baugewerkschule Kurfürstenstraße, Neubauten auf der Museumsinsel, Krematorium Gerichtstraße, Warenhaus Wertheim Leipziger Platz, Hotel Fürstenhof, Edenhotel, Geschäftshaus Mendel Lindenstraße, Warenhaus Jandorf Cottbuser Damm, Virchow-Denkmal.

Klein-Rinderfeld: Front Augusta-Straße des Reichsmarineamts, Reichsschuldenverwaltung, Rathaus Friedenau, Reichsbank Neukölln, Synagoge Fasanenstraße.

Gaubüttelbrunn: Landwirtschaftliche Zentraldarlehnskasse, Versicherungsgesellschaft »Zürich« Taubenstraße.

Heidingsfeld: Kaufhaus des Westens.

Krensheim: Verwaltungsgebäude der Straßenbahn Leipziger Platz (auch Grünsfeld), Haus Simon Viktoria-Straße, Haus Sonnemann Sigismundstraße.

3. Thüringer Muschelkalk

Gleichzeitig mit dem fränkischen Muschelkalk erscheint der Thüringer Muschelkalk in Berlin. Er ist in der Folgezeit an zahlreichen

Gebäuden verwandt worden, bis auch er durch den Travertin stark zurückgedrängt wurde.

Der am meisten in Berlin verwandte Thüringer Muschelkalk ist der aus der Gegend von Dorla, das südlich von Mühlhausen am Osthange des Hainich gelegen ist. Die dort gewonnenen Kalksteine gehören der Schaumkalkzone des Oberen Wellenkalkes an, die noch an zahlreichen anderen Stellen Thüringens zu Bausteinen ausgebeutet werden. Am Osthange des Hainich treten in dieser Zone drei Schaumkalkbänke von grauer bis graugelber Farbe auf, von denen die mittlere die bedeutendste ist. Sie wird in mehreren Brüchen ausgebeutet. Im Steinbruche im Seebacher Grund am Nordhang des Semberges, aus dem die Hauptmasse des in Berlin verwandten Thüringer Muschelkalkes stammt, hat sie nach KAISER (13, Bl. Langula, S. 12) folgende Zusammensetzung:

»1,8 m harter Schaumkalk, unten gleichmäßig feinporös mit zahlreichen stecknadelkopfgroßen Hohlräumen mit nur verhältnismäßig wenigen Fossilabdrücken, welche in einzelnen Lagen besonders angereichert sind, ohne aber, daß nach diesen Lagen eine deutliche Klüftung erfolgt. Einzelne hellere und dunklere, fleckige Teile wechseln miteinander ab. In höheren Lagen der Bank treten die feinen, fast kugelrunden Poren mehr und mehr zurück. Die Porosität des Gesteins wird hier allein durch Hohlräume infolge fortgeführter Muschelschalen bedingt. In dieser Bank finden sich hier und da linsenförmige Wellenkalkeinlagerungen. Der Fossilreichtum ist besonders groß.«

Die Druckfestigkeit des Dorlaer Kalksteins beträgt 350 kg/qcm. Seine Wetterbeständigkeit ist recht gut, wie zahlreiche alte Gebäude in Thüringen beweisen.

In der äußeren Erscheinung im Mauerwerk ist der Thüringer Muschelkalk dem fränkischen recht ähnlich. Auch hier finden wir vielfach die löcherige rauhe Oberfläche. Der Farbton ist vielleicht etwas dunkler als bei dem Kirchheimer Kalkstein. Der sich in den feinen Poren ansammelnde Staub läßt ihn manchmal etwas schmutzig erscheinen.

Der Dorlaer Kalkstein ist an folgenden Gebäuden verwandt worden: Polizeipräsidium Charlottenburg, Handelshochschule, Warenhaus Wertheim Front Voßstraße und Rosenthaler Straße, Victoria Lindenstraße, Bürogebäude Tempelhof Ringbahnstraße, Sockel der Figuren am Großen Stern und der Amazone vor der Nationalgallerie.

Gleichfalls der Schaumkalkzone gehört der bei Gossel in Sachsen-Coburg-Gotha gewonnene Kalkstein an. Er geht auch wohl unter dem Sammelnamen »Dorlaer Kalkstein«. Die Schaumkalkbänke, die eine Mächtigkeit von 1—1,2 m erreichen, bestehen entweder aus feinschaumig-porösem, hellfarbigem Schaumkalk oder Muschelschalenbreccien. Wie weit das als Thüringer oder Dorlaer Kalkstein bezeichnete Gestein von hier stammt, ist nicht festzustellen, er wird nur bei dem Polizeidienstgebäude in der Magazinstraße besonders aufgeführt.

4. Muschelkalk von Hardheim in Baden

Der bei Hardheim im badischen Bauland gewonnene Muschelkalk gehört der Schaumkalkzone an. Die Schaumkalkbänke treten hier in mehrere Meter mächtigen Bänken auf. Sie ähneln in ihrer Ausbildung den in Thüringen gewonnenen; doch lassen sich wegen der größeren Mächtigkeit erheblich größere Blöcke gewinnen, die denen des fränkischen Muschelkalkes kaum nachstehen.

Hardheimer Muschelkalk ist an folgenden Gebäuden verwandt worden: Oberverwaltungsgericht, Pschorrhaus am Potsdamer Platz, Schweizer Gesandtschaft, Geschäftshaus Cords Leipziger Straße, Geschäftshaus Busse Gertraudenstraße.

5. Thüringer Travertin

Der zuletzt, kurz vor dem Kriege, in Berlin auftretende Kalkstein ist der Thüringer Travertin. Er hat den Muschelkalk stark in den Hintergrund gedrängt und ist in der kurzen Zeit an zahlreichen Gebäuden verwandt worden.

Von den in Thüringen an zahlreichen Stellen vorkommenden und ausgebeuteten Kalktufflagern haben, soweit mir bekannt geworden ist, nur die beiden bedeutendsten, diejenigen bei Mühlhausen und diejenigen bei Langensalza, Material für die Berliner Bauten geliefert. Der Travertin dieser Gegend ist teils diluvialen, teils alluvialen Alters, jedoch kommen für die Verwendung als Baustein nur die jüngeren Kalktuffe in Betracht.

Bei Mühlhausen findet sich der jüngere Kalktuff in weiter Verbreitung im Unstruttale — die Stadt Mühlhausen steht z. B. zum größten Teile auf Kalktuff — und in dem von Poppenrode herabkommenden Seitentale. In den am Südrande der Stadt gelegenen großen Brüchen folgen unter einer geringmächtigen Humusschicht zunächst 2—3 m Tuffsand, dann eine Werkbank von 1 m Dicke, die durch 0,30 m Tuffsand von der 3 m starken Hauptwerkbank getrennt wird. Diese Bank bildet oft auf große Strecken eine zusammenhängende Platte und wird nur an einigen Stellen von senkrechten Klüften durchsetzt, die dann die Gewinnung erheblich erleichtern. Bei Langensalza, das gleichfalls zum großen Teil auf Kalktuff steht, finden sich die Tuffe besonders im Salzatal auf einer Strecke von 6—7 km. Die festen Werkbänke liegen in einer Tiefe von 5—6 m. Die Decke wird von wechselnden Lagen von Kalksand, bröckeligem und wenig festem Kalktuff gebildet. Der Travertin steht hier in einer Mächtigkeit von mehr als 6 m an und besteht aus einzelnen Bänken, deren Stärke zwischen 0,65 und 2,10 m wechselt.

Die Ausbildung der einzelnen Tuffbänke ist verschieden, teils sind es großporig schaumige Gebilde, teils feinporige, fast dichte Gesteine. Technisch werden die ersteren weniger festen Lagen als »Kalktuff« bezeichnet, während nur die dichteren, aber gleichfalls sehr kavernösen Gesteine, die eine erheblich höhere Druckfestigkeit haben, »Travertin« genannt werden. In diesem Kalksinter findet man häufig,

besonders in dem »Tuff«, Inkrustationen von Pflanzenresten der verschiedensten Art. Die Entstehung des Kalktuffs im engeren Sinne wird von SEIPP (53) auf den Absatz des kohlensauren Kalkes in starkbewegtem Wasser mit hohem Kohlensäuregehalt zurückgeführt, während der eigentliche Travertin als ein Absatz in wenig bewegtem Wasser mit geringerem Kohlensäuregehalt gedeutet wird. BORNEMANN (4) unterscheidet den aus Quellwasser und raschfließendem Wasser abgesetzten »Quelltravertin« von dem im langsam fließenden oder stillstehenden Wasser abgesetzten »Seetravertin«.

Der Travertin ist teils deutlich geschichtet, teils erscheint er in massiger Struktur. Die dichte oder mikro- bis kryptokristalline Kalkmasse des Travertins umschließt zahlreiche, teils unregelmäßig verteilte, teils lagenartig angeordnete Hohlräume von unregelmäßiger Gestalt. Die Wände der Hohlräume sind von warzigen oder stalaktitischen Bildungen von kohlensaurem Kalk überzogen. Die Farbe des Travertins ist heller oder dunkler gelb bis gelbbräunlich oder auch gelbgrau. Bisweilen tritt eine feine, unregelmäßig verlaufende, wellige oder auch gefältelte Streifung von helleren und dunkleren Linien auf.

Die Wetterbeständigkeit des Travertins ist recht gut, wie zahlreiche alte Bauten in Thüringen zeigen. Die Druckfestigkeit beträgt etwa 1000 kg/qcm.

Der Travertin wird teils zu Werkstücken, die sich infolge der großen Mächtigkeit der Bänke in sehr großen Abmessungen gewinnen lassen, teils zu Platten verarbeitet, die mit der Diamantsäge aus den großen Blöcken geschnitten werden. Während letztere wohl nur in poliertem Zustande verwandt werden, finden die Werkstücke sowohl mit polierter wie mit scharrierter Oberfläche, als auch als Rustika Verwendung. Auch ornamentaler und figürlicher Schmuck läßt sich aus den dichten Lagen des Travertin in vorzüglicher Weise herstellen.

Thüringer Travertin ist an folgenden Gebäuden verwandt worden: Erweiterungsbau des Rathauses in Charlottenburg, Geschäftshäuser Victoria Lindenstraße, Nordstern Schöneberg, Bosch Bismarckstraße, Bahnhof Hohenzollerndamm, Märchenbrunnen Friedrichshain.

6. Travertin von Dittwar

Ein erst in letzter Zeit zum ersten Male in Berlin verwandtes Gestein ist der Kalktuff von Dittwar in Baden. Der hier vorkommende Travertin entspricht in seinem Aussehen und seiner Zusammensetzung ganz dem Thüringer Travertin. Es ist ein poröser Kalktuff von hellgelber Farbe. Die Mächtigkeit des Lagers ist so groß, daß sich Werkstücke von sehr großen Abmessungen gewinnen lassen. Die Druckfestigkeit beträgt im Mittel etwa 1250 kg/qcm.

Travertin von Dittwar ist am Neubau der Firma Ullstein in Tempelhof verwandt worden.

7. Rogenstein von Jerxheim

Der Rogenstein von Jerxheim ist nur am Landgericht III in Charlottenburg verwandt worden. Es ist dasselbe Gestein, aus dem die

Burg Dankwarderode in Braunschweig errichtet ist. Es liegt die Vermutung nahe, daß bei der Auswahl des Gesteins dieses Vorbild für den burgartigen Bau des Landgerichts III mitbestimmend gewirkt hat.

Die Rogensteine sind kalkige Einlagerungen im Unteren Buntsandstein, in dem sie teils in vereinzelten, teils in sich häufenden Bänken auftreten. Die Dicke der einzelnen Bänke ist sehr verschieden, manchmal sind es nur dünne Schnüre, während sie an anderen Stellen und Lagen eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen. Bei Jerxheim, unweit der Asse, hat die mächtigste Bank eine Stärke von über 6 m. Diese dickeren Bänke sind natürlich allein technisch verwertbar; sie werden an mehreren Stellen, vor allem bei Bernburg und bei Jerxheim, ausgebeutet. In der Hauptsache werden sie zu Mosaiksteinen verarbeitet, während die Gewinnung von Werksteinen mehr zurücktritt.

Die Rogensteine bestehen aus zahllosen konzentrischschaligen oder radialstrahligen Kalkkörnern, die durch ein kalkiges Bindemittel miteinander verwachsen sind. Die Korngröße wechselt sowohl innerhalb der einzelnen Bänke, wie zwischen den verschiedenen Lagen in weiten Grenzen. Zwischen ganz kleinen, mit dem bloßen Auge nicht mehr erkennbaren Individuen und solchen bis zu 0,5 cm Durchmesser findet man alle Übergänge. Die feineren Körner kommen vorzugsweise in den höheren Lagen vor. Die Farbe der Rogensteine ist rot und grau.

8. Französische Kalksteine

Französische Kalksteine haben nur in früherer Zeit verschiedentlich in Berlin Verwendung gefunden; neuerdings treten sie nur ganz vereinzelt auf. Folgende sind mir bekannt geworden: Der graugelbe oolithische Kalkstein von Savonnières-en-Pathois aus dem Portlandien ist an dem Hause Bendlerstraße 39 und zu den ornamentalen Teilen des Ministeriums der öffentlichen Arbeiten in der Voßstraße verwandt worden. Den graugelblichen oolithischen Kalkstein von Euville im Dep. Meuse, der dem Corallien angehört, finden wir an dem Hause Unter den Linden 4a. Der Kalkstein von St. Vast bei Paris ist ein grauweißer bis ockergelber, vielfach glaukonitischer sandiger Kalkstein aus dem eocänen Grobkalk. Seine Druckfestigkeit beträgt 30—90 kg/qcm. Im frischen Zustande ist er sehr weich, härtet jedoch an der Luft nach. Er ist an dem Mosseschen Hause in der Jerusalemer Straße und an dem Eckhause Voß-Königgrätzer Straße verwandt worden.

III. Vulkanische Tuffe

1. Leuzitphonolithtuffe der Eifel

Die Leuzitphonolithtuffe der Eifel sind zuerst in den siebziger Jahren in Berlin verwandt worden. In der späteren Zeit treten sie noch öfter auf, so daß eine ganze Anzahl Berliner Bauten aus ihnen errichtet ist.

Die Leuzitphonolithtuffe finden sich in der vulkanischen Eifel westlich und südwestlich des Laacher Sees im Becken von Rieden und den dieses umgebenden Hügeln. Ihr Verbreitungsgebiet erstreckt sich im Norden bis zu dem Dorfe Engeln, im Westen bis Kempenich und Wabern, nach Süden bis Ettringen und nach Osten bis Bell. In großer Mächtigkeit treten sie namentlich in den Tälern auf und ziehen sich stellenweise bis auf die Hügel hinauf. Diese Tuffe sind durch spätere chemische Umsetzungsvorgänge verfestigte vulkanische Auswurfsprodukte. Die genaue Lage der Ausbruchsstellen ist nicht bekannt, doch läßt sich aus der Verbreitung und dem Vorkommen der verschiedenen z. T. räumlich getrennten Tuffmassen eine Ausbruchsstelle bei Weibern, eine bei Rieden und eine oder mehrere zwischen Bell und Ettringen annehmen (5). Die Entstehungszeit der Hauptmasse der Leuzitphonolithtuffe liegt vor der Ablagerung des Löß, während ein kleinerer Teil erst später zum Absatz gekommen ist. Sie stehen nach BRAUNS (5) dem Alter nach zwischen den basaltischen Tuffen, von denen sie stellenweise unterlagert werden, und den jüngeren trachytischen Bimssandtuffen. Von den Leuzitphonolithtuffen ist nach GUTACKER (23) der grobe Ettringer älter als der feine Weiberner Tuff.

Während die tieferen Lagen, die vor allem Gegenstand des Abbaues sind, eine schichtungslose massige Struktur haben, treten in den höheren geschichtete Tuffe auf. Die Tuffmasse der unteren Lagen, die eine Mächtigkeit bis zu 35 m erreichen, erscheint als ein zusammenhängender Gesteinskörper, der nur von wenigen senkrechten Klüften durchsetzt wird, während horizontale Ablösungsflächen vollständig fehlen.

Die Leuzitphonolithtuffe bestehen aus einer gelben bis gelbgrauen mehr oder weniger dichten Grundmasse, die zahlreiche Kristalle verschiedener Mineralien und Gesteinsstücke mannigfacher Art und Bimssteinstücke umschließt. Die Grundmasse besteht in der Hauptsache aus einem Gemenge von Leuzit und glasiger Substanz. In dem Glase finden sich vielfach noch Einlagerungen von kleinen Augitleistchen. Unter den Kristalleinsprenglingen fallen die oft gut ausgebildeten Leuzite auf. Daneben findet sich Augit, Nosean, der aber oft zersetzt ist, ferner Biotit, Hauyn, Sanidin und vereinzelt Titanit. Ein weiterer wesentlicher Bestandteil sind Bimssteine, die aus einem farblosen Glase mit zahlreichen Leuzitkristallen bestehen. Die eingebetteten Gesteinsstücke, die eine Größe von mehreren Zentimetern erreichen können, bestehen aus älteren Tuffen, Basalt, Phonolith und Schieferstücken des devonischen Untergrundes. Die Zahl und Menge der Einschlüsse älterer Gesteine ist in den einzelnen Teilen des Tuffgebietes sehr verschieden. In manchen Gegenden, z. B. bei Weibern, fehlen sie fast ganz, während sie in anderen, z. B. bei Ettringen, das Gestein in sehr großer Zahl erfüllen. Der Weiberner Tuff erscheint infolgedessen als eine schichtungslose gleichmäßige Masse, während der Ettringer durch seine vielen Einschlüsse ein grob gesprenkeltes Aussehen hat. Infolge dieser feinen, äußerlich an Sandsteine erinnernden Struktur lassen sich die Weiberner Tuffe vorzüglich zu ornamentalem und figürlichem

Schmuck verwenden, während die gröberen Ettringer Tuffe schwerer zu bearbeiten sind.

Die Druckfestigkeit der Weiberner Tuffe beträgt etwa 150 bis 180 kg/qcm, die der Ettringer 250—350 kg/qcm. Das geringe Raumgewicht von 1,6 bedeutet eine große Frachtersparnis und ermöglicht die Versendung auf sehr weite Entfernung. Die Wetterbeständigkeit der Tuffsteine ist im allgemeinen recht gut. Doch kommen auch schlechtere Lagen vor, die schon nach kurzer Zeit starke Verwitterungsspuren zeigen, wie sie sich z. B. an der Landwirtschaftlichen Hochschule an verschiedenen Quadern zeigen[1]). Doch vermögen solche Einzelfälle den Wert des Materials im ganzen nicht zu beeinträchtigen.

Die bedeutendsten Gewinnungspunkte der Leuzitphonolithtuffe, von denen auch die in Berlin verwandten Bausteine stammen, liegen bei Weibern und bei Ettringen, wo die Tuffe in sehr großen Brüchen abgebaut werden. Man teilt die senkrechten Strossen durch Schrämen in die gewünschten Abmessungen und sprengt dann die Blöcke durch Keiltreiben ab. Da die Tuffe eine zusammenhängende Masse bilden, die nur von wenigen Klüften durchzogen wird, lassen sich Werkstücke fast in beliebigen Abmessungen gewinnen.

Leuzitphonolithtuffe sind an folgenden Gebäuden verwandt worden: Weibern: Geologische Landesanstalt, Eisenbahnzentralamt, Kaiser-Wilhelm-Gedächtniskirche (Wandflächen und Turmhelm; Architekturgliederungen: Sandstein von Friedersdorf, Wünschelburg und Alt-Warthau), Gnadenkirche, Kath. Garnisonkirche Hasenheide, Museum für Naturkunde, Romanisches Haus II (auch Sandstein von Rackwitz). Ettringen: Handwerkskammer, Landwirtschaftliche Hochschule, Warenhaus Tietz Alexanderplatz, Charlottenburger Brücke, Pergola im Rosengarten des Tiergartens, Fuggerhaus Linkstraße.

2. Quarztrachyttuff vom Nördlinger Ries

Ein weiterer in Berlin verwandter vulkanischer Tuff ist der Quarztrachyttuff des Nördlinger Rieses. Es ist ein gelbgraues, poröses Gestein, das den Eifeltuffen äußerlich ähnlich ist. Es enthält vielfach Einschlüsse von hell verwitterten Granitbrocken. Gewonnen wird der Tuff bei Aufhausen, Amerdingen usw. Seine Druckfestigkeit beträgt 350—400 kg/qcm. Der Quarztrachyttuff ist an dem Postamt in der Oranienburger Straße und an dem Geschäftshause Gerstenberg Ecke Friedrich- und Kochstraße verwandt worden.

IV. Tiefengesteine

1. Schlesische Granite

Granit von Striegau

Von den schlesischen Graniten hat wohl derjenige der Gegend von Striegau die häufigste Verwendung in Berlin gefunden. Wir finden ihn in den Sockeln einer großen Anzahl von Gebäuden.

[1]) Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Prof. Dr. Rathgen.

Die zwischen Striegau und Jauer in Form einzelner Hügel und Bergrücken aus den jüngeren Ablagerungen des Tertiärs und des Diluviums zutage tretenden Granitmassen gehören dem nördlichen der den Sudeten vorgelagerten Granitmassive, dem Striegau-Zobtener Granitmassiv an, dessen nördlichsten Teil sie bilden. Von den verschiedenen hier vorkommenden Abarten des Granits ist der eigentliche »Striegauer Granit« der am meisten verbreitete und technisch wichtigste. Er ist ein Einglimmergranit, der vorwiegend aus weißem Orthoklas, hellem Oligoklas, schwarzem Biotit und wasserhellem Quarz besteht. Die normale Ausbildung ist fein- bis mittelkörnig. Örtlich tritt auch eine schwache porphyrische Struktur auf. Die Farbe des Granits ist hellgrau. Die in der hellen Grundfarbe des Granits häufig vorkommenden dunklen Flecken, die bisweilen größere Ausmaße erreichen, rühren teils von Hornblende- und Biotitanreicherungen, teils von basischen Schlieren wechselnder Zusammensetzung her. Vielfach werden die Schlieren von einem feinkörnigen Rande umgeben. Die den Granit durchsetzenden wagerechten und horizontalen Fugen rufen häufig eine quaderförmige Absonderung hervor. Die wagerechte Bankung tritt in wechselnden Abständen auf. Unter den vertikalen Klüften zeichnen sich die nordöstlich gerichteten, sog. »Reißabgänge« durch glatte Spaltflächen aus, während die senkrecht dazu, nordwestlich gerichteten, die sog. »Kopfabgänge«, eine rauhe Fläche zeigen. Das Granitmassiv ist von zahlreichen Pegmatit-, Aplit- und Quarzgängen durchsetzt.

Die Wetterbeständigkeit des Striegauer Granits ist sehr gut, wenn das verwendete Gestein frisch ist und keine Spuren beginnender Verwitterung zeigt. Die Druckfestigkeit beträgt 2000—2500 kg/qcm.

Der Striegauer Granit wird in zahlreichen großen Brüchen in der näheren und weiteren Umgebung von Striegau abgebaut; z. B. Streitberg bei Oberstreit, Mühlberg bei Gräben, Häslicht, Pilgramshain, Tschirnitz bei Jauer, Girlachsdorf u. a. m. Die Bankung und Klüftung erleichtert den Abbau außerordentlich, da in diesen Richtungen auch die Hauptspaltrichtungen des Granits liegen.

Striegauer Biotitgranit ist an folgenden Gebäuden verwandt worden:

Oberstreit: Sockel der Kaiser-Wilhelm-Gedächtniskirche, des Patentamts, der Sparkasse des Kreises Teltow, des Domes (auch Striegau).

Häslicht: Jannowitzbrücke, Sockel des Krankenhauses Moabit. Ohne nähere Angabe der Herkunft: Sockel der Deutschen Bank, der Charité, Plinthen und Treppen des Lehrter Bahnhofs.

Granit vom Zobten

Eine erheblich geringere Rolle für Berlin spielt der Biotitgranit vom Zobten, der den südlichen Teil des Striegau-Zobtener Granitmassivs bildet. Er tritt am Westrande des Zobtengebirges in größerer Verbreitung zutage. Von den verschiedenen Abarten kommt in erster Linie der einglimmerige Granit in Frage. Dieses meist mittelkörnige Gestein besteht im wesentlichen aus grauweißlichem Quarz, weißem Orthoklas oder Mikroklin, weißlichem Oligoklas und schwarzem Biotit.

Mehr noch als in Striegau wird der Granit von pegmatitischen Gängen durchzogen, die die Grundlage der dortigen Feldspatindustrie bilden. Die Klüftung und Bankung entspricht in wesentlichen derjenigen des Striegauer Granits.

Gewonnen wird dieser Zobtengranit vor allem bei Ströbel und Qualkau, wo er mehrere dem Zobten vorgelagerte Hügel bildet. Die einzigen mir bekannt gewordenen Beispiele für Zobtengranit in Berlin sind die Sockel der Epiphaniaskirche in Westend und die Kirche in Friedrichshagen.

Granit von Strehlen

Auffallend ist die geringe Verwendung des Strehlener Granits als Sockelgestein; wir finden ihn nur in Säulen in Berlin.

Der in der Gegend von Strehlen z. T. in großer Oberflächenverbreitung auftretende Granit gehört dem südlichen Granitmassiv des Sudetenvorlandes an. Von den hier vorkommenden Granitarten kommt in erster Linie der jüngere Biotitgranit für die technische Verwendung in Frage. In normaler Ausbildung setzt sich dieser, aus grauem bis wasserhellem Quarz, weißem bis gelblichweißem Orthoklas und schwarzem Biotit zusammen. Die Farbe des gleichmäßig feinkörnigen Gesteins ist bläulichgrau. Der Strehlener Granit zeigt eine deutliche Bankung und zwar nimmt die Mächtigkeit der Bänke von oben nach unten zu. Weiter ist er von zahlreichen Klüften durchsetzt, von denen die NNO-streichenden sich oft durch Harnische auszeichnen. Durch die so bewirkte Zerteilung des Granits wird der Steinbruchsbetrieb sehr erleichtert; andererseits liegen diese Ablösungsfugen doch vielfach so weit voneinander entfernt, daß die Gewinnung sehr großer Blöcke, wie sie vor allem für die großen Säulen nötig sind, möglich ist. Die Druckfestigkeit beträgt 1800—2800 kg/qcm.

Gewonnen wird der Granitit bei Strehlen, Niclasdorf, Steinkirche usw. Die größte Menge des Materials wird zu Pflastersteinen verarbeitet.

Als Verwendungsbeispiele in der Außenarchitektur seien die Säulen an den Geschäftshäusern von Hertzog Breitestraße und Henkel Leipziger Straße genannt. Erwähnenswert sind noch die großen Säulen im Hauptsaal der Börse, im Reichstagsgebäude und in der Technischen Hochschule in Charlottenburg.

Granit aus dem Riesengebirge

Der Riesengebirgsgranit ist ziemlich spärlich in Berlin verwandt worden.

Von den verschiedenen Abarten der Granite des Riesengebirges ist nur der »Normalgranit« des Riesengebirges in Berlin verwandt worden. Es ist ein ausgesprochen porphyrischer Granit, dessen porphyrische Struktur durch große rotbraune bis hellfleischrote Orthoklase in Erscheinung tritt. Diese Einsprenglinge haben meist Walnußgröße. Das sie umgebende Gestein besteht aus einem gleichkörnigen, fein- bis mittelkörnigen Granit, dessen wesentliche Bestandteile rötlicher Orthoklas, weiß- bis gelblichblauer Oligoklas, schwarzer Biotit und

heller Quarz sind. Dunkle feinkörnige basische Schlierenbildungen von rundlicher Gestalt sind eine häufige Erscheinung. Vielfach wird der Granit von aplitischen und pegmatitischen Gängen wechselnder Stärke durchzogen.

Für die Wetterbeständigkeit des Gesteins sind die großen Feldspäte von nachteiligem Einfluß. Die in ihnen häufig auftretenden Haarrisse werden durch Temperaturschwankungen und Frostwirkung erweitert und beschleunigen dadurch die Verwitterung.

Der Riesengebirgsgranit wird hauptsächlich bei Jannowitz und Fischbach gewonnen. In Berlin ist er an der Seeparkbrücke und an der Fennbrücke verwandt worden.

2. Sächsische Granite

Granit aus der Lausitz

Von den sächsischen Graniten haben vornehmlich die der Lausitz in Berlin Verwendung gefunden und zwar soweit mir bekannt geworden ist, nur als Sockelgesteine.

Das Lausitzer Granitmassiv, das eine Oberfläche von mehr als 3500 qkm einnimmt, ist das größte der sächsischen Granitmassive. Von den zahlreichen in ihm auftretenden Abarten des Granits ist der mittelkörnige Biotitgranit, auch Lausitzer Granitit genannt, der mehr als die Hälfte der gesamten Granitmasse ausmacht, der wichtigste und wertvollste. Er besteht in der Hauptsache aus bläulich- bis milchweißem Feldspat, vorwiegend Oligoklas, rauchgrauem Quarz und schwarzbraunem Magnesiaglimmer. Muscovit tritt nur vereinzelt und sehr spärlich auf. Die Farbe des Gesteins ist weißgrau gesprenkelt. In der Steinindustrie wird er als »Blauer« Granit bezeichnet. Infolge des wechselnden Gehaltes an dunklem Glimmer in manchen Partien erscheint der Farbton, bald heller bald dunkler. Sehr verbreitet ist der Schwefelkies, der in kleinen Kristallen von wechselnder Menge das Gestein durchsetzt. Durch die Verwitterung des Pyrits zu Brauneisen entstehen leicht größere braune oder rostrote Flecke, die derartige Blöcke stark entwerten. Außerdem wirkt der Pyritgehalt nachteilig auf die Wetterbeständigkeit des Granits. Die häufiger in dem Granitit auftretenden dunklen Flecke rühren teils von örtlichen Anreicherungen von Magnesiaglimmer teils von fremden Einschlüssen her.

Der Lausitzer Granitit ist in der Regel in mächtigen Bänken abgesondert, die in Verbindung mit den das Gestein in wechselnder Menge durchsetzenden, meist senkrecht zueinander verlaufenden Klüften von ausschlaggebender Bedeutung für den Steinbruchsbetrieb sind. Besonders erleichtert wird der Abbau, wenn die Klüfte sehr große Abstände voneinander haben und die Bankung regelmäßig in mäßigen oder geringen Abständen durchsetzt. Es lassen sich dann leicht Platten von großen Abmessungen gewinnen. Aus den dickeren Bänken werden Sockelquader hergestellt. Der Lausitzer Granit wird sowohl bossiert wie poliert zu Werksteinen verwandt. Seine Hauptverwendung findet er im Straßenbau, wo wir ihn als Bürgersteigplatten, Bordsteine,

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Pflastersteine und Straßenschotter finden. Die Druckfestigkeit schwankt zwischen 1000 und 2000 kg/qcm.

Der Lausitzer Granitit wird an so zahlreichen Stellen gewonnen, daß es unmöglich ist, sie alle aufzuzählen, es seien nur folgende genannt: Demitz-Thumitz, Schmölln, Bischofswerda, Häslich, Bischheim.

Der Lausitzer Granitit ist an folgenden Gebäuden verwandt worden: Sockel des Kriminalgerichts Moabit, der Technischen Hochschule Charlottenburg, an der Stadtbahn, Hauptkadettenanstalt Groß-Lichterfelde.

Granit von den Riesensteinen bei Meißen

Der Biotitgranit von den Riesensteinen ist verhältnismäßig wenig in Berlin verwandt worden. Er ist wegen seiner schönen roten Farbe bemerkenswert.

Dieser Granitit verdankt seine Entstehung einem der jüngeren granitischen Nachschübe des Meißener Syenit-Granitmassivs. Er findet sich östlich von Meißen bei Zscheila, wo er in mehreren größeren und kleineren Felskuppen, den Riesensteinen, aus der flachen Umgebung herausragt. Er ist ein Biotitgranit, der sich durch seinen Reichtum an Quarz und seine Armut an Glimmer auszeichnet. Seine schöne fleischrote Farbe verdankt er den durch Eisenglanz rotgefärbten Feldspäten, die aus Oligoklas, Plagioklas und Mikroklin bestehen. Das Gefüge ist als grob zu bezeichnen.

Granit von den Riesensteinen ist an der Belle-Alliance-Brücke, der Teltowkanalbrücke in Lankwitz, ferner zu den Säulen an den Häusern Kurstraße 40 und Grünstraße 32 verwandt worden.

3. Bayerische Granite

Fichtelgebirge

Die Granite des Fichtelgebirges sind mit einer großen Anzahl der in diesem Gebirge auftretenden Arten vertreten. Sie haben in Berlin teils als Sockel, teils als Säulen Verwendung gefunden.

Die Granite des Fichtelgebirges treten in zwei, von Südwesten nach Nordosten verlaufenden, Zügen auf. Der nördliche dieser Züge zerfällt in drei im Phyllit aufsetzende, räumlich voneinander getrennte Stöcke, die Reuth bei Gefrees, den Waldstein mit dem Epprechstein und den Kornberg, die sämtlich Gesteine für die Berliner Bauten geliefert haben. Der südliche Granitzug, der den nördlichen ganz erheblich an Masse übertrifft, bildet das eigentliche Fichtelgebirge. Von den verschiedenen Abarten dieses Gebietes finden wir Vertreter von der Kösseine, vom Schneeberg und von Selb in Berlin. Die in diesen Zügen auftretenden Granite sind zum größten Teile Biotitgranite, während die Zweiglimmergranite stark zurücktreten. Die Unterschiede der einzelnen Abarten sind vielfach durch Strukturverhältnisse bedingt; wir finden grobe, mittel- und feinkörnige Granite, daneben auch solche von mehr oder weniger deutlich ausgesprochen porphyrischem Gefüge, sog. Kristallgranite Gümbel's. Die Absonderung ist bei fast allen eine bankige, die zusammen mit den die Gesteinsmasse durchsetzenden

Kluftsystemen bisweilen eine grobe Quaderung hervorrufen. Diese Ablösungsfugen sind aber meist so weit voneinander entfernt, daß sich Werkstücke von sehr großen Abmessungen gewinnen lassen, wie sie z. B. zu den Säulen notwendig sind.

Granit von der Reuth bei Gefrees

Wohl der bekannteste der Fichtelgebirgsgranite ist der Gefrees-Reuther Granit. Es ist ein dunkelgrauer bis gelblicher Biotitgranit von kleinkörnigem bis schwach porphyrischem Gefüge. Die porphyrische Struktur tritt durch weißliche Orthoklaskristalle, die eine Größe von 2 cm erreichen, in Erscheinung. Diese Kristalle werden von einer fein- bis kleinkörnigen Masse von weißlichem Orthoklas, Plagioklas, wasserhellem Quarz und dunklem Biotit umgeben. Die Druckfestigkeit beträgt 1500—2500 kg/qcm.

Gefrees-Reuther Granit ist an den Rampen, Treppen und dem Sockel des Reichstagsgebäudes verwandt worden.

Granit vom Epprechstein

Der Granit vom Epprechstein ist ein Zweiglimmergranit von mittel- bis grobkörnigem Gefüge. Die Farbe ist bläulich- bis gelblichgrau. Dieser Granit zeichnet sich durch einen stellenweise recht beträchtlichen Gehalt an Turmalin aus. Seine Druckfestigkeit beträgt 2600—3000 kg/qcm.

Er ist an der Stadtbahn verwandt worden.

Granit vom Kornberg

Der Kornberger Granit ist ein grobkörniger Biotitgranit von hellgrauer Farbe. Neben Biotit kommt auch Muscovit in geringen Mengen vor. Seine Druckfestigkeit beträgt 2800—3200 kg/qcm.

Er ist an dem Sockel der Töchterschule in Neukölln verwandt worden.

Granit von der Kösseine

Der Kösseine Granit ist ein grobkörniger Biotitgranit von graublauer bis grünlichblauer Farbe. Diese dunkle Farbe rührt von z. T. recht großen hellgrau bis blau gefärbten Mikroklinen her, die dem Gestein ein charakteristisches Gepräge geben. Die übrigen Feldspäte sind teils von hellerer, teils auch von dunkler Farbe. Der nicht sehr reichlich vorhandene Biotit ist fast schwarz. Der Quarzgehalt ist sehr hoch. Häufig treten Einschlüsse von Phyllit und Gneis in dem Granit auf. Das Gestein ist außerordentlich gut politurfähig. Seine Druckfestigkeit beträgt 2500—3000 kg/qcm.

Granit von der Kösseine ist an den Denkmälern Kaiser Friedrichs in Berlin und Charlottenburg verwandt worden.

Granit vom Schneeberg

Der Granit vom Schneeberg ist ein weißgrauer mittelkörniger Biotitgranit. Er zeichnet sich meist durch eine schriftgranitische Struktur aus, die durch tafelförmige Ausbildung der Orthoklaskristalle her-

vorgerufen wird. Neben Biotit tritt auch überall, wenn auch stets nur in geringen Mengen Muscovit auf. Die Druckfestigkeit des Schneeberger Granits beträgt etwa 1400 kg/qcm.

Er ist an der Brücke am Halleschen Tor und zu den Säulen im Völkerkunde-Museum verwandt worden.

Granit von Selb

Bei Selb wird ein grauer klein- bis feinkörniger Biotitgranit gewonnen, der sich vielfach durch ein außerordentlich feines Korn auszeichnet. Manche Lagen erhalten dadurch ein fast sandsteinartiges Aussehen. Seine Druckfestigkeit beträgt 1600—1800 kg/qcm.

Granit von Selb ist an den Sockeln des Anhalter Bahnhofs und des Gefängnisses in Moabit verwandt worden.

Redwitzit von Redwitz

Die Redwitzite treten im Süden des Fichtelgebirgsmassivs im Kristallgranit als dunkle Gesteine auf. Sie werden von Willmann (58) als basische Nachschübe gedeutet, während sie Pfaff (42, S. 118) als basische Vorläufer des Fichtelgebirgsgranits ansieht. Das dunkle, schwarzgraue, weißmelierte Gestein, das von Gümbel als Syenitgranit bezeichnet worden ist, geht im Handel als Fichtelgebirgssyenit. Die wesentlichsten Gemengteile sind Biotit, der oft in großen Tafeln auftritt, meist grün gefärbte Hornblende, Orthoklas und verschiedene Plagioklase und in der Regel wenig Quarz. Charakteristisch für die Redwitzite ist die starke Schlierenbildung, die sowohl im kleinen, wie im großen auftritt. Die Struktur ist sehr wechselnd, man trifft alle Übergänge von dichtem bis grobkörnigem und porphyrischem Gefüge. Die Druckfestigkeit beträgt etwa 1500 kg/qcm.

Redwitzit ist am Sockel des Reichstagsgebäudes verwandt worden.

Bayerischer Wald

Granit vom Büchlberg im Passauer Granitmassiv

Von den verschiedenen im Bayerischen Walde auftretenden Granitabarten hat nur der vom Büchlberg im Passauer Granitmassiv in Berlin verschiedentlich Verwendung gefunden.

Der Granit vom Typus des Büchlberges, der im Süden des Passauer Granitmassivs in ziemlich großer Verbreitung auftritt, ist ein mittelkörniger Biotitgranit von weißlichgrauer bis hellgelber Farbe. Quarz und Feldspäte sind häufig mikropegmatitisch verwachsen. Der Biotit tritt etwas zurück. Ausgezeichnet ist der Granit vom Büchlberg durch einen stellenweise sehr hohen Andalusitgehalt. Der Andalusit ist meist besonders an den Rändern in Muscovit umgewandelt. Die das Gestein durchsetzenden Ablösungsfugen treten sowohl in einer schwach geneigten Bankung, wie in mehr oder weniger senkrecht dazu stehenden Kluftsystemen auf. Die als Lasse bezeichneten steilen Klüfte erscheinen teils als deutliche Spalten, teils aber als feine Risse, sog. Glaslassen, die leicht übersehen werden und den Wert der Blöcke unter Umständen stark herabsetzen. Der Büchlberger Granit ist durch

seine leichte Bearbeitbarkeit ausgezeichnet. Seine Druckfestigkeit schwankt zwischen 2250 und 4280 kg/qcm.

Die Wetterbeständigkeit ist im allgemeinen recht gut. Daß jedoch auch weniger gute Lagen vorkommen, zeigen die Sockelgesteine an der Staatlichen Bibliothek, die in ihren äußeren Teilen schon jetzt, nachdem die Steine kaum zwanzig Jahre stehen, sehr stark zermürbt sind, so daß sie geradezu absanden.

Granit vom Büchlberg ist an dem Sockel der Staatlichen Bibliothek und zu den großen Säulen des Warenhauses Wertheim in der Leipziger Straße verwandt worden.

4. Schwedische Granite

Schwedische Granite sind in Berlin verschiedentlich zu Sockeln verwandt worden, z. B. am Palais Wilhelms I., doch habe ich nicht feststellen können, um welchen der sehr zahlreichen schwedischen Granite es sich handelt. Sehr häufig findet man die roten schwedischen Granite als Denkmalssockel; doch soll darauf hier nicht weiter eingegangen werden. Nur ein Denkmal möchte ich wegen seines mehr gebäudeartigen Charakters erwähnen, die Siegessäule.

Granit von Virbo

Der an dem Sockel und der Säulengallerie der Siegessäule verwandte Granit ist der berühmte Virbo-Granit. Es ist ein dunkelroter Biotitgranit, der seine Farbe den roten Feldspäten, die eine Größe bis zu 4 cm erreichen, verdankt. Er wird bei Virbo nördlich von Oskarshamn an der Südostküste Schwedens gewonnen.

V. Ergußgesteine

1. Leuzitbasaltlava der Eifel

Die Leuzitbasaltlava der Eifel hat in Berlin nur in mäßigem Umfange Verwendung gefunden. Äußerlich tritt sie nur an wenigen Gebäuden in Erscheinung, sie kommt dagegen häufiger in Sockeln und bei kleineren Architekturteilen, wie kleinen Säulen vor.

Die Leuzitbasaltlava tritt südlich des Laacher Sees bei Mayen, Kottenheim und Niedermendig auf. Die Lavamassen dieses Gebietes verdanken ihre Entstehung den Ergüssen einer Anzahl von Vulkanen. Infolgedessen zeigen die einzelnen Teile eine verschiedene petrographische Zusammensetzung, was aber in ihrem äußeren Aussehen kaum zum Ausdruck kommt. So sind die aus dem Bellerberg stammenden Massen bei Mayen und Kottenheim als Leuzittephrite, z. T. vielleicht auch als Leuzitbasanit zu bezeichnen, während die Niedermendiger Mühlsteinlava zwischen den Nephelin- und Leuzittephriten steht (MARTIUS, 37, S. 398). Äußerlich erscheint die Lava als eine grauschwarze Gesteinsmasse, die von zahlreichen unregelmäßig gestalteten meist rundlichen Hohlräumen durchsetzt ist. Die Größe und Menge dieser Löcher ist sehr verschieden; zwischen grobporigen, schaumigen und fast ganz dichten Partien kommen alle Übergänge vor. Poröse Laven

überwiegen jedoch durchaus. Die Lava tritt teils in massiger Struktur auf, teils ist sie aber auch in groben Säulen abgesondert.

Die Druckfestigkeit beträgt 750—950 kg/qcm. Das Raumgewicht ist infolge der porösen Beschaffenheit für ein basaltisches Gestein mit 2,2—2,3 recht gering, wodurch die Versendung auf weite Strecken erleichtert wird. Die Wetterbeständigkeit ist vorzüglich, wie zahlreiche sehr alte Bauten des Rheinlandes beweisen.

Die Leuzitbasaltlava wird in der Gegend von Mayen und Kottenheim in zahlreichen großen Tagebrüchen gewonnen, während die Niedermendiger Brüche wegen der hier recht mächtigen Deckschichten unterirdisch betrieben werden. Neben der Verwendung der Lava zu Werk- und Pflastersteinen, spielt die Herstellung von Mühlsteinen eine sehr große Rolle.

Die Leuzitbasaltlava der Eifel ist an folgenden Gebäuden verwandt worden:

Verwaltungsgebäude von Siemens & Halske Nonnendamm, Sockel des Polizeidienstgebäudes Magazinstraße, des Eisenbahnzentralamts, der Schule Charlottenburg Oranienstraße, ferner Moabiter Brücke und Mühlenbrücke.

2. Pyroxengranitporphyr von Beucha

Ein beliebtes Sockelgestein ist der Pyroxengranitporphyr von Beucha in Sachsen, der im Handel meist unter dem Namen »Beuchaer Granit« geht. Er tritt östlich von Leipzig bei Brandis inmitten der weiten Decke diluvialer Schichten in nicht sehr großen Flächen zutage. Seine Entstehung verdankt er dem jüngsten der gewaltigen Porphyrausbrüche des Mittelrotliegenden in Nordwestsachsen.

Der Pyroxengranitporphyr besteht aus einer mittel- bis kleinkörnigen Grundmasse, die zahlreiche porphyrische Einsprenglinge und Bruchstücke fremder Gesteine umschließt. Die Grundmasse setzt sich in der Hauptsache aus Quarz und Feldspat zusammen. Die porphyrischen Einschlüsse bestehen vorwiegend aus Feldspäten, unter denen besonders die bis 4 cm großen Orthoklase auffallen, während die Plagioklase geringere Abmessungen haben. Die oft chloritisch zersetzten grünen pyroxenischen Gemengteile, die in wechselnder Menge auftreten, rufen vielfach verschiedene Farbtönungen hervor. Der Biotitgehalt ist großen Schwankungen unterworfen. An weiteren Gemengteilen seien noch Magnetit, Apatit und roter Granat genannt.

Die vorherrschende Farbe des Pyroxengranitporphyrs ist blaßrot mit einem grünlichen Schimmer, doch können auch die grünlichen Farbtöne überwiegen. Die grünen chloritisch zersetzten Pyroxene inmitten der rötlichen Grundfarbe ergeben einen schönen warmen Ton.

Gewonnen wird der Pyroxengranitporphyr vor allem bei dem Dorfe Beucha und am Kohlenberge südlich Brandis. Die das Gestein durchsetzende Klüftung gestattet die Gewinnung recht großer Blöcke.

Der Beuchaer Pyroxengranitporphyr ist an folgenden Gebäuden verwandt worden: Sockel des Reichsarbeitsministeriums, des Preußischen Staatsministeriums Wilhelmstraße 63, der Katholischen Kirche

in Friedenau, des Zahnärztlichen Instituts der Universität, des Ingenieurhauses Fritz Ebertstraße; ferner an der Heerstraßenbrücke am Stößensee.

VI. Findlinge des Diluviums

Wie schon einleitend bemerkt wurde, sind neben dem Muschelkalk von Rüdersdorf die Findlinge des Diluviums die einzigen natürlichen Gesteine, die in der Nähe von Berlin vorkommen. Sie dürften die ersten überhaupt in Berlin verwendeten natürlichen Gesteine sein. Sie finden sich allenthalben in den Ablagerungen des Diluviums, vor allem aber in den Blockpackungen der Endmoränen. Sie bestehen aus nordischen Gesteinen aller möglichen Arten und Farben, wie Graniten, Syeniten, Dioriten, Gneisen, Glimmerschiefern usw. aus Schweden, Norwegen und Finnland. Infolge ihrer mannigfach verschiedenen Färbung, Gestalt und Größe geben sie dem Mauerwerk ein eigenartig buntscheckiges Gepräge.

Derartige Findlinge mögen noch in manchem alten Berliner Hause stecken; das einzige Gebäude, an dem sie noch nach außen erscheinen, ist die Marienkirche, deren Turm in seinen unterem Teile aus ihnen gebaut ist. Weiter finden wir sie im Sockel des Denkmals Friedrichs des Großen. Von ihrer Verwendung am Mausoleum in Charlottenburg (KLUTMANN, 34) ist nichts mehr zu sehen. Schließlich sei noch die große Schale im Lustgarten genannt, die aus einem Block aus den Rauenschen Bergen hergestellt ist. Sie hat einen Durchmesser von 6,9 m.

Schriftenverzeichnis

1. ALBRECHT, Stratigraphie und Tektonik des Wealden am Bückeberge, Deister, Osterwald und Süntel mit besonderer Berücksichtigung der Flözführung. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913.
2. BAUER, Über die geologischen Verhältnisse des Seeberges und des Galberges bei Gotha mit besonderer Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse. Dies. Jahrb. f. 1881.
3. BERG, Die Granite des Riesengebirges und seine Ganggesteine. Abh. d. Preuß. Geol. L. A. N. F. H. 94.
4. BORNEMANN, Über Diluvial- und Alluvialbildungen der Umgebung von Mühlhausen im Gebiete der oberen Unstrut. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1856.
5. BRAUNS, Die phonolitischen Gesteine des Laacher-See-Gebietes und ihre Beziehungen zu anderen Gesteinen dieses Gebietes. N. Jahrb. f. Min. Beilage-Band 46. 1922.
6. BUSZ, Die Leuzitphonolithe und deren Tuffe in dem Gebiete des Laacher Sees. Verh. d. nathist. Ver. f. Rheinl. u. Westf. Bd. 48. 1891.
7. Zentralblatt der Bauverwaltung 1880—1925.
8. DEECKE, Geologie von Baden Bd. 1. 1916.
9. DRESCHER, Über die Kreidebildungen der Gegend von Löwenberg. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1863.
10. ECK, Rüdersdorf und Umgebung. Abhandl. z. d. geol. Spezialkarte v. Preußen. Bd. 1, H. 1. 1872.
11. Erläuterungen zu der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. Bl. Bamberg.
12. Erläuterungen zur geologischen Karte des Großherzogtums Hessen. V. Lief. Bl. Erbach-Michelstadt.
13. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lief. 19. Bl. Bibra; Lief. 25. Bl. Mühlhausen; Lief. 26. Bl. Rüdersdorf. III. Aufl.; Lief. 39. Bl. Gotha; Lief. 64. Bl. Plaue; Lief. 128. Bl. Langen-

salza, Langula; Lief. 185. Bl. Twülpstedt; Lief. 193. Bl. Kupferberg; Lief. 202. Bl. Schönau, Gröditzberg, Goldberg; Lief. 210. Bl. Strehlen, Zobten; Lief. 222. Bl. Striegau, Mörschelwitz.
14. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen. Bl. Nr. 12 Brandis, Nr. 48 Meißen, Nr. 83 Pirna, Nr. 84 Königstein-Hohenstein, Nr. 85 Sebnitz-Kirnitzschtal, Nr. 102 Bergießhübel, Nr. 103 Rosental-Hoher Schneeberg, Nr. 104 Hoher Winterberg-Tetschen.
15. Flegel, Über das Alter des Oberen Quaders des Heuscheuergebirges. Zentralbl. f. Min. 1904.
16. —, Heuscheuer und Adersbach Weckelsdorf. Diss. Breslau 1905.
17. Fischer, Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geogn. Jahresh. 21. Jg. 1908.
18. Frentzel, Das Passauer Granitmassiv. Geognost. Jahresh. 24. Jg. 1911.
19. Fritz, Vorkommen und Verwendung nutzbarer Kalksteine in Süddeutschland. Berlin 1925.
20. Grabbe, Die Schaumburg-Lippische Wealdenmulde. Diss. Göttingen 1883.
21. Gümbel, Geognostische Beschreibung d. Kgr. Bayern. III. Abt. Fichtelgebirge. 1879.
22. —, Geologie von Bayern. Bd. II. 1894.
23. Gutacker, Die Leuzittuffe der Eifel. Der Steinbruch 1917.
24. Handbuch der Steinindustrie. Berlin 1915.
25. Herrmann, Die technische Verwertung der Lausitzer Granite. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895.
26. —, Gesteine für Architektur und Skulptur. Berlin 1914.
27. Hirschwald, Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung. Berlin 1912.
28. —, Die bautechnisch verwertbaren Gesteinsvorkommnisse des preußischen Staates. Berlin 1910.
29. —, Untersuchungen über die Verwitterung des Baugesteins an der Bremer Baumwollbörse. Bautechn. Gesteinsuntersuch. III. Jg. H. 1. 1912.
30. —, Untersuchung von Baugesteinen für die Renovationsarbeiten am Kölner Dom. Bautechn. Gesteinsuntersuch. I. Jg. H. 2. 1910.
31. Höhne, Stratigraphie und Tektonik der Asse und ihres Ausläufers, des Haseberges bei Jerxheim. Dies. Jahrb. Bd. XXXII. T. 1. 1911.
32. Idler, Deutsches Steinbuch. Berlin 1904.
33. Jakobs, Die Verwertung der Vulkanischen Bodenschätze in der Laacher Gegend. Die Rheinlande. Bd. 6.
34. Klutmann, Die in Berlin gebräuchlichsten natürlichen Bausteine. Zentralblatt der Bauverwaltung. II. Jg. 1882.
35. Koch, Die natürlichen Bausteine Deutschlands. Berlin 1892.
36. Kossmat, Übersicht der Geologie von Sachsen. Leipzig 1916.
37. Martius, Beiträge zu den Fragen nach der Ursprungsstelle der weißen Bimssteintuffe, und dem Ursprungsort und des Entstehungsweise des Trasses unter besonderer Berücksichtigung des Nettetaler Trasses. Diss. Bonn 1912.
38. Metzing, Festschrift zum 150jährigen Bestehen der Firma Zeidler und Wimmel. Berlin 1926.
39. Milch und Rieger, Über basische Konkretionen und verwandte Konstitutionsfacies im Granit von Striegau. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. 29.
40. Mitteilungen des Materialprüfungsamtes 1883, 1885, 1889, 1892, 1897, 1898, 1900.
41. Nandelstaedt, Die Werk- und Pflastersteine Westdeutschlands. Hannover 1910.
42. Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. Bd. I. München 1924.
43. Obst, Die Oberflächengestaltung der schlesisch-böhmischen Kreideablagerungen. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg. Bd. XXIV. 1909.
44. Petraschek, Zur Geologie des Heuscheuer Gebirges. Verh. d. K. K. Reichsanstalt. 1903.
45. Reis, Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. I. Muschelkalk und untere Lettenkohle. Geogn. Jahresh. Jg. 22. 1909.
46. Sachs, Die Bodenschätze Schlesiens. Leipzig 1906.
47. Schilling, Festschrift zum 25jährigen Bestehen der Firma Carl Schilling. Berlin 1907.
48. Schottler, Der Ettringer Bellerberg, ein Vulkan des Laacher-See-Gebietes. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. 11.

49. Schuster, Ergebnisse und Beobachtungen über die Entwickelung und Verbreitung der Quaderkalke im Oberen Hauptmuschelkalk von Unterfranken. Geogn. Jahresh. Jg. 29/30. 1916/17.
50. Scupin, Die Gliederung der Schichten in der Goldberger Mulde. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 54. 1902.
51. —, Die stratigraphischen Beziehungen der Obersten Kreideschichten in Sachsen, Schlesien und Böhmen. Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. 24. 1907.
52 —, Die Löwenberger Kreidemulde und ihre Fauna. Paläontographica Suppl. Bd. VI. 1912/13.
53. Seipp, Der deutsche Travertin, ein mitteldeutscher Baustein. Steinindustrie. XX. Jg. 1925.
54. Steinbruch 1912. Sondernummern Bayern, Baden, Sachsen.
55. Tannhäuser, Der deutsche Travertin. Der Steinbildhauer 1924.
56. Wagner, Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Oberen Hauptmuschelkalkes und der Unteren Lettenkohle in Franken. Geol. u. Pal. Abh. N. F. Bd. 12. H. 3. 1913.
57. Williger, Die Löwenberger Kreidemulde, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fortsetzung in die Preußische Oberlausitz. Dies. Jahrb. 1881.
58. Willmann, Die Redwitzite, eine neue Gruppe von granitischen Lamprophyren. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1919.
59. Wunstorf, Die geologischen Verhältnisse des Kleinen Deisters, Nesselberges und Osterwaldes. Dies. Jahrb. 1900.

Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias

Von Herrn **W. Haack** in Berlin

Mit 2 Textfiguren

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Buntsandstein	161
Unterer und Mittlerer Buntsandstein	161
Fossilführung	169
Vergleich mit dem Hauptbuntsandstein in östlichen Nachbargebieten	170
Vergleich mit dem Westen (Bentheim)	171
Der Obere Buntsandstein oder Röt	171
Vergleich mit dem Röt in östlichen Nachbargebieten	173
Vergleich mit dem Westen (Bentheim)	174
Muschelkalk	174
Unterer Muschelkalk	174
Vergleich mit Nachbargebieten	177
Mittlerer Muschelkalk	180
Vergleich mit Nachbargebieten	180
Oberer Muschelkalk	180
Trochitenkalk	180
Die Ceratitenschichten oder Tonplatten	183
Vergleich des Oberen Muschelkalks mit Nachbargebieten	188
Trochitenkalk	188
Ceratitenschichten	189
Vergleichende Übersicht über die Ceratitenschichten	191
Keuper	192
Unterer Keuper oder Lettenkohlenkeuper	192
Vergleich mit östlichen Gebieten	195
Vergleichende Übersicht über den Unteren Keuper	196
Mittlerer oder Gipskeuper	196
a) Untere Gipskeupermergel	197
b) Die Schilfsandsteinzone	198
c) Obere rote Gipskeupermergel oder Rote Wand	199
d) Der Steinmergelkeuper	199
Die Gliederung des Gipskeupers bei Osnabrück und im Oberen Wesertal	200
Vergleich mit Nachbargebieten im Osten	200
Oberer Keuper oder Rät	203
Vergleich mit Nachbargebieten	204
Zusammenfassung	204
Schriftenverzeichnis	206

Im Gegensatz zu Jura und Kreide hat die Trias der Umgegend von Osnabrück verhältnismäßig wenig Beachtung gefunden, obwohl man sie schon ganz nahe an der Stadt beobachten kann und sie, abgesehen vom Buntsandstein, ziemlich viele gute Aufschlüsse enthält. Von älteren Arbeiten ist jedoch diejenige Heine's über die Umgegend von Ibbenbüren zu nennen, die im Jahre 1861 erschien und schon viele gute Beobachtungen bringt (14). Eine eingehendere Behandlung erfuhr besonders der Untere Muschelkalk und zwar durch Arbeiten Frantzen's und v. Koenen's (5, 6, 1888); den bis dahin fast völlig vernachlässigten Keuper lehrte erst Haarmann genauer kennen (12).

Da ich bei den Aufnahmearbeiten in der Osnabrücker Gegend eine Reihe ergänzender Beobachtungen machen konnte, durch die sich die Stratigraphie vervollständigen läßt, und eine neuere zusammenfassende Darstellung fehlt, so dürfte deren Mitteilung nicht unerwünscht sein, zumal die Erläuterungen zu den betreffenden Blättern ebenso wie diese selbst erst in einigen Jahren werden erscheinen können und für die Vergleichung mit entfernteren Gebieten nicht der geeignete Platz sind.

Buntsandstein

Unterer und Mittlerer Buntsandstein

Der Buntsandstein ist das am wenigsten bekannte Glied der Osnabrücker Trias, da er wegen des Mangels nutzbarer Gesteine nur selten aufgeschlossen ist. In einer Arbeit über das Hüggel-Gebiet hatte ich 1908 (9) bereits hervorgehoben, daß er sich von dem der normalen Entwicklung, wie er z. B. im Solling ansteht, nicht unerheblich in Ausbildung und Mächtigkeit unterscheidet. So sind im Mittleren Buntsandstein dicke, massige Sandsteine überhaupt nicht, solche groben Kornes sehr spärlich entwickelt, viele der Sandsteinbänke zeichnen sich im frischen Zustand durch z. T. an Ooide gebundenen Kalkgehalt aus, auch überwiegen selbst im Mittleren Buntsandstein die Tone über die Sandsteine; eine Trennung in Unteren und Mittleren Buntsandstein ist hier im Felde nicht mehr durchführbar. In einer Arbeit über den Mittleren Buntsandstein in Norddeutschland (10) zeigte ich, daß diese »niedersächsisch-ostelbische Facies« sich weithin im norddeutschen Flachlande ausbreitet.

Grobkörnige Gesteine fand ich nur an wenigen Punkten und zwar besonders bei Hasbergen.

Die Beobachtung des Acker- und Waldbodens und der Schichtenköpfe auf den beiden westlich der Straße Hasbergen-Osnabrück nordöstlich Schierke auf Blatt Hasbergen[1]) gelegenen Hügeln ergibt ein mit 15° N einfallendes angenähertes Profil und zwar vom Hangenden zum Liegenden:

1. Etwa 55 m braunrote Letten mit viel z. T. kieseligem, bräunlichem, feinkörnigem Sandstein und grauen bis grauvioletten z. T. mergeligen Kalksandsteinplatten, die fast das Aussehen sandiger Kalke annehmen. Diese Schichten stehen im Hügel Punkt 107 an.

[1]) Die Blattnamen sind diejenigen der Meßtischblätter 1 : 25000.

2. Etwa 20 m braunrote Schieferletten mit wenigen Bänken feinkörnigen Sandsteins; an der Basis und an der Oberkante fanden sich einzelne kleine Brocken von mürbem groben Sandstein und grobsandigem roten Ton.
3. » 15 » braunrotes massiges Tongestein in der Senke zwischen beiden Hügeln, kleine Teiche tragend.
4. » 5 » braunroter Letten mit hellen porigen, z. T. stark kalkhaltigen Sandsteinen; einmal schiefriges rotes kalkhaltiges hellgeflecktes Tongestein.
5. » 25 » braune und bräunlichgraue, bis 10 cm dicke Platten von porigen Sandsteinen, die zuweilen noch schwachen Kalkgehalt aufweisen, sowie grünlichgraue Schieferletten, die Kuppe des südlichen Hügels bildend.
6. » 5 » braunrote Schieferletten mit grobporigen feinkörnigen Sandsteinen.

Das grobkörnige Gestein aus Nr. 2 enthält zwischen den 1 mm Durchmesser erreichenden, gut gerundeten Quarzkörnern viele helle, kleine Feldspatkörner. Das schwach tonige Bindemittel mag ehemals Kalk enthalten haben, auf dessen Auslaugung vielleicht die unregelmäßig gestalteten Poren zurückzuführen sind.

Ein grobsandiger Bröckelletten fand sich dann ferner 500 m nordwestlich von hier, d. h. im Streichen liegend, im Aushub eines Neubaues, wo auch das massige Tongestein anzustehen scheint. Weiter fanden sich Brocken grobkörnigen Sandsteins auf der Höhe des Dicknerberges im Holze, ohne daß sich hier aber näheres über den Schichtenverband sagen ließe. Ein letzter Fundpunkt liegt auf Blatt Osnabrück in Holzhausen und zwar im Einschnitt der von Station Patkenhof nach Hagen führenden Straße. Vom Hangenden zum Liegenden stehen dort an:

Etwa	9,50 m	graue Schieferletten
»	? »	eine dünne dunkelviolette feinsandige Kalkbank
»	7,50 »	gestörte rote und graue Letten
»	0,38 »	weiche helle Sandsteine mit grünen Tonhäuten und unregelmäßigen Poren
»	3,70 »	etwas gestörte rote und grüne Schieferletten, an einer Stelle ein flasriger roter poröser feinsandiger Kalk
»	0,15 »	grobkörniger mürber Arkosesandstein und grobsandiges braunrotes Tongestein
»	2,00 »	gestörte Schieferletten, teils ziegelrot, teils braunrot und grünlich, kalkhaltig
»	0,40 »	dickbankiger rotbrauner heller gefleckter mittel- bis grobkörniger toniger Sandstein
»	6,50 »	violettroter Mergelschiefer mit rötlichen feinsandigen, bis 5 cm dicken Kalklagen, oben grünlich
»	0,15 »	dunkler mit Letten verwachsener dünnplattiger feinsandiger Kalk
»	10,50 »	rote Schieferletten mit ? Sandstein, undeutlich aufgeschlossen.
»	1,00 »	grünlichgrauer toniger Sandstein mit dunklen Klüften
»	4,00 »	undeutlich: rote Schieferletten.

Summe etwa 45—46 m

Diese Schichten liegen höchstwahrscheinlich höher als die oben genannten der Gegend von Hasbergen, da sie am meisten Ähnlichkeit besitzen mit den im Liegenden des Röts auftretenden, wie sie im Straßeneinschnitt nördlich Hasbergen bei Meyer zu Wambergen anstehen (s. unten). Da diese aber keine groben Sandsteine führen, werden die Patkenhofer Schichten allerdings nicht ganz so hoch liegen, so daß dem Röt zunächst also eine größere Schichtenfolge mit nur feinkörnigen Sandsteinen und sandigen Kalken vorhanden wäre.

Von diesen höchsten Schichten des Hauptbuntsandsteins gebe ich hier ein freilich lückenhaftes Profil vom Straßeneinschnitt bei Meier zu Wambergen in Hasbergen, das ich 1919 aufnahm:

1.	Etwa 25,00 m	(errechnet) nicht fortlaufend sichtbar, fast ziegelrotes bröckeliges Tongestein, z. T. schwach kalkhaltig; an einer Stelle, etwa in der Mitte, hellgrau. Sandsteine nicht gesehen. Röt
2.	Etwa 0,35 m	in dünnere Platten zerfallender Sandstein, oben hell, rauh und porös, unten beinahe als Kalk entwickelt
3.	» 0,75 «	beinahe ziegelrotes bröckeliges Tongestein, unter der Sandsteinbank graugrün
4.	» 0,02—0,04 m	Kalksandstein, rötlich bis bläulich mit unregelmäßig welliger Oberfläche
5.	» 0,75 m	fast ziegelrotes, bröckeliges Tongestein, kalkhaltig
6.	» 0,06 »	in Platten zerfallender Kalksandstein, hellgrau bis rötlichgrau. Das undeutlicher werdende Profil reicht noch etwa 70 m in das Liegende hinab. Von Nr. 6 an wird das Rot der immer noch weit überwiegenden Tone das gewöhnliche Braunrot, doch tritt die »ziegelrote« Farbe noch einmal wieder auf. Unter den Sandsteinen nehmen manche fast kalkähnlichen Charakter an. Weiter nach Süden stellen sich violettrote Farben ein. Im südlichen Teil des Einschnittes, südlich eines nach Osten führenden Feldweges folgen zunächst dunkelbraunrote Bröckeltone mit meist dünnplattigen sehr feinkörnigen braunen bis gelben (eisenschüssigen) Sandsteinen, aber auch dickeren porösen. Dann violettrote Schieferletten mit kalkigen sehr feinsandigen Platten.

In welcher Weise sich dieses Profil mit dem von Kuhlmann (17) deckt, der wohl weniger verwachsene Böschungen vorfand, ist schwer zu sagen. Es scheint mir, als ob das seinige in tieferem Niveau anfinge. Wenn Kuhlmann wegen der Kalke den höheren Teil seines Profiles zum Röt stellen will, so kann ich ihm darin nicht zustimmen, da sie wie bei Patkenhof auch tiefer vorkommen und der Osnabrücker Buntsandstein, wie überhaupt die »niedersächsisch-ostelbische Facies« des Mittleren Buntsandsteins, sich eben durch auffälligen Kalkgehalt auszeichnet, ja östlich der Elbe sogar Rogensteine führt.

Nirgends fand ich bisher grobes Korn in den zunächst auf den Zechstein folgenden Partien, wie sie im Ortenbrink, Steinbrink und anderen kleinen Kuppen auf der Nordseite des Hüggels anstehen, ebensowenig in dem diese Schichten querschlägig durchfahrenden Mathildenstollen dortselbst, der eine rund 155 m mächtige Schichtenfolge von Unterem Buntsandstein aufschließt. Etwas gröber als gewöhnlich ist allerdings der Sandstein auf jenen Kuppen, in denen er sich zu dickeren Paketen zusammenschließt, aber bei weitem nicht so grob wie die geringmächtigen obengenannten. Gemäß der Gepflogenheit, den Mittleren Buntsandstein mit dem ersten Auftreten groben Kornes beginnen zu lassen, wäre also diese Grenze unter Schicht 2 des Profiles nordöstlich Schierke (S. 162) zu legen. Die hierdurch abgetrennte liegende Abteilung, der Untere Buntsandstein, hätte dann eine Mächtigkeit von gegen 180 m, vorausgesetzt, daß die Lagerung einigermaßen gleichmäßig bleibt und die durch die Auslaugung der Anhydrite und des Steinsalzes des Zechsteins entstandene, gewöhnlich auch die tiefsten Schichten des Buntsandsteins mit umfassende Auslaugungs-Breccie

die Mächtigkeit nicht zu sehr verändert hat. Diejenige des Mittleren Buntsandsteins läßt sich nur indirekt ermitteln: Da die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins etwa 450 m beträgt und auf den Röt höchstens 90—100 m entfallen, bleiben nämlich für den Mittleren Buntsandstein 170—180 m. Wie in manchen anderen Buntsandsteingebieten wären die untere und die mittlere Abteilung also ziemlich gleich stark.

Für die Kartierung hat die jetzt gefundene Grenze aber keine Bedeutung. Dazu sind die groben Gesteine zu unbedeutend, zerfallen zu leicht und sind zu selten aufgeschlossen, und andere sichere Merkmale wüßte ich noch nicht anzugeben. In dieser Beziehung ist es außerordentlich zu bedauern, daß von den um die Jahrhundertwende in der Osnabrücker Gegend ausgeführten Tiefbohrungen, von denen manche auch im Buntsandstein mit Krone gebohrt sind, keinerlei nähere Angaben vorliegen und auch nur sehr wenige mit Teufenzahlen versehene Kerne. Nach den in der Sammlung dieser Anstalt aufbewahrten Stücken habe ich darum folgendes Profil aufgestellt, das ich trotz seiner Lückenhaftigkeit mitteilen möchte, da eben sonst nichts vorhanden ist[1]). Die als »Piesberg« bezeichnete Bohrung muß nach den bei Haarmann (12, S. 52) zu findenden Teufenangaben dieselbe sein, die dort als Bohrung III bei Büren auf der Tafel 1 eingetragen ist und etwa 250 m westlich Punkt 56,2 des Meßtischblattes Westerkappeln liegt. Das Profil lautet:

0—	57,50 m	Diluvium nach Haarmann
ab	57,50 »	Buntsandstein nach Haarmann
?	»	ziegelrotes massiges Tongestein mit zerstreuten kleinen Quarzkörnern und einer 1 cm starken sandigen Lage, auf einer Kluft Eisenglanz. Einfallen 45°
bei	210,50 »	violettroter schwachkalkiger Sandstein und ebenso gefärbter Schieferletten. Auf einer Schichtfläche Tongallen
»	215,00 »	violettroter Letten mit schwach kalkigem Sandstein verwachsen. Eine Schichtfläche unregelmäßig wellig, die andere mit deutlichen Wellenfurchen. Einfallen 50°
?	»	violettroter Schieferletten. Einfallen 45°
?	»	violettroter Schieferletten mit dünnen, schwach kalkigen grauen Sandsteinlinsen, die durch dazu senkrechte ausgefüllte Trockenrisse unterbrochen werden. Einfallen 47°
?	»	fleischroter dichter Sandstein, schwach kalkhaltig. Enthält kleine ockergelbe rundliche Pünktchen. Schichtflächen glatt, glimmerbestreut. Einfallen 45° und 53°
304,80—	306,40 »	violettroter Bröckelletten
314,15—	316,35 »	fleischroter dichter Sandstein mit Gips in Klüften und auf Drusen, braust nicht mit verd. HCl. Einfallen 45°
316,35—	317,60 »	violettroter schwach geschieferter Letten mit Gips in dünnen Lagen auf der Schichtung
?	»	violettrotes Tongestein mit zahlreichen Putzen von Eisenglanz, der z. T. in Gipsdrusen sitzt
324,05—	326,70 »	dichter hellfleischroter und grünlicher Sandstein, unregelmäßig verwachsen mit violettroten Letten. Fasergips auf Klüften
?	»	z. T. heller, sonst fleischroter Sandstein mit Gips auf Klüften, schwach kalkig

[1]) Die Kerne, an denen die Teufenangaben fehlten, wurden nach ihrem Durchmesser eingereiht.

? m violettroter Schieferletten mit kleinen Eisenglanz-Drusen
344,90—348,50 » violettroter schwach schiefriger Letten
354,65—356,45 » fester violettroter, z. T. schwach kalkiger und ziemlich mürber feinkörniger Sandstein. Einfallen 45°
hellfleischroter dichter feinkörniger Sandstein mit vielen kleinen Eisenglanzdrusen, schwach kalkhaltig. Einfallen 40°
? » hellfleischroter Sandstein, mit Gips auf Klüften, braust nicht mit HCl.
? » violettroter Schieferletten mit Gips auf Klüften
400,45—405,45 » violettroter massiger Letten
405,45—410,25 » » » » mit Gipsdrusen und spärlichem Eisenglanz
410,25—417,10 » » » »
429,50—441,85 » » » »
461,10—463,55 » » Schieferletten. Einfallen 60°
? —466,90 » » » » 62°
466,90—471,50 » » » » 55°
471,50—477,00 » » »
477,00—480,00 » » » » 65°
480,00—481,40 » zur Hälfte Breccie von violettrotem Letten, zur Hälfte seiger stehender violettroter Schieferletten mit Eisenglanz
? » Breccie von violettrotem Letten
481,90—48 ? » violettroter Schieferletten mit Eisenglanz. Einfallen 55°.

Zechstein

485,00—492,00 » heller dichter Anhydrit[1])
492,00—496,50 » » » » mit dunklen Flecken
509,30 » » » »
561,15 » » » »
595 » grobkörniger Anhydrit
bei 647,00 » dunkler mergeliger Zechsteinkalk des Unteren Zechsteins
» ? » sehr dünnschichtiger dunkler Mergelkalk (stark kalkige Lage im Kupferschiefer?). Einfallen 50—55°.

Carbon. Piesberg-Schichten, taube Partie[2])

bei 679,75 m dunkles Quarzkonglomerat mit kleinen Krystallen von Schwefelkies
» 680,00 » dunkler kieseliger Sandstein
» 688,40 » dunkelgrauer dichter grober Sandstein mit braunen spätigen Trümern von Eisenspat?
» 713,00 » dunkelgraues Quarzkonglomerat
» 716,00 » grauer dichter Sandstein mit Trümern von Eisenspat?
» 716,50 » dunkler grober Sandstein. Einfallen 45°
» 717,05 » grauer dichter konglomeratischer Sandstein
» 720,00 » dunkelgrauer mittelkörniger schwach konglomeratischer Sandstein
» 729,00 » graues Konglomerat
» 735,00 » dunkler kieseliger Sandstein mit Schwefelkiesfünkchen
» 766,65 » grauer dichter mittelkörniger Sandstein mit Eisenspat
» 771,00 » grauer kieseliger Sandstein
» 792,70 » dunkles dichtes Konglomerat
» 797,40 » dunkles dichtes Konglomerat
» 809,00 » grauer kieseliger Sandstein
» 834,80 » tiefdunkles Konglomerat.

Zur Ergänzung füge ich Haarmann's Profil bei:

0— 57,50 m Diluvium
57,50—485,00 » Buntsandstein (Sole)

---

[1]) In Haarmanns Profil reicht der Buntsandstein bis 485 m, so daß der Anhydrit aus 485 m die Oberkante des Zechsteins bezeichnet.

[2]) Vergl. Gothan und Haack, Ruhrcarbon und Osnabrücker Carbon. Glückauf 60. Jahrg, 1924, Nr. 26, S. 535—541.

485,00—621,30 m Anhydrit
621,30—636,00 » Gips
636,00—665,00 » Zechsteinkalk
665,00—665,80 » Kupferschiefer
665,80—853,10 » flözleeres Carbon.

Da die wahre Mächtigkeit des Buntsandsteins in dieser Bohrung nur etwa 260 m beträgt, stammen die Proben, die abgesehen von der ersten, deren Teufe nicht bekannt ist, eine Schichtenfolge von etwa 140 m umfassen, alle aus dem Unteren Buntsandstein, wenn man die S. 164 berechnete Mächtigkeit in Ansatz bringt, wozu es paßt, daß keine grobkörnigen Gesteine vertreten sind. Auffällig ist die so häufig wiederkehrende violettrote Farbe, die ich über Tage in solchem Maße bisher nicht beobachtet habe. Unter den Sandsteinproben fehlen die Gesteine mit Ooiden. Die vorliegenden Proben sind nur schwach kalkhaltig und sämtlich, wie zu erwarten, feinkörnig. Das Auftreten von Gips in Trümern und auf Schichtflächen ist offenbar sekundär und wird ja auch in anderen Buntsandsteingebieten in Tiefbohrungen und Schächten oft beobachtet. Es hängt mit der oben erwähnten Auslaugung der salinaren Gesteine des Zechsteins zusammen, die bei Osnabrück in großem Umfange, besonders natürlich nach dem Ausgehenden zu stattgefunden hat und, wie die weite Verbreitung salzhaltiger Grundwässer zeigt, noch heute vor sich geht. Auf diese Auslaugung möchte ich auch die Breccienbildung an der Unterkante des vorliegenden Buntsandsteinprofils zurückführen, obwohl es sich hier schon um eine beträchtliche Tiefe handelt. Denn im Bohrloch südlich Icker ist nach dem bei Haarmann, a. a. O., S. 53 gegebenen Profil offenbar eine noch stärkere Auslaugung erfolgt, da der hier bei 350 m angefahrene Zechstein nur 74 m scheinbarer Mächtigkeit umfaßt. In dem Tiefbohrloch Sonneborn bei Pyrmont beobachtete Renner noch bis zu 1000 m Teufe ebenfalls starke Auslaugungserscheinungen (26, S. 4).

Die starke Einsturzbreccienbildung am Ausgehenden ist der Grund, warum man recht selten die wahre Grenze zwischen beiden Formationen zu Gesicht bekommt und darum sich schwer ein Urteil über die tiefsten Lagen des Buntsandsteins machen kann.

An anderer Stelle (9) erwähnte ich, daß in einem kleinen Steinbruche an der Südseite des Silberberges, der südlich vom Hüggel liegt, der Rauchwacke des Oberen Zechsteins ein unebenplattiger einige Zentimeter starker gelber sandiger Kalk auflagert, auf den rote Schiefertone mit dünnen Bänken bräunlichen Sandsteins folgen, also ein Zechsteinletten fehlt, desgleichen aber auch der »Bröckelschiefer«, der sonst in Nord- und Mitteldeutschland eine so weite Verbreitung hat. Anders scheinbar in der obigen Bohrung »Piesberg«. Unterhalb einer Teufe, die zwischen 356,45 und 400,45 liegt, finden sich bis hinab zum Zechstein unter den Proben keine Sandsteine, obwohl gerade aus diesem Bereich verhältnismäßig viele Proben vorliegen: Es handelt sich vielmehr teils um massige (oben), teils schiefrige Letten (unten), alle aber nicht von der braunroten Farbe, wie sie der Bröckelschiefer gewöhnlich aufweist, sondern von der gleichen violettroten,

die auch weiter oben bei den tonigen Gesteinen herrscht. Der letztere Umstand sowie die unten folgenden Beobachtungen am Silberberg und am Hüggel, auch schließlich die z. T. schiefrige Ausbildung, lassen es gerechtfertigt erscheinen, das Vorhandensein des Bröckelschiefers für die Osnabrücker Gegend nicht anzunehmen und die Abwesenheit der Sandsteine unter den Proben als zufällig anzusehen.

Im Sommer 1925 fand ich am Hüggel auf Bl. Hasbergen zwei neue Aufschlüsse der Grenzschichten zwischen Zechstein und Buntsandstein, deren einer am Mundloch des zum Tagebau IIb führenden Stollens 440 m ostnordöstlich Luisen-Schacht liegt. Von oben nach unten stehen hier an:

1. 6,30 m rote, untergeordnet helle Schieferletten mit dünnen, bis fingerdicken Sandsteinlagen. Die letzteren braun, recht mürbe, feinkörnig mit zerstreuten unregelmäßigen senfkorngroßen Löchern und grünlichen Tongallen
2. 0,70 » heller und bräunlicher Letten mit dünnen Lagen von braunem mürben Sandstein

Lücke von ca. 1,50 m

3. 1,70 » wie 2, aber etwas weniger Sandstein
4. 0,08 » schmutzigbrauner Kalksandstein

5. 3,00 » + ? klotzige graue und braune kristalline kalkige Rauchwacke und Breccie des Oberen Zechsteins.

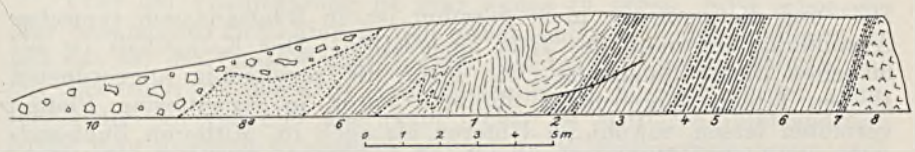


Fig. 1. Die Grenzschichten zwischen Zechstein und Buntsandstein im Ost-Stoß eines Einschnittes im Dolomit-Steinbruch 400 m östlich Großheide, Bl. Hasbergen
Links Norden, rechts Süden

1. Gestörte rote Schieferletten
2. Wechsellagerung von grünlichen und roten Schieferletten
3. braungraue und grünliche Schieferletten mit wenigen dünnen mürben Sandsteinlagen
4. Rote Schieferletten
5. Wechsellagerung wie 2., mit einer dünnen Sandsteinbank
6. Wie 3.
7. mürber graugelber Kalk mit erdigem Bruch, kleinstückig zerfallend, durch Ton und spärliche Glimmerblättchen verunreinigt
8. Helle, poröse bis brecciöse, klotzige, kalkige Rauchwacke, z. T. aschenartig mürbe
8a. Asche
10. Alter Steinbruchsschutt.

Eine zweite Stelle fand sich im Dolomit-Steinbruch der Georgs-Marien-Hütte 400 m östlich Mittelpunkt von Großheide am Südflügel des Hüggelsattels (Bl. Hasbergen) (vergl. Fig. 1). Es waren hier entblößt:

1. ± 1,80 m gestörte rote Schieferletten
2. 0,60 » Wechsellagerung von grünlichen und roten Schieferletten
3. 1,60 » braungraue und grünliche Schieferletten mit wenigen dünnen mürben Sandsteinlagen
4. 0,80 » rote Schieferletten

	5.	0,60 m	Wechsellagerung wie 2, mit einer dünnen Sandsteinbank
	6.	2,55 »	wie 3
	7.	0,25 »	mürber graugelber Kalk mit erdigem Bruch, kleinstückig zerfallend, durch Ton und spärliche Glimmerblättchen verunreinigt
Oberer Zechstein	8.	2,33 m	helle, poröse bis brecciöse, klotzige, kalkige Rauchwacke, z. T. aschenartig mürbe
	9.	8,00 »	Plattendolomit (im südlichen Steinbruch).

Sowohl diese beiden Profile wie das vom Silberberg stimmen darin überein, daß sofort auf den Oberen Zechstein eine Wechsellagerung von schiefrigen Letten mit Sandsteinbänken folgt und daß das Liegende von Rauchwacke, nicht von Anhydrit gebildet wird.

Was den Kalkgehalt der Sandsteine des Unteren und Mittleren Buntsandsteins hier im Westen der nordwestfälisch-lippischen Schwelle[1]) anlangt, so scheint es, als ob, vielleicht mit alleiniger Ausnahme der so spärlich und schwach entwickelten groben, ihnen allen wenigstens ein gewisser Gehalt von Hause aus eigen ist, einerlei, ob sie der unteren oder der oberen Partie angehören. Viele kann man wohl mit Recht als Kalksandsteine bezeichnen, ja schließlich findet man und zwar merkwürdigerweise oben im Profil, sogar Gesteine, die man schon als sandige Kalke bezeichnen möchte (s. Profile S. 161 bis 163) und die man gar nicht gewohnt ist, in Buntsandstein typischer Ausbildung unterhalb des Röts anzutreffen. Der Kalkgehalt ist bei manchen dieser Sandsteine, wie schon die regelmäßig angeordneten Reihen feiner, kugelrunder, dunkler Poren in verwitterten Platten vermuten lassen, sowohl im Unteren als auch im Mittleren Buntsandstein an kleine Rogenkörner gebunden. Dünnschliffe von frischem Gestein geben den Beweis. Ein Schliff von einem rötlich-grauen, braun bis schwarzbraun verwitterten Kalksandstein enthält 0,08 bis 0,1 mm im Durchmesser haltende, schon etwas bräunliche konzentrisch-schalige Ooide, die zusammen etwa die Hälfte des Gesteins ausmachen, in einer Grundmasse von Quarzkörnern und kleineren von Feldspat. Eigentliche Rogensteine kommen bei Osnabrück nicht vor.

Eine Eigentümlichkeit des Buntsandsteins um den Piesberg herum, wie überhaupt der Piesberg-Pyrmonter Achse ist das häufige Auftreten von Eisenglanz, der meist in feinen Schüppchen sowohl in Sandstein wie in Letten aufsetzt. Der Umstand, daß er im sonst gleichen Buntsandstein des Hüggelgebietes und bei Ibbenbüren fehlt, daß er aber andererseits im Wellenkalk des Westerberges bei Osnabrück vorkommt — hier in größeren oft schön entwickelten Rosen, eingesprengt in grobspätigen Kalkspatgängen oder in Drusen im Kalk selbst — läßt erkennen, daß dieses Mineral erst später eingewandert ist. Zu demselben Schlusse kam Renner bei Besprechung der oben erwähnten Tiefbohrung Sonneborn bei Pyrmont, wo er das Mineral im

[1]) Vergl. Haack (11).

Zechstein fand (26), desgleichen Naumann und Mestwerdt (25). Renner bringt es in Zusammenhang mit den Eisensäuerlingen der Pyrmonter Achse, die wiederum zurückgehen sollen auf die miocänen Basaltausbrüche weiter im Süden und Südosten. Das wieder führt ihn auf den Gedanken, daß die Zechsteineisenerze der Osnabrücker Gegend dieser gleichen Quelle ihre Entstehung aus Zechsteinkalk verdanken. Die Einwanderung des Eisenglanzes muß wenigstens hier im Westen aber viel früher erfolgt sein. Denn im Oberoligocän-Konglomerat von Atter westlich Osnabrück fanden sich Buntsandsteingerölle, die ebenfalls Fünkchen von Eisenglanz führen, der also schon zur Oberoligocänzeit darin vorhanden war. Will man ihn überhaupt mit vulkanischen Erscheinungen in Zusammenhang bringen, dann könnte man vielleicht an die eocänen Ausbrüche denken, deren feine Aschentuffe aus allerdings wohl weiter nordischer Ferne herrührend an so vielen Stellen Norddeutschlands bekannt geworden sind und nach Gagel sogar noch in den Dammer Bergen, also unweit Osnabrücks auftreten. Über die Entstehung des Eisenglanzes, die irgendwie mit der Sole zusammenzuhängen scheint, gedenke ich später näheres zu bringen.

Fossilführung

Über die Fossilführung ist sehr wenig zu sagen. Sind schon die hier behandelten Schichten in den altbekannten Gebieten fossilarm, so gilt das für die Osnabrücker Gegend erst recht. Versteinerungen, die mit Sicherheit auf den Unteren Buntsandstein bezogen werden könnten, kenne ich von hier überhaupt nicht. Im Mittleren Buntsandstein findet man dagegen wenigstens ab und an Wirbeltierreste, wenn auch meist nur in Gestalt winzig kleiner vivianitischer unbestimmbarer Knochensplitter und Fischschüppchen. Fundpunkte sind der Eisenbahneinschnitt von Niehaus, der oben genannte Straßeneinschnitt bei Meyer zu Wambergen, beide Bauernschaft Hasbergen, der Straßeneinschnitt südlich Station Patkenhof am Hüggel, der Pyer Ding westlich Piesberg und einige andere Stellen. In der Sammlung der Geologischen Landesanstalt liegen dann aber noch dünnblättrige braunrote Schieferletten mit undeutlichen *Estheria Albertii* Voltz, die Tietze bei Brinkmann in Osterledde gesammelt hat und die ich nicht, wie er zum Röt, sondern zu den hier besprochenen Schichten stellen möchte.

In den allerhöchsten Schichten nahe dem Röt fand sich in einer kleinen Grube 300 m südöstlich Klausing in Hollage, also am Nordflügel des Piesberg-Sattels auf Höhenkurve 95 im Anstehenden eine 20 cm starke Sandsteinplatte, die nach meinen Notizen »vogelfußähnliche Eindrücke« zeigte, von der ich aber mit meinen Mitteln ein größeres Handstück nicht abschlagen konnte. Nach meiner Erinnerung könnten sie recht wohl übereinstimmen mit den in den letzten Jahren so vielfach genannten und beschriebenen als *Arenicoloides* bezeichneten Wohnröhren sandbewohnender Tiere, die man bisher auf Würmer bezogen hat, für die aber Richter (28) es sehr wahrscheinlich machen konnte, daß es sich um Bauten von Krebsen wie die des heutigen

Corophium handelt[1]). Da diesen Platten in Mitteldeutschland bis nach Süddeutschland eine hohe stratigraphische Bedeutung zugeschrieben wird und sie sich besonders im höheren Teil des Mittelbuntsandsteins finden, so wäre auf sie sehr zu achten. Ständig beobachtenden Lokalsammlern würde es wohl auch sonst gelingen, Funde zu machen.

Nirgends habe ich bisher Pflanzenreste entdecken können, obwohl gewisse recht dunkle tonige und sandige Gesteine sehr wahrscheinlich durch pflanzliche Stoffe gefärbt sind, da sie beim Glühen hell werden.

Kuhlmann (17, S. 4) spricht zwar von Pflanzenresten im Profil von Meyer zu Wambergen, doch scheint es sich nach meiner Kenntnis der dortigen Gesteine und nach seiner eigenen näheren Angabe nur um jene nicht seltenen unregelmäßigen dunklen Poren zu handeln, welche nach der Auslaugung des Kalkes verbleiben. Sagt er doch: »Durch Auslaugung von Pflanzenresten sind oft größere und kleinere Poren entstanden«.

Vergleich mit dem Hauptbuntsandstein in östlichen Nachbargebieten

Vergleichen wir die Entwicklung der bisher behandelten Schichten, also ohne den Röt, mit der weiter im Osten, wozu uns besonders die Arbeit Nr. 7a von Grupe von Nutzen ist, so finden wir im Unteren Buntsandstein keine großen Abweichungen, denn auch dort fehlen echte Rogensteine, die sich erst östlich der Leine einstellen. Ganz unten ist aber insofern ein Unterschied vorhanden, als der Bröckelschiefer bei Osnabrück nicht entwickelt ist, während er unweit Oerlinghausen (Tiefbohrung Nieder-Barkhausen) sowie bei Pyrmont (Tiefbohrung Sonneborn) wieder auftritt, was gut stimmt zu der gleichen Erscheinung beim Zechsteinletten. Beim Mittleren Buntsandstein dagegen sind die Unterschiede schon ziemlich augenfällig. Besonders das Fehlen dicker und massiger Sandsteinbänke, insbesondere des »Bausandsteins«, die große Seltenheit grober Sandsteine, überhaupt die bedeutende Ähnlichkeit mit dem Unteren Buntsandstein, die sich u. a. in dem Auftreten der Rogenkörner führenden Sandsteine ausspricht, sind hier vor allem zu erwähnen; sie sind Kennzeichen der niedersächsisch-ostelbischen Facies, deren Südgrenze aus der Gegend südlich von Osnabrück, im Norden von Pyrmont, nördlich von Hildesheim und vom Harz vorbei über Magdeburg nach Osten zu, wahrscheinlich in größerer Entfernung nördlich Breslau, verläuft. Freilich ist das keine scharfe Grenze, sondern Teile der Schichtenfolge nehmen schon südlich von ihr jene Entwicklung an.

Ein Unterschied gegen Osten besteht auch in der erheblich geringeren Mächtigkeit. Rechnen wir für Osnabrück 350—360 m, so finden wir im Bohrloch Sonneborn die Mächtigkeit des ganzen Buntsandsteins zu 844 m, so daß auf Unteren und Mittleren Buntsandstein wohl an die 700 m entfallen mögen, also schon doppelt so viel wie bei Osna-

[1]) Gute Abbildungen bringt Soergel (30, Tafel XIX u. XX).

brück. An der Oberen Weser beträgt sie nach Grupe (7a) für den Mittleren Buntsandstein 400—600 m, für den Unteren 300—350 m, zusammen also zwischen 700—950, also nahe an 1000 m[1]).

Vergleich mit dem Westen (Bentheim)

Die von Harbort (13) bearbeitete Tiefbohrung Bentheim I hat im Liegenden von Unterer Kreide und Jura auch die Trias durchfahren, die im Muschelkalk nicht unerheblich von der uns gewohnten Ausbildung abweicht, im Buntsandstein ihr jedoch sehr ähnelt. Die groben Sandsteine sind hier im Mittleren Buntsandstein wieder viel häufiger als bei Osnabrück. Eine erhebliche Abweichung würde aber, wenn man Harbort folgt, die Mächtigkeit dieser Abteilung zeigen, die nur 80 m beträgt. Doch hat m. E. der Autor die Grenze zum Röt um 100 m zu tief gelegt. Unter den steinsalzführenden Schichten des Röts folgen hier nämlich noch von 983—1083 m tonige und sandige Gesteine mit Anhydritlagen, welch letztere Harbort offenbar zu jener Grenzziehung bewogen haben. Da aber sonst in Nord- und Mitteldeutschland das Steinsalz ganz nahe über dem Mittleren Buntsandstein beginnt (29), ferner im Röt Sandsteine nur spärlich entwickelt sind bezw. fehlen — diese bei Bentheim jedoch, wie die in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Kerne zeigen, in der fraglichen Serie noch reichlich vertreten sind —, da ferner Anhydrit in Tiefbohrungen und Schächten auch anderwärts im Hauptbuntsandstein gefunden worden sind, so ist es sicher richtiger, den Schnitt bei 983 m Teufe zu führen. Es erhält dann der Mittlere Buntsandstein die viel wahrscheinlichere, mit der von Osnabrück fast übereinstimmende Mächtigkeit von 180 m, und die übergroße des Röts von 379 m schrumpft zugleich auf eine annehmbare Zahl zusammen. Die grobkörnigen Sandsteine fehlen allerdings in jenen 100 m. So verhält es sich damit aber auch an der Oberen Weser und an der Leine, z. B. im Solling, wo nur der eigentliche Mittlere Buntsandstein, der die Gervillienbänke enthält, grobkörnige Sandsteine führt, nicht dagegen die drei höheren Unterabteilungen, tonige Zwischenschichten, Bausandstein und tonige Grenzschichten (10). Die Bentheimer oberen Sandsteine gleichen übrigens ganz denen des Mittleren Buntsandsteins bei Osnabrück und sind, wie die Untersuchung der Kerne zeigte, gleichfalls vielfach kalkhaltig. Ob hier auch Rogenkörner die Träger des Kalkgehaltes sind, wäre noch mittels Dünnschliffen festzustellen.

Der Obere Buntsandstein oder Röt

Der Osnabrücker Röt ist, da tiefere Partien der Formation mit in ihn hineingezogen bezw. mit ihm wegen des so auffälligen Zurücktretens der Sandsteine verwechselt wurden, und er meist von Diluvium bedeckt ist, noch sehr wenig bekannt. Haarmann bemerkt, daß er

[1]) Die Tiefbohrung Niederbarkhausen, die Stille beschrieben hat (33) läßt sich leider nicht heranziehen, da die Schichten hier viel zu sehr gestört sind, als daß man eine eindeutige Konstruktion des Gebirgsbaues geben könnte.

aus tonigen oder mergeligen Gesteinen bestehe, an deren oberer Grenze eigelbe Mergel auftreten. Diese Schichtenfolge läßt sich nun aber noch recht gut weiter gliedern. Die untere Grenze wird man in Anlehnung an die Verhältnisse im übrigen Norddeutschland dahin legen, wo die Sandsteine aufhören. Es muß darum das Profil, das Kuhlmann aus Hasbergen, Straßeneinschnitt bei Meyer zu Wambergen, anführt[1]), anders gedeutet und nur der obere Teil dem Röt zugezählt werden. Und zwar handelt es sich um die obersten etwa 25 m eines massigen Tongesteins von roter Farbe, das sich allmählich aus den liegenden Schichten entwickelt. Daß es nicht etwa nur eine mächtigere Einlagerung im Mittleren Buntsandstein ist, dafür spricht die der sonstigen Mächtigkeit des Röts entsprechende Lage des Profils zum Wellenkalk jenseits eines Wiesentälchens, das offensichtlich in die weicheren höheren Rötschichten eingeschnitten ist.

Ähnliche Beobachtungen konnte ich am Piesberg machen. Hier findet man z. B. an der Straße, die vom Westhang des Berges nach Fiestel führt, südwestlich Klausing (Bl. Westerkappeln) einen stärkeren Komplex eines fast ziegelroten massigen Tongesteins von zäher, in große Brocken zerfallender Beschaffenheit, das auf gut 30 m ansteht und hier etwa 14 m wahrer Mächtigkeit umfassen dürfte. Das gleiche Tongestein ist ferner in den Hohlwegen südlich des genannten Hofes mehrfach zu beobachten. Auch im Holter Sattel habe ich es in Wasserrissen bei Holte und in verschiedenen kleinen natürlichen und künstlichen Aufschlüssen in der Bauernschaft Uphausen bemerkt und zwar in derselben stratigraphischen Lage. Nirgends sind mir aber Gipsresiduen bekannt geworden, wie sie sonst dieser Grenze eigen sind. Sie scheinen in der Tat zu fehlen.

Auf das massige Tongestein folgen als mittlere Unterabteilung gutgeschichtete Schieferletten von rotbrauner, violetter, grünlicher und grauer[2]) Farbe, mit Einlagerungen von mehr oder minder kieseligen Sandsteinplättchen, auf denen nicht selten deutliche Steinsalzpseudomorphosen zu finden sind und die sehr schön zu beobachten waren im Acker zwischen Vennemann und Kleine in Rulle (Bl. Rulle), während ich sie im Streichen nach Icker zu in den gleichen Schichten nicht fand. Ein anderer Fundpunkt ist der Röt am Südfuße des Gesmoldsberges nördlich vom Hüggel, desgleichen der Sehlberg am Holter Sattel (Bl. Schledehausen).

Zu oberst finden wir dann hier sowohl wie an mehreren Stellen weiter westlich, z. B. bei Hockemeyer an der Straße von Bissendorf nach Kloster Oesede als auch bei Icker, schon nahe dem Wellenkalk als dritte Unterabteilung hellgraue und gelblichgraue Mergel mit z. T. zelligen, z. T. drusigen Kalkbänken und Knollen — Gipsresiduen? — und als Abschluß gelben Kalk und Mergel von 0,85—1,5 m Mächtigkeit. Ein recht vollständiges Profil konnte Kuhlmann (17) aus einer Mergel-

[1]) Vergl. oben S. 163.

[2]) Bei Icker beobachtete ich darin im oberen Teil eine mehrere Meter — schätzungsweise 3—4 m — starke Lage von nur grauen und grünen Mergeln.

grube 1500 m nordnordöstlich Ledde (Bl. Hasbergen) geben. Man sieht übrigens in diesem Aufschluß, daß die graue Farbe nicht plötzlich gegen die rote absetzt, sondern durch eine Wechsellagerung mit roten Lagen eingeleitet wird.

Ein weniger umfassendes Profil gibt der kleine Steinbruch nördlich Wetkamp am Südabhang des Gaster Berges in Gaste auf dem gleichen Blatte. Ich maß hier 1925 von oben nach unten:

Unterer Muschelkalk	1.	1,20 m	Wellenkalk
	2.	0,16 »	»Petrefaktenbank« mit unbestimmbaren Resten
	3.	0,18 »	Wellenkalk
	4.	0,19 »	»Petrefaktenbank« mit *Velopecten Albertii*
	5.	1,43 »	Wellenkalk
Röt	6.	0,35 »	gelber Kalk
	7.	0,50 »	gelber Mergel bis Mergelkalk
	8.	2,40 »	dickschiefriger, gelblichgrauer Mergel mit einzelnen Knollen grauen Kalkes.

Dieser graue Mergel Nr. 8 muß etwa 11,7 m mächtig sein, da in den Seitenböschungen nur solcher ansteht und man den roten Mergel bei 20° Einfallen erst bei 27,2 m querschlägiger Entfernung vom Fuße des Stoßes auftreten sieht. Der ganze oberste Röt umfaßt dann 12,55 m.

Die Mächtigkeit des Röts kann mit Sicherheit noch nicht angegeben werden, scheint aber 90—100 m zu betragen. Davon dürften 10—15 m auf die oberste graue Partie entfallen, auf die mittlere mit den Steinsalzpseudomorphosen etwa 50 und die tiefste, das massige Tongestein demnach etwa 30—35 m.

Fossilien sind mir trotz mehrfachen Suchens nicht begegnet. Selbst den grauen Mergeln an der Oberkante scheinen sie völlig zu fehlen.

Vergleich mit dem Röt in östlichen Nachbargebieten

Die höhere Hauptmasse des Oberen Buntsandsteins ist dem der oberen Weser und von Lippe ähnlich und man wird sie wohl ohne weiteres Grupe's Mittlerem und Oberem Röt gleichsetzen können. Das massige Tongestein an der Basis paßt aber weniger gut hinein. Ich verhehle mir darum nicht die Möglichkeit, daß man es bei genauerer Kenntnis des Osnabrücker Röts vielleicht trotz des Fehlens der Sandsteine noch in den Mittleren Buntsandstein mit hineinstellt. Das Kriterium wäre die Lage eines eventl. noch aufzufindenden Horizontes salinischer Gesteine, der dem so verbreiteten Röt-Steinsalzlager[1]) entspräche, von dem mir aber bisher keine Spuren, nicht einmal Zellendolomite, begegnet sind, wie denn überhaupt auch Gips im Röt nirgends aus der Osnabrücker Gegend bekannt geworden ist. Wegen des Auftretens der Steinsalzpseudomorphosen könnte man es in der Tat eher an der Basis der mittleren Abteilung[2]) als an der

[1]) Dieses ist neuerdings durch Stille (33) sogar noch in der Tiefbohrung Nieder-Barkhausen nachgewiesen worden, die am Osning nördlich Örlinghausen angesetzt, nur 55 km von Osnabrück entfernt ist.

[2]) Die Grenze zwischen mittlerer und unterer Abteilung ist mir noch nicht zu Gesicht gekommen.

der unteren erwarten. Der Röt würde aber dann bei Osnabrück auf die unwahrscheinlich geringe Mächtigkeit von 60—65 m zusammenschrumpfen, während Grupe die Mächtigkeit im Oberen Wesergebiet mit 120—150 m angibt, und zwar: Oberer Röt 3—7 m, Mittlerer Röt 70—100 und Unterer Röt 30—40 m.

Vergleich mit dem Westen (Bentheim)

Auch beim Röt ist wieder die Bohrung Bentheim I heranzuziehen. Wie schon S. 171 gezeigt wurde, muß aber die Unterkante des Röts m. E. erheblich höher gelegt werden, als dies Harbort tat. Auffällig ist, daß auch hier wieder Steinsalz und Anhydrit und zwar in erheblicher Mächtigkeit entwickelt sind, so daß die Osnabrücker Gegend mit ihrem anscheinend wirklichen Fehlen dieser Gesteine sich stark aus der normalen Entwicklung herausheben würde. Der Bentheimer Röt bleibt auch nach Abtrennung jener 100 m sandsteinführender Schichten immer noch mächtiger. Im übrigen dürfte er übereinstimmen.

Muschelkalk

Unterer Muschelkalk

Dank den Arbeiten Frantzen's und von Koenen's ist gerade der Wellenkalk verhältnismäßig früh besser bekannt geworden (5 und 6). Das wesentliche jener Untersuchungen ist das, daß die sog. Zonen fester Bänke, wie man sie in Thüringen, Südhannover und im östlichen Westfalen zu finden gewohnt ist, hier so verkümmert sind, daß es schwer hält, sie überhaupt zu finden und zu identifizieren. Weiter fiel den genannten Forschern schon auf, daß die typischen Wellenkalke hier gegenüber dick- und ebenschichtigen und allgemein als Baustein benutzten Kalkplatten zurücktreten. Mit der Verkümmerung der Schaumkalke hängt auch die große Fossilarmut zusammen, die allerdings bei aufmerksamem und häufigem Sammeln eines Lokalforschers sich als nicht gar so erheblich herausstellen wird, wie man gemeiniglich annimmt, sind doch immerhin wenn auch dünne Lagen von Muschelbreccien nach einigem Suchen in den meisten Profilen zu finden[1]).

Die Oolithbank-Zone. Mit Recht hebt Frantzen (6, S. 468) die Beständigkeit hervor, mit der ein Paar gelber Kalkbänke auftritt, das durch gewöhnlichen grauen Kalk von etwa 1 m Mächtigkeit getrennt wird, denn in einer ganzen Reihe von Aufschlüssen erkennt man dieses Paar wieder. Da ganz ähnliche Verhältnisse weithin in der Oolithbank-Zone anderer Gegenden beobachtet werden, so geht Frantzen nicht fehl, wenn er jene der genannten Zone zurechnet. Auch ist wenigstens die untere Oolithbank mit ziemlich großer Sicherheit bei Osnabrück noch nachzuweisen. Es ist ein feinkörniger, eigentümlich löcheriger, höchstens undeutliche Fossilien enthaltender bräunlicher Kalk, der in von Ort zu Ort ganz verschiedener Weise mit

[1]) In diesen muß man allerdings noch einige Zeit klopfen, bis man bestimmbare Stücke entdeckt.

Wellenkalk wechsellagert, gegen den er sich oft nicht ebenflächig, sondern wellig oder stylolithisch abgrenzt. Da er sich in den Steinbrüchen kaum heraushebt, findet man ihn nur, indem man, von jenem Paar gelber Bänke ausgehend, im Hangenden der 4—5 m tiefer folgenden älteren gelben Bank sucht, von der sie durch eine dünne mergelige Lage getrennt ist. Vergl. die Profile I, II, IV und V. Die Mächtigkeit des Wellenkalks, innerhalb deren diese bräunlichen Lagen auftreten, ist recht verschieden; in I beträgt sie 1,7, in II 1,6, in IV 0,62 und in V 0,23 m. Irgendeine bestimmte Lage im Hangenden des gelben Paares als Obere Oolithbank anzusprechen, wage ich im Gegensatz zu Frantzen, dem noch zu wenige Profile zur Verfügung standen, um über das Aushalten seiner Bank ein Urteil zu gewinnen, nicht. Solche »Petrefaktenbänke« treten nämlich in ganz beliebigen Höhen über jenen gelben Kalken auf, wobei sie aber oft genug sehr bald wieder auskeilen und kurze Linsen bilden. So habe ich auch in demselben Steinbruche, in dem Frantzen seine Bank beobachtete, diese nicht mehr wiederfinden können. Anders scheint die Sache am Holter Sattel in der Strüchelheide und am Kronsundern zu liegen, wo eine helle bis braune, tatsächlich schaumige, also ursprünglich oolithische Bank im Walde auf größere Strecken verfolgt werden kann, ohne heute freilich irgendwo, soweit ich die Höhen bis jetzt kenne, auch nur leidlich aufgeschlossen zu sein. Da sie aber in der gleichen Region des Wellenkalks liegt, die hier in Frage kommt und da an der Weser gerade die Obere Bank oolithisch ist oder sein kann, so halte ich es nicht für ausgeschlossen, daß es sich hier um diese Bank handelt. Ihre Mächtigkeit scheint über $1^1/_2$ m zu betragen. An Fossilien fand ich nur Bruchstücke von *Pecten-* und *Gervillia*-Arten.

Somit würde die Oolithbank-Zone in der näheren Umgebung von Osnabrück von oben nach unten sich folgendermaßen zusammensetzen: Zu oberst liegt ein Paar gelber durch etwa 1 m grauen Kalkes getrennter Bänke, die selber meist unter $^1/_2$ m stark sind, darunter folgt ein 4—5 m starkes Zwischenmittel ebenschichtigen Wellenkalkes und dann die mit ähnlichem Kalk wechselnde Untere Oolithbank. Die Gesamtmächtigkeit von $\pm$ 7 m ist in Anbetracht der sonstigen Abnahme des ganzen Wellenkalks auffallend groß, wenn sie auch der Maximalmächtigkeit an der Weser gleichkommt.

Die Untere Oolithbank muß in einer Höhe zwischen 30 und 40 m über der Rötgrenze liegen. Eine dünnere bräunliche bis helle oolithische, besser gesagt, schaumige Bank fand sich in der Strüchelheide am Holter Sattel bemerkenswerterweise auch noch ganz nahe an der Rötgrenze in einem Abstand, der sich nach dem Einfallen zu 9 m berechnet. Frantzen hat im gleichen Holter Sattel, aber in der Nähe des Ortes Holte, ebenfalls ganz unten eine oolithische Bank gefunden (6, Taf. XIII, Fig. 8). Sicher bestimmbare Fossilien liegen mir aus jener Oolithbank noch nicht vor.

Kräftiger entwickelt, beständiger und meist auch leichter zu erkennen ist eine Terebratelbank, die auf die Oolithbankzone in einem Abstand folgt, für den ich Zahlen zwischen 11,5 und 20 m fand,

während Frantzen 9,36 und 12,71 m angibt. Auch sie ist im Liegenden meist von gelbem Kalk begleitet. Leider sind gute Aufschlüsse selten, obwohl sie, wie dies langgezogene flache Gruben in den Bauerngehölzen erkennen lassen, früher vielfach herausgebrochen worden ist. Am Eistruper Berg fand ich 65 cm, am Ostende des Sandforter Berges 90 cm Dicke. Es ist ein klotziger, oft groblöcheriger grauer Kalk, der fast stets konglomeratische Lagen enthält mit flachen Geröllen aus grauem und bräunlichem dichtem Kalk bestehend. Mit Ocker gefüllte Hohlräume zeigen entweder scharfe rhomboedrische Umrisse und lassen dann auf Auslaugung von Spateisen oder Braunspat schließen oder kreisrunde, die durch die Verbindung mit den Abdrücken der Gelenkflächen sich als von Stengelgliedern von Crinoiden herrührend erkennen lassen. Die Schalen von *Terebratula vulgaris* finden sich gewöhnlich nur in Gestalt winziger Fetzen. Ferner kommen vor *Myophoria elegans* und *Lima striata*.

Ich beobachtete die Bank an der Schützenburg (»Sträflingshügel« bei Frantzen) am Schölerberg, an der Natberger Egge, auf dem Eistruper Berg, hier auf der ganzen Erstreckung der Höhe, auf der Strüchelheide und auf dem Kronsundern und möchte nicht unerwähnt lassen, daß man hier am Südflügel des Holter Sattels stellenweise den Eindruck hat, als seien zwei Bänke vorhanden, doch sind die Aufschlüsse ungenügend. Man darf auch nie vergessen, daß in diesen Gegenden selbst in scheinbar einheitlichen Schichtpaketen sich häufig genug nicht unerhebliche Verwerfungen und sonstige Störungen verstecken können, die leicht zu ganz falschen Profilen führen können.

Sehr häufig hat man im Gelände den Eindruck, als ob mit der Terebratelbank der Wellenkalk zu Ende wäre, und in der Tat ist nicht nur wie im Osten, an der Oberen Weser, die Schaumkalkzone selbst stark verkümmert, sondern es sind auch die Zwischenschichten zwischen der Terebratelzone und jener zusammengeschrumpft und leisten der Verwitterung wegen kleinbröckeligen Zerfalles geringen Widerstand. Damit hängt es zusammen, daß man nur sehr spärliche Aufschlüsse in diesem Teil findet. Frantzen gibt ein genaues Profil vom Harderberg, Taf. XIII, Fig. 7, aus dem zu erkennen ist, daß gelbe Kalke und mergelige Schichten sich zwischen Wellenkalk einschieben, so daß ein allmählicher Übergang in den Mittleren Muschelkalk stattfindet, ohne daß man Schaumkalkbänke oder auch nur deren Vertreter festzustellen in der Lage wäre, und ich muß Frantzen recht geben, wenn er sagt, die Schaumkalkzone fehle bei Osnabrück. Wenn Spulski (31) ihr Vorhandensein im Holter Sattel behauptet, so ist erstens diese Behauptung mangels irgendwelcher näherer Angaben nicht nachzuprüfen und zweitens liegt der Verdacht nahe, daß er wegen ihrer Lage nahe an der Oberkante des Unteren Muschelkalks die Terebratelbank für die Vertreterin der Schaumkalkzone angesehen hat[1]), denn der Abstand zum Mittleren Muschelkalk kann nur zwischen 7 und 10 m liegen, oft scheint er aber noch geringer zu sein.

[1]) Dasselbe ist sogar im Gebiet der mittleren Leine guten Triaskennern begegnet.

Eine auffällige Erscheinung ist das Auftreten rot gefärbter mergeliger Kalkschiefer, die an der Oberkante des Wellenkalks in der Bauernschaft Holzhausen (Bl. Osnabrück) 300 m südwestlich Ober-Holthaus zu beobachten sind. Ein ebenso gefärbter dünnflasriger Wellenkalk liegt im Geologischen Landesmuseum vor aus einem Brunnen in der Gegend von Ibbenbüren, in welchem nach dem Etikett diese Lage 60′ = 15,7 m stark war. Ob es sich um das gleiche Niveau handelt, läßt sich nicht sagen.

Was den Fossilinhalt des Wellenkalks anlangt, so konnte Frantzen schon folgende Formen anführen: *Pecten discites, Gervillia socialis, Myophoria orbicularis, Pleurotomaria Albertiana* und *Terebratula vulgaris*. Er hebt besonders hervor, daß *Myophoria orbicularis*, die in Thüringen und Hessen namentlich an der Oberkante vorkommt und den *Orbicularis*-Platten ihren Namen gegeben hat, bei Osnabrück schon ganz unten in der Oolith-Zone auftritt (6, S. 470) und »im ganzen oberen Wellenkalk eine der gemeinsten Muscheln ist« (6, S. 479).

Ganz besonders bemerkenswert ist der Fund von *Beneckeia Buchi*, den nach einem in der Sammlung des Geologischen Landesmuseums aufbewahrten Stück O. Tietze in der Gegend von Ibbenbüren bei dem Hofe von Holtkamp in Alstedde gemacht hat, über dessen Lager aber leider nichts bekannt ist. Beim Hofe König fand Tietze, ebenfalls nach in der Sammlung liegenden Stücken, *Lingula tenuissima*. Die Gesamtmächtigkeit, die bisher nur rechnerisch zu ermitteln ist, wird kaum mehr als 80 m betragen.

Vergleich mit den Nachbargebieten

Beim Vergleich mit dem Gebiet an der Oberen Weser fällt, wie beim Buntsandstein die Abnahme der Mächtigkeit nach Westen hin auf, die hier um etwa $^1/_4$ kleiner ist. Da die Oolithbank-Zone in der gleichen Höhe liegt und ihre Mächtigkeit beibehält, so geschieht diese Abnahme auf Kosten des höheren Teiles des Wellenkalkes, besonders des Teiles über der Terebratelbank. Auch dort im Osten sind nach Frantzen und v. Koenen sowie Grupe die Schaumkalkbänke örtlich nur noch sehr schwach entwickelt und liegen zwischen gelblichgrauen mergelig-dolomitischen Bänken. Denkt man sich die festen Bänke nach Westen verschwinden, dann haben wir den allmählichen Übergang in den Mittleren Muschelkalk, wie wir ihn bei Osnabrück sehen. So hebt auch Grupe (7a, S. 55) hervor, daß die Schaumkalkzone »in dem weitaus größten Teil des Gebietes sich eher an den Mittleren als an den Unteren Muschelkalk anschließt. Vergl. auch die Beobachtungen Mestwerdt's auf Blatt Lemgo (Erläuterungen, S. 12).

Die Oolithbänke und die Terebratelbänke sind schwierig oder gar nicht wiederzuerkennen. Die Schaumkalkbänke, die Mestwerdt in 1,6—1,7 m Mächtigkeit in einem mindestens 19 m unter der Terebratelzone liegenden Niveau am Osning in der Gegend von Halle beobachtete (21), sind offenbar die gleichen, die oben aus dem Holter Sattel

erwähnt wurden. Ganz im Westen bei Bentheim sind die »Zonen« nach Harbort's Profil der Bohrung Bentheim I überhaupt nicht mehr festzustellen. Hier stellen sich nun auch Anhydritbänke ein und die ganze Entwicklung ist so, daß sich der Wellenkalk nicht vom Mittleren Muschelkalk trennen läßt. Im übrigen ist zu bedenken, daß eine einzige Bohrung kein eindeutiges Profil geben kann, da man ja nicht beurteilen kann, inwieweit vielleicht bedeutende Störungen auftreten.

An Zahl nach Westen zuzunehmen scheinen aber die fossilfreien drusigen gelben Kalke. Wenn etwa die Drusen die Stelle von ursprünglichen Anhydritknöllchen einnehmen sollten, dann würden auch sie ein Zeichen für mehr salinische Bedingungen sein, zu denen die Fossilarmut der Abteilung paßt. Hiermit steht im Einklang auch das Auftreten roter Farben, die ja so gerne mit derartigen Bildungen verknüpft sind. Spuren roter Flammung beobachtete auch Naumann auf Blatt Vlotho (Erläuterungen, S. 8) im Wellenkalk und Mestwerdt fand bei Wichlinghausen nordwestlich Halle am Osning (21, S. XXIII) 20 m über dem Röt rote Kalkschiefer innerhalb gewöhnlicher Wellenkalke. Eine zweite rote Zone legt er in die Schichten unter der Terebratelzone.

Profile aus dem Wellenkalk

I. Westerberg (Blatt Osnabrück), verlassener Steinbruch westlich vom Hochbehälter. Vom Hangenden zum Liegenden:

	a)	2,0 m	Wellenkalk, zu oberst mit fingerdicken Muschelschillbänken, enthaltend undeutliche *Omphaloptycha gregaria*, *Myophoria elegans* und *Velopecten Albertii*.
	b)	0,17 »	gelber Kalk, nach dem Ausgehenden zu scheinbar auskeilend
	c)	0,82 »	Wellenkalk
Oolithbank-Zone	d)	0,40 »	gelber drusiger Kalk
	e)	1,10 »	Wellenkalk
	f)	0,22 »	gelber, etwas drusiger Kalk
	g)	3,85 »	Wellenkalk
	h)	1,70 »	feinkörniger fein poröser — nicht schaumiger — bräunlicher Kalk, wechsellagernd mit ebenplattigem grauen dichten Kalk sowie mit Lagen voller *Rhizocorallien*. Eine Schichtfläche zeigt stylolithische Verzahnung.
	i)	0,20 »	dünnschiefriger Mergelkalk
	k)	0,55 »	ungeschichteter gelber Kalk
	l)	0,50 »	Wellenkalk.

II. Westerberg, nördlicher Steinbruch von Middelburg, gleich nördlich vom Hochbehälter. Vom Hangenden zum Liegenden:

	g)	ca. 1,50 m	Wellenkalk
Oolithbank α	h)	1,60 »	Kalk mit grauen konglomeratischen und handbreiten bräunlichen Muschelschill-Lagen = h in Profil I. Fossilien und undeutliche Steinkerne
	i)	0,25 »	feinschichtiger ebenschiefriger gelblicher Mergelkalk
	k)	0,75 »	gelber Kalk = k in Profil I
	l)	1,60 »	Wellenkalk.

III. Westerberg, südlicher Steinbruch von Middelburg, westsüdwestlich vom Hochbehälter. Vom Hangenden zum Liegenden:

	1,60 m	gewöhnlicher grauer Kalk mit sehr spärlichen Muschellinsen
	2,50 »	gewöhnlicher grauer Kalk
	0,82 »	konglomeratischer grauer Kalk
	ca. 4,50 »	gewöhnlicher grauer Kalk
	1,80 »	» » » , aber durchweg konglomeratisch, im oberen Teil mit bis fingerdicken Muschelschill-Lagen
in Profil I = a, b, c	4,00 »	gewöhnlicher grauer Kalk, im obersten Teil etwas konglomeratisch, 2,75 m über der Unterkante eine fingerdicke Muschelschillbank
höherer Teil der Oolithbank-Zone: » » » = d	0,52 »	braungelber drusiger, teilweise schwach zelliger Kalk. Drusen mit Kalkspat ausgekleidet
	0,82 »	hellgelber dünnschichtiger Kalk
» » » = f	0,38 »	gelber fester dickbankiger Kalk
	0,12 »	schwach gelber gutgeschichteter Kalk.

IV. Großer Steinbruch auf der Schützenburg (Bl. Osnabrück):

	± 2,50 m	gewöhnlicher Wellenkalk, oben schwach flasrig bis konglomeratisch
	0,04 »	poröse graue Muschelschillbank
	4,85 »	gewöhnlicher Kalk, oben flasrig, hierin eine 0,40 m lange 0,09 m-Linse aus Muschelschill
Oolithbank-Zone: in Profil I = d	0,12 »	gelber ockerig verwitterter Kalk
» » » = e	1,05 »	gewöhnlicher Kalk
» » » = f	0,35 »	gelber z. T. stark drusiger, z. T. ockeriger Kalk
» » » = g	4,55 »	gewöhnlicher Kalk mit einigen Muschelschill-Lagen, deren eine unten wellenförmig begrenzt ist
» » » = h	0,62 »	brauner feinkörniger Kalk mit unregelmäßigen Löchern und Einlagerungen von Wellenkalk
» » » = i	0,37 »	gewöhnlicher Kalk, unten dünnschiefrig, mergelig
» » » = k	0,70 »	gelber, etwas drusiger Kalk
	1,55 »	gewöhnlicher Wellenkalk, dickbankig.

V. Heller Berg in Hellern (Bl. Hasbergen). Steinbruch 70 m nordwestlich P. 82,1. Vom Hangenden zum Liegenden:

	1.	16,50 m	grauer ebenschichtiger Kalk, dickbankig, aber in dünne Lagen zerfallend. 0,95 m über 2 eine 0,13 m dicke hellgelbe, sich von dem übrigen Gestein schwach abhebende dichte Bank. Messung der 16,5 m wegen unsicherer Anschlüsse nicht ganz sicher, vielleicht durch Störungen nur scheinbar so groß!
Oolithbank-Zone:	2.	0,55 »	eigelber z. T. ockerig zerfallender Kalk
	3.	1,05 »	eben- und dünnschichtiger grauer Kalk, oben gelblich und mergelig
	4.	0,22 »	eigelber drusiger Kalk
	5.	0,18 »	grauer ebenflächiger Kalk, nach dem Ausgehenden zu z. T. bräunlich und löcherig werdend
	6.	4,80 »	grauer teils dick- teils dünnschichtiger, meist ebenflächiger Kalk, stellenweise schwach konglomeratisch
Untere Oolithbank:	7.	0,12 »	grauer dichter Kalk, unten bräunlich und löcherig
	8.	0,11 »	bräunlicher löcheriger, wie zerfressen aussehender Kalk, oben dicht
	9.	0,18 »	eigelber Kalk
	10.	0,20 »	grauer dünnschichtiger Mergelkalk
	11.	0,70 »	eigelber, eben- und dickschichtiger dichter Kalk, oben gelblichgrau, nur stellenweise schwach drusig
	12.	2,35 »	grauer splittriger, teils dick-, teils dünnschichtiger meist ebenflächiger Kalk
	13.	0,13 »	hellgrauer löcheriger Kalk mit *Worthenia* cf. *Leysseri* Geb.
	14.	0,20 »	grauer dickschichtiger Kalk

15. 1,00 m gelblichgraue dünnschichtige Mergelkalke und Mergel, z. T. mit »Trockenrissen«. Vergl. Abbildung einer bloßgelegten größeren Fläche in Th. Wegner, Geologie Westfalens. 1913. Fig. 59.

Von hier bis zur Rötgrenze noch (unaufgeschlossen) 30—38 m Wellenkalk.

Mittlerer Muschelkalk

Der Mittlere Muschelkalk ist, wie auch anderwärts, hauptsächlich aus mürben grauen und gelben Mergeln zusammengesetzt, denen Zellenkalke, dolomitische Knauern und unten wohl auch feinschiefrige etwas wellige dunkle Kalke eingelagert sind. Gute Aufschlüsse sind mir nicht bekannt. Obwohl Gips hier noch nirgends beobachtet ist, muß man nach der ganzen Ausbildung dessen Vorhandensein in der Tiefe annehmen. Anderwärts beobachtete rote Farben sind noch nicht in der Osnabrücker Gegend bemerkt worden, was jedoch wohl mit dem Mangel größerer Profile zusammenhängt. Die Mächtigkeit dürfte kaum mehr als 30 m betragen.

Vergleich mit den Nachbargebieten

Im Wesergebiet ist die Mächtigkeit etwas höher, da sie Grupe zu 30—40 m angibt. In Lippe steigt sie sogar: Von Blatt Lage werden 50—60 m angegeben, von Blatt Detmold 60 m und von Blatt Salzuflen gar 85 m. Die letztere Zahl bezieht sich aber auf eine Tiefbohrung und zeigt, daß nach der Teufe zu infolge von Einlagerungen von Gips und Anhydrit die Mächtigkeit nicht unerheblich anschwillt. Zwischen Bielefeld und Borgholzhausen sind rote Einlagerungen nicht selten (Mestwerdt, 21, S. XXIII), die sogar schon an der Weser bei Vlotho durch rote Flecken und Flammen angedeutet sind (Naumann, Erläuterungen, Bl. Vlotho, S. 8). Der Vergleich mit Bentheim ist wegen der unsicheren Abgrenzung gegen den Wellenkalk kaum durchzuführen.

Oberer Muschelkalk

Trochitenkalk

Im Gegensatz zu dem so selten aufgeschlossenen Mittleren Muschelkalk findet man wegen seiner technischen Verwertbarkeit im Trochitenkalk Steinbrüche ziemlich häufig. Einer der größten, 450 m südöstlich Haus Sandfort auf Blatt Osnabrück gelegen, zeigte folgendes Profil I: Hangendes: Tonplatten der Ceratitenschichten und zwar 1,3 m gelbgrauer, z. T. mürber, z. T. fester Mergel.

11,35 m Tonplattenfacies des Trochitenkalks	1.	0,17 m	blaugraue Kalkbank mit großen Trochiten
	2.	0,80 »	Tonplatten, gelbgraue Mergel mit flasrigen Kalkbänken, Anschluß etwas unsicher
	3.	0,50 »	Tonplatten, Wechsellagerung von gelbgrauem Mergel mit einigen dünnen Kalkbänken
	4.	0,27 »	blaugraue Kalkbank
	5.	3,35 »	Tonplatten, gelbgraue Mergel mit ziemlich dicken festen Kalkbänken von 5—11 cm Stärke, teils dicht, teils körnig
	6.	0,50 »	Tonplatten, gelbgraue Mergel mit Kalkflasern
	7.	0,17 »	Bank grauen körnigen Kalkes mit großen Trochiten

	8.	0,92 m	helle Mergel mit kurzflasrigen mergeligen Kalkknollen
	9.	0,16 »	Kalkbank, dicht, splittrig
	10.	0,25 »	Tonplatten, gelbgrauer Mergel mit einzelnen Kalklinsen
	11.	0,21 »	Kalkbank mit einzelnen *Terebratula vulgaris*
	12.	2,62 »	Tonplatten, Wechsellagerung von Mergel mit 5 und 10 cm dicken Kalkbänken
	13.	1,43 »	Tonplatten, gelbgraue Mergel mit teils plattigen, teils flasrigen Kalkbänken und -Knauern von 10—15 cm Stärke
	14.	3,75 m	dickbankiger blaugrauer körniger Kalk, oben mit zahlreichen Trochiten
	15.	1,12 »	dasselbe, unten mit *Terebratula vulgaris*, oben mit spärlichen Trochiten
	16.	0,50 »	dasselbe, aber ohne Trochiten
	17.	0,20 »	gelbgrauer Mergel mit Kalkflasern
10,75 m Haupt-Trochitenkalk	18.	1,10 »	dickbankiger blaugrauer körniger Kalk mit Trochiten
	19.	0,50 »	gelber Mergel mit Kalkflasern, darin *Terebratula vulgaris*
	20.	0,78 »	dasselbe, oben oolithisch
	21.	0,15 »	gelbgrauer Mergel mit Trochiten
	22.	0,35 »	dunkler körniger Kalk mit stecknadel- bis halberbsengroßen etwas eckigen Einschlüssen von braunem bis rotem Kalk und vielen Trochiten
	23.	0,95 »	grauer gelbgewolkter muschelig brechender dichter Kalk, oben bräunlichgrau und schwach oolithisch, nur eine Bank.
1,35 m + dichte Basiskalke	24.	1,35 m	grauer gelbgewolkter muschelig brechender dichter Kalk mit sehr vereinzelten Trochiten.

Sohle des Bruches

II. Ein anderer guter Aufschluß befindet sich an der Nordseite des Schölerberges, ebenfalls auf Blatt Osnabrück. Ich maß hier vom Hangenden zum Liegenden:

2,10 m + Tonplatten-facies des Trochiten-kalks	1.	0,20 m	zähe blaugraue Kalkbank
	2.	0,15 »	grauer Mergel
	3.	0,20 »	blaugrauer Kalk mit großen Trochiten
	4.	1,10 »	Kalkplatten mit wenig Mergel wechsellagernd
	5.	0,15 »	zähe blaugraue Kalkbank
	6.	0,30 »	Tonplatten, gelbgrauer Mergel mit dünnen Kalkfasern.
10,92 m Haupt-Trochitenkalk	7.	0,15 m	blaugrauer Kalk mit großen Trochiten
	8.	3,85 »	dicke blaugraue Kalkbänke, z. T. mit Mergel verwachsen bezw. mit gelbgrauem Mergel wechsellagernd, der in der oberen Hälfte zunimmt
	9.	6,92 »	dickbankiger Trochitenkalk.

Ganz in der Nähe der Stadt liegt das folgende Profil:

III. Profil am Wege zwischen Eisenbahn und Kalkhügel am Hofe Moskau, südlich Osnabrück. Vom Hangenden zum Liegenden:

ca. 10 m Ceratiten-schichten	1.	ca. 1,50 m	hellgelber Mergelkalk
	2.	?	Lücke, oben darin 0,13 m starke blaugraue Kalkbank mit einzelnen Kalkgeröllen und bräunlichen Äderchen
	3.	3—4 »	Tonplatten, eine große *Gervillia socialis*
	4.	0,15 »	blaugrauer körniger Kalk
	5.	ca. 0,80 »	Tonplatten
	6.	0,15 »	blaugrauer körniger Kalk
	7.	ca. 1,50 »	Tonplatten
	8.	0,20 »	blaugrauer körniger Kalk. Hier in der Mitte des Hanges loser *Ceratites* cf. *robustus* var. *rarinodosa* Ried,
	9.	ca. 2,00 »	Tonplatten, Mergel vorwiegend

3,70 m +? Tonplatten-ähnlicher Trochitenkalk	10.	0,20 m	blaugrauer körniger Kalk mit großen Trochiten
	11.	3,50 »	Wechsellagerung handbreiter Kalkbänke mit gelblich-grauen Mergelkalk und Mergelplatten. Auf den Schicht-flächen der Kalke *Myophoria* spec. Kalke meist körnig, innen blaugrau, z. T. dicht
	12.	Lücke?	Anschluß nicht unmittelbar
6,39 m +? Haupt-Trochitenkalk	13.	ca. 0,50 »	mehrere Lagen zäher blaugrauer körniger Kalk mit gelber Mergelrinde
	14.	0,75 »	zäher blaugrauer körniger Kalk mit einzelnen Trochiten
	15.	0,51 »	ebenso, Trochiten nicht bemerkt
	16.	0,30 »	» mit *Terebratula vulgaris*
	17.	0,23 »	grauer Kalk mit großen *Terebratula vulgaris*, nach unten übergehend in 18
	18.	0,30 »	gelblicher knaueriger Mergelkalk
	19.	0,27 »	blaugrauer zäher körniger Kalk
	20.	0,18 »	knaueriger mergeldurchzogener Kalk
	21.	0,42 »	blaugrauer zäher körniger Kalk mit *Velopecten Albertii*
	22.	0,23 »	gelber, innen blaugrauer flaseriger Kalk und Mergelkalk
	23.	0,80 »	blaugrauer zäher körniger Kalk, lagenweise mit Trochiten
	24.	0,14 »	blaugrauer zäher Terebratelkalk
	25.	0,25 »	hellgelbe dünne Mergelkalkplatten mit einzelnen *Terebratula vulgaris*
	26.	0.46 »	blaugrauer zäher Kalk mit vielen *Terebratula vulgaris*
	27.	0,83 »	blaugrauer zäher Kalk mit teils einzelnen, teils gehäuften Ooiden und sehr kleinen Trochiten
	28.	0,22 »	blaugrauer zäher Kalk
ca 4 m dichte Basiskalke	29.	0,93 »	hellgelbe zähe dichte Kalkbänke, zu oberst feinporös
	30.	Lücke	etwa 0,30 m
	31.	1,91 »	hellgelber, z. T. hellgrauer zäher dichter Kalk, zu oberst etwas erdig
	32.	0,22 »	dasselbe, aber mit einzelnen sehr feinen Muschelquer-schnitten
	33.	0,10 »	hellgelber zäher dichter Kalk
	34.	0,55 »	hellgelber, innen blaugrauer zäher Kalk mit sehr ver-einzelten Trochiten und braunen Ockernestern
Mittlerer Muschelkalk	35.	0,60 »	gelber erdig-körniger Kalk, unregelmäßig durchzogen mit ganz weichem eigelben Mergel
	36.	0,37 »	hellgelber brecciöser Kalk

Die Schichten Nr. 24 des Sandforter Profiles, die noch sehr an Mittleren Muschelkalk erinnern, sind stets an der Basis entwickelt und scheinen bis zu 5 m Mächtigkeit zu erreichen. Bei Kanalarbeiten in der Bismarckstraße Nr. 60 in Osnabrück beobachtete ich 4,65 m. An der Tagesoberfläche sind sie stets gelb verwittert. Von Fossilien enthalten sie nur vereinzelte kleine Trochiten, so daß die Grenze zum Mittleren Muschelkalk unscharf ist. Man könnte sie als »dichte Basiskalke« bezeichnen. Der Haupt-Trochitenkalk besteht gewöhnlich aus dickbankigen blaugrauen, oft bituminösen, zähen Kalken mit Zwischenlagen von flasrigen Mergelkalken und gelegentlich von grauen Mergeln. Wo örtlich die einzelnen Bänke weniger dick sind, wie z. B. in dem Steinbruch an der Nordseite des Halter Berges, scheint zugleich auch die gesamte Mächtigkeit abzunehmen, die im allgemeinen 10—11 m beträgt. Durchweg führt das zähe, feinkristalline, blaugraue Gestein kleine eckige Einschlüsse eines dichten rötlich-grauen

Kalkes. Oft, namentlich ganz unten, ist er oolithisch entwickelt. Der Kalkgehalt soll bis 98 % betragen. Ich gebe hier einige Analysen, die im Osnabrücker Stahlwerk ausgeführt worden sind[1]).

	Steinbr. am Halter Berg bei Halte, 300 m SO Sundermeyer	Steinbr. in Mündrup 300 m SW Hengelsberg
Glühverlust (CO_2)	40,74 %	42,46 %
Kieselsäure (SiO_2)	6,49 »	2,69 »
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	1,17 »	1,06 »
Tonerde (Al_2O_3)	0,32 »	0,17 »
Kalk (CaO)	50,53 »	53,32 »
Magnesia (MgO)	0,36 »	0,62 »
	99,61 %	100,32 %

Mit dem Aufhören der dicken Bänke ist jedoch die Trochitenfacies nicht abgeschlossen. Zwar folgen auf sie zunächst noch mehrere Meter tonplattenartige Gesteine, also ein Wechsel von grauen Mergeln mit dünnen Platten und Linsen dichter splittriger Kalke, doch stellen sich darüber noch einmal ein oder zwei handbreite Kalkplatten ein, welche wiederum Trochiten führen, die sich sogar durch besondere Größe auszeichnen und recht schön auf den Schichtflächen herauswittern. Somit ist sowohl die untere wie die obere Grenze des Trochitenkalkes unscharf. Im eigentlichen Trochitenkalk sind übrigens die Trochiten nicht so häufig wie in den meisten andern deutschen Verbreitungsgebieten, ja man muß gewöhnlich in den Steinbrüchen längere Zeit nach ihnen suchen. Auch sonst findet man außer *Terebratula vulgaris* nicht viele Tierreste. Die genannte Form tritt sowohl unten als auch in der Mitte in größerer Menge in den flasrigen Zwischenlagen auf. Nicht selten ist noch *Velopecten Albertii*. Einmal nur begegnete mir und zwar am Halter Berg *Prospondylus comtus* Gieb. Ein bestimmtes Niveau und zwar in der Nähe der Oberkante scheint *Nautilus bidorsatus* einzunehmen, wenigstens habe ich ihn an drei verschiedenen Punkten, wenn auch nicht im Anstehenden selbst, darin gefunden: ein sehr großes Stück am Schölerberg, eines oberhalb des Steinbruches von Hengelsberg in Voxtrup und ein schönes Exemplar in dem oben erwähnten Steinbruch an der Nordseite des Halterberges. Aus andern Schichten kenne ich ihn von Osnabrück nicht.

Die Ceratitenschichten oder Tonplatten

Wenig beachtet worden sind bisher im Osnabrücker Lande die Ceratitenschichten. Gerade sie bieten aber manches Ungewohnte. Nördlich des Hasetales sind sie ganz in der gewöhnlichen Tonplattenfacies ausgebildet, bestehen also aus einer Wechsellagerung von mergelig-tonigen Schichten mit teils dichten, teils als Muschelbreccie ausgebildeten kristallinen Kalkplatten, Linsen und brotlaibförmigen Kal-

[1]) Es handelt sich um Durchschnittsproben von allen eigentlichen Kalkbänken des ganzen aufgeschlossenen Profils des Haupttrochitenkalks, denen z. T. noch Mergelstückchen angehaftet haben mögen, wodurch der Gehalt an $CaCO_3$ herabgedrückt wurde.

ken, wobei letztere nach oben hin zugunsten der ersteren abnehmen, und während sie unten dunkel oder grau sind, hier oft gelbe Farben annehmen, wobei sie dann den gelben Kalken und Dolomiten des Mittleren Muschelkalks und des Wellenkalks, sowie jenen gelben Basiskalken des Trochitenkalks zum Verwechseln ähnlich werden. In den obersten Lagen überwiegen meist dickschiefrige, graugelbe Mergel über die dünneren Kalkplatten. Südlich der Hase ist wenigstens auf Blatt Osnabrück etwa 14 m über der Oberkante des Haupttrochitenkalkes noch einmal ein diesem so ähnlicher dickbankiger Kalk entwickelt, daß er allem Anschein nach bisher als solcher angesehen worden ist, da sein Vorhandensein in der Nähe der Stadt nirgends erwähnt wird. Im Holter Sattel hat ihn dagegen Spulski erkannt und ihn der thüringischen *Cycloides*-Bank gleichgestellt, was freilich nicht angängig ist. Jene Verwechselung konnte aber um so leichter erfolgen, als der Kalk genau wie der Trochitenkalk deutliche Geländestufen bildet, die an Höhe oft genug derjenigen des Trochitenkalkes gleichkommen, wenn auch die Mächtigkeit mit 3—10 m der des letzteren gewöhnlich nachsteht. Man findet diesen Kalk schon vor den Toren der Stadt am Schölerberg, weiterhin rings um den Sandforter Berg, am Eistruper Berg und vor allem am Sattel Harderberg-Großes Loh, wohingegen er am Armenholz südlich der Stadt anscheinend fehlt; ganz im Südwesten dann noch in Holzhausen südlich Oberholthaus, wo 2,10 m aufgeschlossen sind. Die größte Mächtigkeit scheint er am Südflügel des Holter Sattels in Holsten zu erreichen. Sie wächst jedenfalls von Norden nach Süden. Er konnte bisher in einem 30 km langen und 5 km breiten Streifen zwischen Hase und Osning, und zwar von Osterledde im Westen bis zum Holter Sattel im Osten festgestellt werden, während er nördlich des Hasetales fehlt. Angedeutet ist er aber auch hier noch. So findet man im entsprechenden Niveau handdicke Platten mit großen Terebrateln und undeutlichen großen *Myophoria* cf. *simplex* noch am Halterberg in Darum und in dem von Haarmann a. a. O. S. 17 angegebenen Profil von der Östringer Mühle im Nettetal finden wir ebenfalls Terebrateln in den obersten Schichten der Tonplatten angegeben.

Ich gebe einige Profile:

I. Wittenbeckers Steinbruch am Ostende des Sandforter Berges (Blatt Osnabrück). Vom Hangenden zum Liegenden standen hier an:

Abhangsschutt

Jüngere Tonplatten 3,61 m	1. 1,40 m	gelbgrauer dickschiefriger Mergel
	2. 0,16 »	feinkristalline Kalkbank aus grauem festem splittrigem Kalk mit eckigen Einschlüssen von grauem dichtem Kalk. Fischschuppen *Pecten spec.* (1 kleiner Rest). *Placunopsis ostracina.*
	3. 2,05 »	Wechsellagerung von grauen und gelbgrauen Mergeln mit z. T. linsenförmigen 5—10 cm starken Kalkbänken. In der untersten zahlreiche *Velopecten Albertii*

Terebratelkalk 5,71 m	4.	0,55 m blaugrauer dickbankiger Kalk mit schmutzig-gelblichen unregelmäßigen Äderchen
	5.	0,36 » mürber gelblicher Mergel
	6.	1,70 » wie 4 aber mit zahlreichen *Terabratula*-Resten und vereinzelten *Velopecten-Albertii*
	7.	0,09 » mürber grauer Mergel
	8.	1,25 » blaugrauer dickbankiger Kalk wie 4
	9.	0,80 » dichter blaugrauer Kalk, Reste von *Terebratula* und Fischschuppen
	10.	0,45 » wie 4, aber mit kleinen unregelmäßigen braunen Schlieren und vereinzelten *Terebratula*-Resten
	11.	0,30 » wie 4
	12.	0,05 » ähnlich, aber stärker von unregelmäßigen bräunlich-gelblichen mergeligen Partien durchzogen
	13.	0,16 » wie 4 mit spärlichen Trochiten? und Fetzen von *Terebratula*-Schalen
Liegendes: Ältere Tonplatten	14.	0,05+? m gelber weicher Mergel

Die grauen Schieferletten mit Dolomiten des Unteren Keupers folgen in der Nähe dieses Steinbruches in einer Entfernung, aus der sich die Mächtigkeit der obersten Tonplatten zu 6,5 m errechnet, wovon also etwas mehr als die Hälfte im obigen Profil enthalten wäre. Die Gesamtmächtigkeit der Ceratitenschichten wäre hier also 6,5 + 5,71 + 10 m = 22,21 m.

II. Schölerberg, Nordhang (Bl. Osnabrück). Neuer Steinbruch von Meyer, gleich östlich vom Trochitenkalksteinbruch. Vom Hangenden zum Liegenden:

Jüngere Tonplatten	3,20 m	gelbgrauer dickschiefriger Mergel, unten einige brotlaibförmige Knollen von dichtem splittrigen flachmuschelig brechendem grauen Kalk, außerdem mit vier 0,05–0,10 m dicken bräunlichen, innen blaugrauen, Fischreste führenden Kalkbänken. Die unterste davon 0,18 m stark, durch 0,30 m Mergel vom Liegenden getrennt
Terebratelkalk	2,57 »	dickbankiger blaugrauer Kalk

III. Sandforter Berg (Bl. Osnabrück). Alter Steinbruch am Südhang 300 m südlich P. 139,1 an der Straße Osnabrück—Bissendorf. Vom Hangenden zum Liegenden:

Terebratelkalk	4 + ? m	dickbankiger Kalk — *Terabratel*-Kalk
Ältere Tonplatten	1,40 »	dickschiefrige graue und gelblichgraue weiche Mergel mit einigen festen grauen und gelben Mergelkalklagen
	1,10 »	ebenso, aber mit Knollen und Linsen (bis 10 cm dick) blaugrauen dichten splittrigen Kalkes mit *Terebratula vulgaris*, *Velopecten Albertii* und Fischresten
	0,20 »	blaugraue feste Kalkbank

IV. Ein verlassener Steinbruch am Harderberg (Bl. Osnabrück), 500 m nordnordöstlich der Harderburg zeigte folgendes Profil:

Jüngere Tonplatten	2,00 m	Tonplatten, plattige dichte graue fossilleere Kalke mit über sie überwiegenden Mergelschiefer wechsellagernd

Terebretel-Kalk	1,32 m	ziemlich dickplattiger ebenflächiger, dichter blaugrauer Kalk, graugelb gewolkt, flachmuschelig brechend, fossilleer. Einige Lagen feinkristallin. Diese mit Fischresten
	2,30 »	dickbankiger bräunlich-grauer Kalk mit undeutlichen Muschelsteinkernen

V. In einem Steinbruch auf dem Bossel in Mündrup (Bl. Osnabrück) stehen folgende Schichten an:

0,99 m Jüngere Tonplatten	0,11 m	blaugrauer, von gelben Adern unregelmäßig durchzogener brecciöser Kalk
	0,60 »	gelblicher Mergelkalk, darin unten gelbe, innen blaugraue Kalkplatten
	0,13 »	dichte blaugraue Kalkbank
	0,15 »	grünlichgrauer Letten
3,43 m Terebratel-Kalk	1,10 »	oolitischer Kalk = dem oolitischen Kalk im Steinbruch 500 W Klausing, der *Ceratites cf. evolutus E. Phil. var. subspinosa Stolley und Velopecten Albertii* führt
	0,53 »	Kalk mit *Terebratula vulgaris*
	1,80 »	dickbankiger grauer Kalk

VI. Im Steinbruch 300 m nördlich Schnetberg in Holsten (Bl. Osnabrück) stehen an:

6,30 m Terebratel-Kalk	3,00 m	dickbankiger Kalk mit *Terebratula vulgaris* z. T. Muschelbreccie
	0,50 »	gelber Mergel und Mergelkalk
	2,80 »	blaugrauer dickbankiger Kalk mit *Terebratula vulgaris*, z. T. großknollig und an Stromatolithen errinnernd

Im Handstück ist der Kalk des hier behandelten Horizontes kaum von dem des Trochitenkalkes zu unterscheiden. In der Tat ist auch seine chemische Zusammensetzung ganz ähnlich und wird er wie jener zum Kalkbrennen benutzt. Analysen des Osnabrücker Stahlwerkes zeigen folgende Beschaffenheit:

	Eistruper Berg	Sandforter Berg
Glühverlust (CO_2)	42,19 %	41,68 %
Kieselsäure (SiO_2)	3,74 »	3,98 »
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	1,06 »	1,25 »
Tonerde (Al_2O_3)	0,10 »	0,14 »
Kalk (CaO)	52,69 »	51,71 »
Magnesia (MgO)	0,73 »	1,44 »
	100,51 %	100,20 %

Bei genauerer Betrachtung bemerkt man aber, daß Trochiten unserem Kalk so gut wie fehlen, und findet man schließlich doch einmal einen, so ist er meistens klein. Bisher habe ich sie überhaupt nur im Querschnitt gesehen, so daß ihre spezifische Bestimmung noch nicht gesichert ist. In frischen Stücken findet man hier und da derben Schwefelkies oder auch Bleiglanz-Würfel, die mir aus dem Trochitenkalk nicht bekannt sind; auch neigen die dicken Bänke zu mehr plattenförmigem Zerfall.

In dem Steinbruch 300 m nördlich Schnetberg, dessen Profil oben gegeben wird, ist die untere Bank durch grobklotzige Stromatolithen-ähnliche Struktur ausgezeichnet, die auf angewitterten Flächen an Serpulit erinnert. Im Dünnschliff bemerkt man wellig hin und

her gebogene, fein schräg gefaserte Kalklagen, die durch feinkörnigen Kalk getrennt werden und offenbar organisch sind. Um Kalkalgen handelt es sich nach freundlicher Mitteilung des Herrn Prof. Gothan nicht. Herr Prof. Weissermel hält es für möglich, daß Hydrozoen in Frage kommen, denen dann aber die Querpfeiler fehlen würden.

Im Westen (Bahnhof Velpe, Spellhof südwestlich Lotte und in Handarpe, alle auf Blatt Hasbergen) nimmt er vielfach grobkristalline Beschaffenheit und helle Farben an, zugleich wird er durch dickschiefrige Mergel in mehrere Bänke getrennt.

Das Hauptfossil ist *Terebratula vulgaris*, die an vielen Stellen in sehr großer Menge auftritt, meist aber im Gegensatz zum Trochitenkalk stark zerrieben und Schille bildend. Findet man ganze Stücke, dann stellt man fest, daß es sich keineswegs um die kleine runde Varietät *cycloides* handelt, sondern um die Normalform, daß man also schon darum nicht das Recht hat, diese Bänke der *Cycloides*-Bank Thüringens gleichzusetzen (vergl. unten S. 190). Auch die Mächtigkeit ist wohl durchweg bedeutender als die der *Cycloides*-Bank. Scheint sie doch im Holter Sattel stellenweise 10 m zu umfassen bezw. zu übersteigen, um nach Norden hin, also vom Osning fort, sich zu verringern. So beträgt sie am Schölerberg 2,57 m, am Sandforter Berg 5,6 m. Außer der *Terebratula* ist noch häufig *Velopecten Albertii*, die ja aber auch im Trochitenkalk nicht selten ist, somit nicht zur Unterscheidung dienen kann. Weniger häufig ist *Placunopsis ostracina*, die auch in den obersten Tonplatten auftritt. Nach ersterer könnte man die Bänke wohl als »Terebratelkalk der Ceratitenschichten« (mo2τ) bezeichnen.

Durch seine Einschaltung wird innerhalb der Tonplatten eine untere Abteilung abgetrennt, die man ältere Tonplatten nennen könnte. Da, wie wir sahen, mehrere Meter der Tonplatten zum Trochitenkalk gerechnet werden müssen, bleiben für diese Partie nur etwa 10 m übrig, von denen nur der tiefere Teil bisweilen in Kalkbrüchen im Abraum noch aufgeschlossen zu sein pflegt, während der dem Terebratelkalk nähere nur selten gut entblößt ist. Die Ceratiten gelten nun bei Osnabrück als große Seltenheit. In Wahrheit kann man aber bei systematischem Suchen an den richtigen Stellen, sofern sie nicht schon abgesucht sind, fast stets einige Stücke finden. Demjenigen, der etwa bei Göttingen oder im Harzvorland gesammelt hat, fällt dann schon auf, wie klein die Formen hier im Westen sind. Das größte mir bekannte ist das von Haarmann (12a) abgebildete Exemplar eines *Ceratites nodosus*, bei dem aber Nachforschungen nach der Herkunft es im höchsten Maße zweifelhaft erscheinen lassen, ob es wirklich aus der Gegend von Osnabrück stammt. Herr Prof. Dr. Haarmann, der es von einem Sammler erworben hatte, räumte mir gegenüber zudem die Möglichkeit anderer Herkunft ein, was um so wahrscheinlicher ist, als auch die Farbe und das übrige Aussehen des Gesteines nicht zu den sicheren Osnabrücker Stücken passen. Bei der immerhin bestehenden Spärlichkeit der Ceratiten gelingt es natürlich

selten, sie aus dem Anstehenden zu entnehmen. Doch wenn nur wenige Meter aufgeschlossen sind, ist dieser Umstand nicht so sehr zu beklagen. Immerhin wäre es wünschenswert, wenn Lokalforscher sich in ähnlicher Weise dieser Fossilien annehmen wollten, wie es mit Erfolg Herr Althoff in Bielefeld getan hat (1). In den Steinbrüchen am Sandforter Berg, fanden sich Formen aus der Verwandtschaft des *Ceratites pulcher* Riedel in mehreren Stücken, ferner *Ceratites Philippi* Riedel, Stücke, die von diesen beiden Arten hauptsächlich durch geringere Dicke abweichen. Ihr Lager wird nahe über den letzten Trochiten führenden Bänken zu suchen sein. Am Hofe Moskau bei Osnabrück fand ich dann weiter in einer Lage 2—5 m über dem Haupt-Trochitenkalk an der Straßenböschung eine glatte Form, die ich als *Ceratites* cf. *robustus* var. *rarinodosa* Ried. bestimmte, in Nahne in einem alten Hohlweg bei Potthof *Cer. compressus* (Sandberger) Phil. zusammen mit *Terebratula vulgaris* und *Velopecten Albertii*. In diesem letzteren Falle scheint das Lager ebenfalls nicht sehr hoch über dem Trochitenkalk gewesen zu sein, denn der im Hofe selbst anstehende Terebratelkalk ist von dieser Stelle noch ziemlich weit entfernt, doch ist, da das flache Einfallen wechselt, eine Berechnung der Mächtigkeit der Zwischenschichten nicht ausführbar. In einem Steinbruch am Ostende des Kronsundern in der gleichnamigen Bauernschaft begegnete mir *Cer. compressus* zusammen mit großen *Terebratula vulgaris* im unmittelbaren Liegenden des Terebratelkalkes, das, da hier nur sehr wenig von diesem Liegenden aufgeschlossen war, auch das Lager selbst gewesen sein muß. Es reicht also *Ceratites compressus* bis an den Terebratelkalk hinauf. In diesem selbst habe ich nur ein einziges Mal ein Exemplar der Gattung in nicht sonderlich guter Erhaltung gefunden; es wäre für die Horizontbestimmung des Kalkes von großem Werte, wenn sich die Aufmerksamkeit der Lokalgeologen insbesondere diesem Gegenstande zuwenden wollte. Der Fundort ist ein kleiner Steinbruch in Holsten 500 m westlich Klausing, wo ich das Fossil aus einer 1,75 m über der Sohle des Bruches liegenden groboolithischen Bank dem Anstehenden entnehmen konnte. Es handelt sich um eine Form aus der Verwandtschaft des *Cer. evolutus*, die am meisten Ähnlichkeit hat mit *Cer.* cf. *evolutus* E. Phil. var. *subspinosa* Stolley.

Cer. nodosus typus ist mit Sicherheit bei Osnabrück nicht nachgewiesen[1]), keine Spur auch von *Cer. dorsoplanus* oder gar von *Cer. semipartitus*. Überhaupt hat sich über dem Terebratelkalk noch beim Ceratit gefunden. Die jüngeren Tonplatten dieses Niveaus dürften kaum mehr als 6 m umfassen.

Vergleich des Oberen Muschelkalks mit Nachbargebieten

Trochitenkalk. Bei diesem ist eine Abweichung gegenüber dem Wesergebiet durch die Entwicklung jener gelben sehr trochitenarmen Kalke an der Basis des Trochitenkalkes gegeben, die vom

[1]) Vergl. die Bemerkung hierzu auf S. 187.

Wesergebiet nicht erwähnt werden[1]), bei Bielefeld aber schon entwickelt zu sein scheinen, wie Althoff's Profil vom Pappelkrug wahrscheinlich macht (1, S. 3), worin die Schichten 1 und 2, vielleicht auch noch 3—5, d. h. ein 3,2—4,74 m mächtiger Packen sie vertreten dürften. Näher nach Osnabrück zu, auf Blatt Borgholzhausen sind sie sicher vorhanden. Denn dort kommen nach Mestwerdt (21, S. XXIII) an der Basis »Bänke von einer Beschaffenheit, die sie dem Mittleren Muschelkalk zuweisen könnten«, vor, die aber schon Trochiten führen. Bemerkenswert ist der Glaukonitgehalt des Bielefelder Trochitenkalks. Auch das Auftreten der Fossilien ist bei Osnabrück und an der Weser verschieden: Im Wesergebiet ist das massenhafte Vorkommen der *Terebratula vulgaris* so sehr für die dünnschichtigen hangendsten Lagen des Trochitenkalkes bezeichnend, daß Grupe diese als *Terebratula-vulgaris*-Kalke ausgeschieden hat, während sie im Osnabrücker Lande, wie wir sahen, sowohl inmitten des Trochitenkalkes als auch unten darin massenweise vorkommen, spärlich dagegen in den tonplattenähnlichen hangendsten Schichten mit den wenigen dünnen Trochitenbänken, den Vertretern der genannten Schichten der Oberen Weser. Bielefeld steht in dieser Beziehung in der Mitte, denn hier kommt das Fossil zahlreich sowohl im Haupttrochitenkalk als auch im »tonplattenähnlichen Trochitenkalk« Althoff's vor, die durch eine trochitenähnliche Kalkbank nach oben hin abgeschlossen werden.

Auch *Lima striata* scheint an der Weser und auch noch bei Bielefeld bedeutend häufiger zu sein als bei Osnabrück.

Die Mächtigkeit des Trochitenkalkes, d. h. des Haupt-Trochitenkalkes + tonplattenähnlichem Trochitenkalk ist etwa dieselbe wie an der Weser, von wo Grupe 10—12 + 1—4 m angibt.

Die sehr große Mächtigkeit der tonplattenähnlichen Lagen am Sandforter Berg (s. Profil, S. 184) dürfte eine lokale Erscheinung sein.

Die Ceratitenschichten haben gegenüber dem Wesergebiet, wo sie 40 m mächtig werden, ziemlich erheblich abgenommen, da man sie bei Osnabrück wohl nur auf ± 25 m veranschlagen darf. Geringer noch ist die Mächtigkeit bei Bielefeld, wo in ihnen ein Glaukonitlager auftritt. Eine sehr auffallende Besonderheit ist die Wiederholung der dickbankigen Facies des Trochitenkalks in Gestalt der Terebratelkalke und bei ihnen wiederum das Beschränktsein auf das Gebiet südlich der Hase. Hat man hierin, wie in jenem Vorkommen von Glaukonit bei Bielefeld, vielleicht einen Hinweis auf die Nähe der rheinischen Masse zu erblicken? Im übrigen wird man durch jene Kalke ein wenig an süddeutsche Verhältnisse erinnert, denn selbst die Thüringer *Cycloides*-Bänke erreichen eine solche Mächtigkeit nicht. Es fragt sich nun, wo im Profil der Osnabrücker Kalk einzureihen ist. Vielleicht ist in dieser Hinsicht eine von Grupe an der Weser inmitten der *Discites*-Schichten bei Polle gefundene Terebratelbank zu beachten, von der er

[1]) Vielleicht werden sie dort dem Mittleren Muschelkalk zugerechnet. Wenigstens gibt Naumann (22, S. 9) im Profil von Dalbke auf Blatt Vlotho als Grenzbank des Mittleren Muschelkalks ein offenbar sehr ähnliches Gestein von freilich nur 0,7 m Mächtigkeit, aber ohne Trochiten an.

vermutet, daß sie mit der thüringischen *Spiriferina*-Bank gleichaltrig sei. Da, wie wir oben sahen, *Ceratites compressus* bis mindestens an die Unterkante des Terebratelkalks reicht und nach Grupe diese Form weit und breit nur im tieferen, allerdings mächtigeren Teil der Ceratitenschichten, seinen *Discites*-Schichten auftritt, außer in den obersten 5 m, die *Cycloides*-Bank aber erst weiter oben folgt, so scheinen auch deswegen die Osnabrücker Terebratelbänke älter zu sein als die *Cycloides*-Bank[1]). Der einzige in ihnen gefundene Ceratit widerspricht jedenfalls dieser Deutung nicht.

Die wenigen Meter Tonplatten, die im Hangenden folgen, müßten dann also etwa Grupe's *Albertii*-Schichten, die *Ostracina*-Bank und die *Ostracina*-Platten umfassen, d. h. seine *Nodosus*-Schichten, ferner seine »dolomitischen Grenzschichten« = *Dorsoplanus*- bezw. *Semipartitus*-Schichten. Sollte es sich bei näherem Nachforschen bestätigen, daß die Lagen über dem Terebratelkalk frei von Ceratiten sind und selbst *Cer. nodosus typus* fehlt, dann würden die Ceratiten-freien Schichten hier im Westen also tiefer hinabreichen als an der Weser, womit es im Einklang steht, daß *Placunopsis ostracina* allem Anschein nach erst ganz oben etwas häufiger zu werden beginnt. Für das Fehlen einer größeren Schichtlücke spricht das Vorkommen von *Myophoria pesanseris* ganz oben, in Schichten, die allerdings Haarmann schon zum Unteren Keuper zieht, ebenso das häufigere Auftauchen von Fischresten, die beide in den obersten Schichten an der Weser nicht selten sind.

Im Gebiet der Oberen Weser sind nur die dolomitischen Grenzschichten (3—6 m) nach Grupe (8, S. 243) vollkommen frei von Ceratiten.

Vergleichen wir das Vorkommen der Ceratiten, soweit man das bei der geringen Kenntnis hierüber schon wagen darf, mit den in dieser Beziehung viel günstigeren Gebieten von Südhannover, Braunschweig, oberer Weser und Bielefeld, so scheint es, daß die vertikale Verbreitung bei Osnabrück derjenigen, die Riedel (27) angibt, nicht widerspricht, nur ist offenbar die Mächtigkeit zusammengeschrumpft. Er unterscheidet folgende Zonen von oben nach unten:

Semipartitus-Schicht *Dorsoplanus*-Zone *Intermedius*- »	Obere Ceratiten-Schichten
Nodosus- » *Spinosus*- » *Evolutus*- » *Compressus*- »	Mittlere Ceratiten-Schichten
Robustus- » *Pulcher*- » *Atavus*- »	Untere Ceratiten-Schichten

Ceratites pulcher, *robustus* und *Philippii* gibt Riedel aus den Unteren Ceratitenschichten an. Sie reichen bis 15 m über den Trochitenkalk hinauf. Das dürfte bei Osnabrück nicht der Fall sein,

[1]) Vergl. hierzu die Gliederungstabelle der Ceratitenschichten bei Grupe (8) S. 253.

denn bei 15 m haben wir ja schon längst den Terebratelkalk und vorher schon den *C. compressus* der nach Riedel 15—22 m über dem Trochitenkalk sein Lager hat, bei Osnabrück aber sich mit dem Lager der vorigen zu überschneiden scheint.

Ceratites evolutus E. Phil. var. *subspinosa* Stoll. führt Stolley (34) aus den mittleren Ceratitenschichten an, was zu unserem Funde aus den Terebratelschichten auch gut paßt, vorausgesetzt, daß die etwas schwierig auszuführende Bestimmung richtig ist.

Die Riedel'sche Gliederung trifft für das zwischen Braunschweig und Osnabrück liegende obere Wesergebiet nach Grupe nicht zu. Seine Discites-Schichten, die etwa $^2/_3$ der ganzen Ceratitenschichten ausmachen, werden abgesehen vom obersten Viertel beherrscht vom *C. compressus*, zu dem unten noch *C. robustus* und *pulcher* hinzukommen, während das obere Viertel *C. spinosus* führt. Ja, Grupe fand den *C. compressus* schon $2^1/_2$ m über dem Trochitenkalk und zwar im Anstehenden bei Eilversen. Sehr dankenswerte Untersuchungen hat Althoff bei Bielefeld ausgeführt (1), wo er eine recht große

Vergleichende Übersicht über die Ceratitenschichten

Osnabrück	Wesergebiet nach Grupe	Thüringen nach R. Wagner u. E. Naumann
Jüngere Tonplatten m. *Myophoria simplex*, *M. pes anseris*, *Velopecten Albertii* und *Placunopsis ostracina* etwa 6,5 m	Dolomitische Grenzschichten m. *Placunopsis ostracina*, *Myophoria pes anseris*, Estherien, seltener Bairdien, keine *Ceratites* 3—6 m (= *Dorsoplanus*- bzw. *Semipartitus*-Schichten)	Kastendolomite?[1])
		Glasplatten
	Ostracina-Platten mit *Cer. dorsoplanus*, *nodosus*-Typ. 1,5—3 m (*Nodosus*-Schichten)	Thüringische Glaukonitbank, wenig darunter nach E. Naumann *Cer. dorsoplanus*
	Ostracina-Bank mit *Cer. nodosus*-Typ. 0,3—0,5 m (*Nodosus*-Schichten)	Fischschuppenschichten
	Albertii-Schichten mit *Cer. nodosus*-Typ. 5—10 m (*Nodosus*-Schichten)	*Cycloides*-Bank
Dickbankiger Terebratelkalk 3—10 m nur südlich der Hase m. *Cer.* cf. *evolutus* var. *subspinosa*	*Discites*-Schichten mit *Pecten discites* zerfallend in a) Schichten mit *Cer. spinosus* etwa 5 m	Obere *Discites*-Schichten, *Pecten discites* und *Cer. compressus*
Ältere Tonplatten mit *Cer. compressus* unt. *Cer.* aff. *pulcher*, *Philippii*, cf. *robustus* etwa 10 m	b) Schichten mit *Cer. compressus* als Hauptleitform, daneben in tieferen Schichten *Cer. robustus* und *pulcher* 20—25 m	*Spiriferina*-Bank
		Untere *Discites*-Schichten, *Pecten discites* und *Cer. compressus*
		Gervillienschichten

[1]) Nach freundlicher Mitteilung ist Herr Prof. Naumann jetzt geneigt, sie zum Muschelkalk zu ziehen.

Anzahl von Stücken ihrem Lager nach genau bestimmen konnte. *C. compressus*, von dem er allerdings hier nur ein bestimmbares Stück gefunden hat, lag schon 1,12—1,30 m über dem Trochitenkalk. *C. pulcher* (17 sicher bestimmbare Exemplare) und *C. Philippii* (10 bestimmbare Exemplare) kamen in der gleichen Schicht vor, ebenso *C. robustus* (5), der aber außerdem noch in Fundschicht 4 = 1,80 m über dem Trochitenkalk, auftritt (4 Exemplare). Auffallend ist das häufige Auftreten des im Wesergebiet fehlenden *C. atavus*, der aber nicht, wie bei Riedel seine Hauptverbreitung ganz unten hat, sondern erst 1,10 m über der Leitschicht, wo er über die anderen Formen überwiegt. Aus Althoff's Feststellungen geht erstens hervor, daß bei Bielefeld die Ceratitenschichten stark reduziert sind und zweitens, daß die Verteilung offenbar eine andere ist als in Braunschweig und im Wesergebiet. Freilich ist zu bedenken, daß bei den vielen von Philippi, von Stolley und besonders von Riedel unterschiedenen Formen die Bestimmung, bei der man ja meist nur auf die Figuren angewiesen ist, recht mißlich werden kann. Zu bemerken ist hierbei aber, daß die Althoff'schen Funde im Geologischen Institut zu Göttingen bestimmt worden sind, wo ja reiches Vergleichsmaterial zur Verfügung steht.

Keuper

Der Osnabrücker Keuper ist erst durch Haarmann (12) näher gegliedert worden und zwar im Anschluß an die Normalprofile in östlicheren Gebieten. Im wesentlichen kann ich diese Gliederung übernehmen, die durch einige weitere bei der Kartierung gewonnene Beobachtungen nur noch etwas weiter ausgebaut werden kann.

Unterer Keuper oder Lettenkohlenkeuper

Haarmann teilt folgendermaßen ein:

Hangendes: Gipskeuper
- B. Oberer Lettenkohlenkeuper
- III. Zone der Oberen Letten mit Dolomiten
- A. Unterer Lettenkohlenkeuper
- II. Zone des Hauptlettenkohlensandsteins
- I. Zone der Unteren Letten mit Dolomiten
- 2. Bunte Abteilung
- 1. Graue Abteilung.

Für den kartierenden Geologen wäre freilich eine andere Gliederung fast natürlicher, nämlich in eine untere graue und eine obere bunte, was gleichbedeutend ist mit einer unteren sandfreien und einer oberen Sandstein führenden Abteilung. Denn die »Dolomite« sind beiden in gleicher Weise eigentümlich. Die Grenze liegt dann in Haarmann's Profil zwischen seinen Schichten 1 und 2. Sie ist außerordentlich scharf und da die Ausscheidung der Einzelglieder der roten Abteilung sich bei der Kartierung wenigstens auf Blatt Osnabrück nicht mehr durchführen ließ, die graue Abteilung aber meistens gut zu erkennen war, habe ich auf der Karte in der Tat jene Zweiteilung vorgenommen, die sich auch im Gelände schon ausprägt.

Die Grenze der Grauen Abteilung gegen den Oberen Muschelkalk ist nicht scharf, vielmehr schalten sich zwischen die obersten meist gelb gefärbten und schon dolomitisch aussehenden Tonplatten bereits Zwischenlagen jener festen glattschiefrigen Letten von grauer bis dunkler Farbe ein, die für die Graue Abteilung bezeichnend sind. Ein gutes Profil habe ich freilich nicht gefunden. Das Haarmann-sche Profil mit *Myophoria pesanseris* von der Östringer Mühle (12, S. 17) reicht m. E. nicht bis in den Kohlenkeuper hinein. Es dürfte vielmehr trotz des kieseligen Kalkes Nr. 4 die obersten Tonplatten darstellen, denn die Ockerdolomite erinnern an Naumann's (24) »ockrige Grenzkalke«, in denen bei Hameln auch sandige Kalke vorkommen. Auch am Armenholz südlich Osnabrück beobachtete ich Fischreste führende dunkelbraune Kalke an der Oberkante des Muschelkalkes. Ich ziehe die Grenze dort, wo die dunklen Schiefertone über die »Dolomite« zu überwiegen beginnen, denn der Untere Lettenkohlensandstein Grupe's, an dessen Unterkante weiter im Osten die Grenze gezogen wird, fehlt vollkommen. Er wird aber immerhin dadurch angedeutet, daß hier und da dünne Schieferlagen sandig werden oder ganz feine Sandstreifen enthalten.

Aus dem tieferen Teil des Unteren Keupers gebe ich folgendes, in einer Grube 300 m nordwestlich Meyer in Uphausen (Bl. Osnabrück) aufgenommenes Profil:

Graue Abteilung bei Haarmann	ca. 7 m Zone des *Anoplophora*-Sandsteins = Bunte Abteilung bei Haarmann	1.	kaum 1,00 m oberhalb des Steinbruches im O-W laufenden Wege bräunlich-grünlicher glimmeriger Sandstein
		2.	etwa 1,00 » Unterbrechung, in der stellenweise graue Bröckelletten sichtbar sind
		3.	» 1,20 » rote grüngefleckte »Tonquarzplatten«
		4.	kaum 1,00 » undeutlich, rote und grüne Schieferletten, in einem Fußpfade anstehend
		5.	0,50 » feste dickschiefrige geradklüftige rote Letten
		6.	0,50 » schmutziggelbe feste Dolomitbank mit kleinen Fischresten (*Acrodus*-Zähne), geht nach Westen in mürben dolomitischen Mergel über
		7.	2,70 » rote schieferige Letten, Schieferung nicht immer deutlich; unten eine dünne Lage mürben gelben Dolomits, in der Mitte 0,17 m grüne Schieferletten.
	5,05 m Zone des Hauptdolomites	8.	0,80 » gelbliche weniger gut geschieferte Letten, teilweise stark verfestigt
		9.	0,25 » undeutlich geschichteter, teils fester, teils mürber hellgelblicher Dolomit mit einzelnen eigroßen hohlen Kalkspatdrusen und vielen undeutlichen *Anoplophora* cf. *lettica* und *Lingula* cf. *Zenkeri*
		10.	4,00 » feste gelblichgraue, untergeordnet graue und grünlichgraue dünnschiefrige Letten, unten mit einer 0,15 m dicken dolomitischen, sich aber wenig heraushebenden Lage, weiter W eine 0,25 m starke Dolomitbank
			— geringe Unterbrechung.
	4—4,5 + ? m dunkle Letten mit Dolomiten	11.	etwa 1,50 » dunkle, fast schwarze, dünnblättrige, milde, glatte Schieferletten mit Einlagerungen von Dolomiten.
		12.	Von diesen Schichten stehen in dem benachbarten, von der Chaussee nach S führenden Hohlwege noch 2,5—3 m an, in denen sich *Lingula tenuissima* fand.

Von der grauen Abteilung finden sich hier also 9—10 m aufgeschlossen. Auch sonst läßt sich die Mächtigkeit zu etwa 10 m feststellen und finden sich die dunkleren Schieferletten unten, die helleren oben. Die Dolomite in den letzteren, insbesondere Nr. 9, dürften die verkümmerten Reste des Hauptdolomites darstellen, so daß ich die Gruppe 8—10 als Zone des Hauptdolomits bezeichnen möchte, zumal sie in Lippe und an der Weser oft ganz ähnlich entwickelt ist.

Die bunte Abteilung der Unteren Letten mit Dolomiten enthält schon sehr bald über der unteren Grenze Einlagerungen plattiger, feinkörniger, roter und graugrüner oder mit beiden Farben gewolkter Sandsteine von feinem Korn, sowie ebenso gefärbte, mit ihnen durch Übergänge verbundene »Tonquarze«, die *Anoplophora lettica* und *brevis* führen. Im obigen Profil von Uphausen liegen die ersten derartigen Gesteine etwa 4,7 m über der Grauen Abteilung. Nachstehend gebe ich ein weiteres Profil, das bei einem Neubau des Kupfer- und Drahtwerkes in Osnabrück an der Südseite des Gertrudenberges im Jahre 1922 freigelegt worden ist. Es stehen hier vom Hangenden zum Liegenden:

13,9 m Zone des *Anoplophora*-Sandsteins	1.	1,9 m Roter Bröckelton
	2.	3,8 » Wechsellagerung von grauen und gelben Letten mit grünlichem Sandstein
	3.	0,3 » dunkelbrauner und gelber Mulm, verwitterter Ockerdolomit
	4.	0,6 » roter Schieferletten
	5.	1,3 » roter, sehr fester, zäher Tonquarz
	6.	6,0 » fester roter Schieferletten

Liegendes: graue Abteilung, unvollständig aufgeschlossen.

An dieser Stelle beträgt der Abstand zwischen Grauer Abteilung und den tiefsten Tonquarzen 6 m. An anderen Punkten hat man aber den Eindruck, daß der Abstand sehr viel kleiner werden kann als selbst 4,7 m. Ferner bemerkt man in obigen 13,9 m ein Überwiegen der tonigen über die sandigen Gesteine. Leider sind diese Schichten so selten gut aufgeschlossen, daß ich nicht sagen kann, ob dies immer der Fall ist. Bei der Kartierung gewinnt man öfter die Vorstellung des Gegenteils. Selbst wenn das eine Täuschung sein sollte, hervorgerufen durch die schwere Verwitterbarkeit der Sandsteine und Tonquarze, so sind letztere doch so bezeichnend für diese Schichten, auch machen sie sich so sehr orographisch bemerkbar, daß ich sie in Anlehnung an die Gliederung Grupe's lieber als Zone des Anoplophorasandsteins bezeichnen möchte, während bei Haarmann's Bezeichnung der natürliche Zusammenhang mit den Weserprofilen verschleiert wird.

Die Mindestmächtigkeit dieser Zone beträgt 14 m. An vielen Stellen, wie am Harderberg-Sattel, dürfte sie aber erheblich größer werden. Mit Vorbehalt gebe ich hier die rein rechnerisch gewonnene Zahl von 25 m wieder. Ich möchte dazu bemerken, daß die Methode, die Mächtigkeit aus dem Einfallswinkel und der Breite des Ausstriches zu berechnen, an den meisten Stellen des Osnabrücker Landes, namentlich bei solchen dünnschichtigen Wechsellagerungen harter und weicher Gesteine keineswegs zuverlässig ist, da sie sehr zur Spezial-

faltung und anderen Störungen neigen, wodurch natürlich die wahren Mächtigkeiten sehr verändert werden.

Trotz der großen Verbreitung des Unteren Keupers kenne ich kein Profil, in dem die Grenze zum Hauptlettenkohlensandstein und dieser selbst gut aufgeschlossen wäre, woraus schon seine Unbrauchbarkeit für technische Zwecke hervorgeht. Man findet ihn aber in solch enger Verbindung mit den vorigen Sandsteinen, daß beide zusammen eine einheitliche, oft kanten- und hügelbildende Serie darstellen, zwischen denen nicht viel anderes Gestein liegen kann. Die von Haarmann (12, S. 18 und 19) gegebenen Profile scheinen mir noch ganz in der Zone des *Anolophora*-Sandsteins zu liegen, weshalb ich sie hier nicht heranziehe. Der Hauptsandstein zeichnet sich bei mittlerem Korn durch häufigen Glimmer und kleine Kaolinpünktchen sowie düstere ins grünliche und rötliche gehende Farben aus. Nicht selten findet man in ihm nußgroße Knollen von Roteisenstein. Pflanzenreste sind spärlich vorhanden. Am Südhang des Harderberg-Sattels fand ich eine Lage von quer durchlaufenden Wurzelröhrchen durchzogen. Die Mächtigkeit der Zone, an der sehr wahrscheinlich auch tonige Gesteine Anteil haben, mag 5—6 m betragen.

Die Zone der Oberen Letten mit Dolomiten ist von den bunten Letten mit Dolomiten, die wir an der Basis der *Anoplophora*-Sandsteinzone fanden, kaum zu unterscheiden. Man kann also sagen, daß die über der Grauen Abteilung der Unteren Letten liegende bunte Serie, der Hauptteil der »Lettenkohle«, ein ziemlich einheitliches Gebilde vorwiegend roter Letten mit Dolomiten bildet, in dessen Mitte sich Sandsteine und Tonquarze einstellen und als solches einheitliches Gebirgsglied treten sie auch dem kartierenden Geologen entgegen, dem es kaum irgendwo gelingt, auf größere Strecken die einzelnen Unterabteilungen zu verfolgen.

Vergleich mit östlichen Gebieten

Nachdem bereits Stille 1908 eine gute Übersicht zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlen-Schichten gegeben hatte, brauche ich hier nur kurz auf die Beziehungen zu den Gebieten an der Weser und im östlichen Westfalen einzugehen. Letzteres Gebiet weist merkwürdigerweise größere Ähnlichkeiten mit Osnabrück auf als das nähergelegene Wesergebiet, doch ist dieser Unterschied nicht so groß, wie es nach Stille's Auffassung in seiner Tabelle (32, bei S. 166) zum Ausdruck kommt, denn in Wahrheit ist die Hauptdolomit-Zone doch noch einigermaßen zu erkennen, desgleichen die des *Anoplophora*-Sandsteins, während allerdings der Untere Lettenkohlensandstein vollkommen fehlt und nur noch durch außerordentlich unbedeutende sandige Beimengungen ganz schwach angedeutet ist.

Die scharfe Farbenteilung in unten grau und oben bunt, läßt sich durch alle drei Gebiete durchverfolgen, denn die tonigen Einlagerungen im Hauptdolomit sind im Wesergebiet gleichfalls nicht rot gefärbt. Diese Grenze erweist sich also als recht wichtig und man könnte, da ja das Auftreten roter Farben sicherlich mit einem er-

heblichen Wechsel der Ablagerungsbedingungen verknüpft gewesen ist, sie als die wichtigste innerhalb des Unteren Keupers ansehen.

Die Osnabrücker Ausbildung gehört zu Stille's »Normal-Entwicklung«, die sich durch die Dreigliederung: Grenzdolomitregion, Hauptlettenkohlensandstein und Untere Lettenkohlenschichten auszeichnet.

Die Mächtigkeit ist bei Osnabrück etwa die gleiche wie weiter im Osten.

Vergleichende Übersicht über den Unteren Keuper

Osnabrück	Wesergebiet nach Grupe	Östliches Westfalen nach Stille und Mestwerdt
Zone der Oberen Letten mit Dolomiten etwa 10 m	Region des Grenzdolomits 10—15	Zone der Oberen Letten mit Dolomiten (Grenzdolomitregion) etwa 12 m
Hauptlettenkohlensandstein 5—6 m	Hauptlettenkohlensandstein etwa 10 m	Hauptlettenkohlensandstein etwa 12 m
Zone des *Anoplophora*-Sandsteins 14—?25	*Anoplophora*-Sandstein 10—20 m	Bunte Letten mit Dolomiten etwa 15 m
Zone des Hauptdolomits = graue Letten mit Dolomiten etwa 5 m	Hauptdolomit etwa 4 m	dunkle Letten mit Dolomiten etwa 15 m
dunkle Letten mit Dolomiten etwa 5 m (Untere Letten mit Dolomiten graue Abteilung)	Unterer Lettenkohlensandstein 3—7 m	

Mittlerer Keuper oder Gipskeuper

Haarmann zeigte, daß sich der Gipskeuper bei Osnabrück in ganz ähnlicher Weise gliedert, wie in Lippe und im östlichen Westfalen. Seine Gliederung lautet (12, S. 20):

Hangendes: Rät:

IV. Steinmergelkeuper,
III. Obere rote Gipskeupermergel,
II. Schilfsandstein,
I. Untere rote Gipskeupermergel.

Die später entstandenen tiefen Einschnitte am Osnabrücker Hauptbahnhof[1]), die durch den größten Teil dieser Schichten sehr gute Aufschlüsse schufen, sowie die Beobachtungen bei den Kartierungsarbeiten gestatten es, die Gliederung teilweise noch weiter auszugestalten und die Beziehungen zum Osten noch besser zu erkennen.

[1]) Vergl. hierzu das S. 200 abgedruckte Profil.

Unterer Gipskeupermergel

Die Grenze zum Unteren Keuper habe ich da gezogen, wo sich in den roten Tongesteinen kieselige Plättchen mit schönen Steinsalzpseudomorphosen einstellen. Ich fand solche z. B. in Darum an der Westseite des Strubberges südlich Finke und am Harderberg östlich Wenkhaus. Im übrigen ist der tiefere Teil des Gipskeupers wegen der Weichheit seiner Gesteine selten aufgeschlossen, während dies höher hinauf öfter der Fall ist. Hier zeigte sich nun die überraschende Tatsache, daß stets nach oben hin die rote Farbe ganz verschwindet und dafür die oft steinmergelartig entwickelten Gesteine graue bis sehr dunkle Farben annehmen, so daß es in vielen Fällen schwer ist, diesen Horizont, der sich durchaus mit den Schichten km1σ von Lippe und dem östlichen Westfalen deckt, vom Steinmergelkeuper zu unterscheiden, doch habe ich bisher in ihm noch nicht jene in Gipsresiduen auftretenden, schön ausgebildeten Quarzkristalle gefunden, die der Stufe km4 eigen sind. Die graue Farbe reicht bis nahe an den Schilfsandstein heran. Unmittelbar unter dem Schilfsandstein sind die Mergel an der Oberfläche gelb, wie das Naumann auch von Blatt Vlotho (22, S. 22) anführt. Die Grenze nach unten hin ist nicht scharf, vielmehr sind den roten Mergeln immer noch graue oder grünliche Schichten eingelagert. Die Mächtigkeit der grauen Unterabteilung ist offenbar verschieden: Am Hauptbahnhof mißt man 24,5 m (vergl. Profil, S. 200). Größer scheint sie am Holter Sattel zu sein, wenigstens errechnet sie sich an zwei Stellen in Mündrup zu mindestens 40 m.

Da die weicheren roten Mergel meist unter Diluvium verborgen in Senken und Mulden liegen, bekommt man im Ackerboden von den Unteren Gipskeupermergeln ganz vorwiegend nur diese grauen zu Gesicht, die namentlich in den Bauernschaften Gretesch und Darum ziemlich bedeutende Flächen einnehmen.

Eine besondere Eigentümlichkeit der grauen Mergel des Osnabrücker Landes, die aber so viel ich bis jetzt bemerkt habe, nur südlich der Hase beobachtet wird[1]), ist eine 25—30 m unter dem Schilfsandstein auftretende, mehrere Meter starke Einlagerung feinkörnigen plattigen dolomitischen Sandsteins mit feiner Kreuzschichutng, der infolge seiner Härte im Gelände Kanten zu bilden vermag, wie man z. B. schön südlich Bröcker-Nahne sieht. An solchen Stellen finden sich dann im Gebiete des Mittleren Keupers zwei Kanten, die eine hervorgerufen durch die genannten Sandsteine, die andere durch den Schilfsandstein.

Die tiefsten Schichten der Unteren Mergel sind nur mangelhaft aufgeschlossen. Sie enthalten mürbe bunte Lagen und anscheinend häufigere Einlagerungen von Gipsresiduen. Ganz zu unterst finden sich, wie eingangs erwähnt, die kieseligen Plättchen mit Steinsalzpseudomorphosen. So lassen sich im ganzen wahrscheinlich drei Unterabteilungen unterscheiden und zwar von oben nach unten: Die grauen

[1]) Während des Druckes fand ich ihn auch weiter im Westen im Keupergelände südlich Lotte wieder.

Mergel, die roten Mergel und vielleicht die bunten Gipsresiduenschichten. Die Gesamtmächtigkeit dürfte kaum mehr als 75 m betragen. Wo sie größer ist, dürfte es sich nur um durch Störungen hervorgerufene scheinbare Anschwellung handeln.

Die Schilfsandstein-Zone

Ich gebe zunächst zwei Profile:

I. Straßen-Einschnitt bei Kogge in Holsten (Bl. Osnabrück). Vom Hangenden zum Liegenden:

	ca.	10,00 m	bräunliche, gelbe und graue bröckelige Mergel, z. T. vielleicht noch zum Schilfsandstein gehörend, sonst »Rote Wand«
8,32 m +?	1.	0,50 »	gelblichgraue Schieferletten
	2.	0,25 »	grünlicher toniger Sandstein
	3.	0,62 »	leicht zerfallender dunkler bröckeliger Mergel
	4.	1,60 »	graugelber typischer Sandstein
	5.	0,60 »	graugelblicher Schieferletten
	6.	0,85 »	graugelber Sandstein wie oben
	7.	1,80 »	undeutlich, anscheinend Sandschiefer oder mürber Sandstein
	8.	2,10 »	plattig zerfallender graugelber Sandstein, unten dickbankig
	Liegendes:		gelbe, gelbliche und grünliche, etwas schiefrige Mergel, wohl schon km1.

II. Ziegeleigrube der Osnabrücker Ziegelwerke in Lüstringen (Bl. Osnabrück). Vom Hangenden zum Liegenden:

7,88 + 7,93 m +?	1.	0,30 m	grünlichgrauer feinglimmeriger Bröckelletten mit undeutlichen Pflanzenresten
	2.	0,20 »	graue Letten mit dünnen sandigen Streifen
	3.	0,95 »	wie 1
	4.	0,12–0,17 m	grünlichgrauer toniger Sandstein, oben mit einer Lage kleiner FeS_2-Pentagondodekaeder
	5.	0,25 m	mehr gelblicher milder, etwas schiefriger Letten, unten in umbrabraunes festes knolliges Tongestein übergehend, darin zerstreute FeS_2-Kristalle
	6.	2,30 »	grünlichgrauer Bröckelletten mit vereinzelten FeS_2-Kristallen. Wird verziegelt
	7.	0,41 »	grünlichgrauer toniger Sandstein mit kleinen Tongallen und vielen kleinen FeS_2-Kristallen
	8.	1,80 »	wie 6, wird ebenfalls verziegelt
	9.	1,25 »	fester grünlichgrauer sandiger Bröckelletten, übergehend in:
	10.	0,30 »	grünlichgrauen feinschichtigen, etwas tonigen Sandstein.

Im Liegenden anscheinend gleich die grauen Mergel km1.

Ein drittes Profil ist in demjenigen vom Hauptbahnhof Osnabrück S. 200 enthalten. Letzteres zeigt ebenso wie Nr. II, daß in dieser Unterabteilung des Gipskeupers die Sandsteine oft derart gegenüber den Tongesteinen zurücktreten können, daß man nur noch von einer »Zone« des Schilfsandsteins reden kann, eine Erscheinung, die ja für diese Keuperstufe nicht nur im westfälisch-lippischen, sondern auch mittel- und süddeutschen Keupergebiet bezeichnend ist. Demzufolge kommen an anderer Stelle mehrere Meter dicke, fast geschlossene Sandsteinpakete vor. Eine sicher primäre rote Farbe der Sandsteine ist mir bisher nur selten begegnet. Wohl kommen bräunliche Färbungen und Flammungen vor, doch sind sie mit einiger Wahrscheinlichkeit auf später eingedrungene Eisenverbindungen zurückzuführen. Sind doch die Gesteine, wenigstens nördlich der Hase oft dicht erfüllt von kleinen

Schwefelkiespseudomorphosen. In der Regel sind die Sandsteine hell bis gelblich, die Tongesteine grau und grünlichgrau. Am Südflügel des Harderberg-Sattels trifft man dagegen bei beiden Gesteinen recht dunkle, fast schwarze Farben. Etwas Ähnliches fand Haarmann im östlichen Teil des von ihm untersuchten Gebietes (12, S. 21).

An der Oberkante der Zone begegnet man bisweilen ziemlich zähen kieseligen Sandsteinplatten, die nur wenig an den typischen Sandstein erinnern. Bestimmbare Pflanzenreste sind nicht häufig. Haarmann nennt *Equisetites arenaceus*. Noch seltener sind die tierischen Fossilien. Bekannt ist mir nur die von Spulski (31, S. 9) gefundene *Estheria minuta* vom Finkensundern am Holter Sattel.

Die Mächtigkeit dürfte im allgemeinen 8—10 m betragen. Daß sie mit der Zu- und Abnahme der Sandsteine schwankt, läßt sich bisher nicht feststellen.

Obere rote Gipskeupermergel oder »Rote Wand«

Die Bezeichnung dieser Unterabteilung als »rot« trifft hier im Westen insofern nicht mehr ganz zu, als diese Farbe nur etwa der oberen Hälfte zukommt, ja vielfach allem Anschein sogar noch dieser fehlt, so daß dann die ganze Schichtenfolge grau oder grünlichgrau ist. Damit steht es im Einklang, daß man selbst im einzelnen Aufschluß, wie z. B. am Hauptbahnhof Osnabrück, in ein und derselben Lage die rote Farbe verschwinden und dafür die graue sich einstellen sieht. Im Gelände erkennt man diese Unterabteilung beim Fehlen der roten Farben daran, daß sich die grauen Mergel vielfach durch kleine gelbe Einschlüsse auszeichnen, die ihnen ein kleinfleckiges Aussehen geben. Wo sie allerdings ganz und gar verwittert sind, hält es schwer die »Rote Wand« von den grauen Steinmergeln der nächsten Unterabteilung zu trennen. Die Mächtigkeit beträgt 21 m.

Der Steinmergelkeuper

Er besteht aus grauen bis grüngrauen dickschiefrigen Steinmergeln mit Gipsresiduen. Nur ganz untergeordnete mürbe Zwischenlagen zeigen dunkle Farben. Verwittert nehmen sie eine schmutzig graue Farbe an, die Lagen im Liegenden des Räts dagegen zeigen im Ausstrich gelbe Farben. Nie habe ich rote Färbung beobachtet[1]).

Ein etwas abweichendes Gestein fand ich am Schinkelberg etwa 10 m unter dem Rät. Es ist ein fester kalkartiger pseudoolithischer Steinmergel, der sich zugleich durch die einzigen bisher bei Osnabrück gefundenen Muschelreste auszeichnet, die sich als *Myophoriopsis keuperina* bestimmen ließen. Die kalkigen Gipsresiduen, die außen meist mit Pseudomorphosen nach Schwefelkies (Pentagondodekaeder und Zwillinge des Eisernen Kreuzes) besetzt sind, führen im Inneren außer Aggregaten feiner Dolomitkristalle klare säulenförmige Quarze bis zu 15 mm Länge. Diese Quarze dürften schon vor Eintritt des Oberoligocäns eingewandert sein, denn Kristalle vom gleichen Habitus finden sich mehr oder weniger abgerollt in den reichlich Keupergesteine enthaltenden Konglomeraten des Oberoligocäns von Atter.

[1]) Eine schwache Ausnahme bildet nur die Lage 6 im Profil am Hauptbahnhof Osnabrück (S. 201).

Vergleich mit Nachbargebieten im Osten

Wiederum fällt wie beim Buntsandstein und Muschelkalk die verringerte Mächtigkeit in die Augen, denn gegenüber etwa 200 m an der Oberen Weser finden wir bei Osnabrück nur etwa 125 m. Am stärksten verschwächt sich der Steinmergelkeuper, aber auch die anderen Unterabteilungen sind beteiligt. Ferner fällt der Rückgang der roten gegenüber der grauen Färbung auf, die wir mindestens vom Schilfsandstein ab nach oben hin wahrnehmen, und der so weit geht, daß man größere Gebiete ablaufen kann, ohne im Gipskeuper die rote Farbe zu Gesicht zu bekommen, denn die tieferen unteren Gipskeupermergel, bei denen sie noch beständig ist, sind, wie oben gesagt, gewöhnlich von Diluvium verhüllt. Die graue Farbe im oberen Teil der gleichen Mergel erweist sich als von Süddeutschland her durchgehend, worauf schon Mestwerdt aufmerksam gemacht hat (18). Im Zusammenhang mit dem Rückgang der roten steht wohl das nicht seltene Vorkommen recht dunkler, ja fast schwarzer Farben wie wir sie an dunklen Mergeln der Unteren Gipskeupermergel, örtlich auch an den Sandsteinen und Letten des Schilfsandsteins beobachten.

Profil am Hauptbahnhof Osnabrück, unterer Bahnkörper[1])

Grenze km/ko durch die Mauerung der Überführung verdeckt. Von hier nach dem Liegenden zu folgende Schichten des Steinmergelkeupers. Einfallen 17—18° östlich:

17,85 + ? m[2]) Steinmergelkeuper (km4)	1.	0,70 m	gelblich verwitternde bröckelige Mergel
	2.	0,60 »	gelber harter dolomitischer Mergel mit 3 dünnen grauen Lettenlagen
	3	5,20 »	gelber harter dolomitischer Steinmergel, fast ohne jede Abwechslung, nur in der Mitte und unten eine dünne graue etwas mürbere Lage und im unteren Teile außerdem Gipsresiduenbildungen bis zu 0,2 m Stärke, die z. T. auch ganz auskeilen können
	4.	0,75 »	dunkelgrauer harter, dolomitsandiger Kalk mit großen unregelmäßigen gelben Flammen und Flecken
	5.	4,60 »	dunkelgraue mürbere steinmergelartige Schichten mit Einlagerung harter heller gelber dolomitischer Gesteine. Diese treten z. T. bankförmig auf oder als flache lang ausgezogene Linsen, z. T. sind sie auch, zumal im obersten Teil dieser Folge — 5 — als dicke brotlaibförmige und klotzartige Gebilde von den Mergeln umschlossen. Im unteren Teil zeigen besonders eine, stellenweise aber auch 2 und mehr Lagen eine dunkelbraune ockerige Verfärbung und manchmal sind hiermit bis kopfgroße Residualbildungen verknüpft und Drusen in unregelmäßiger Anordnung. Im tiefsten Teile liegen auch flache, ganz aus körnigem Kalkspat bestehende Linsen, in deren lettiger Rinde kleine gut entwickelte Pentagondodekaeder von FeS_2 vorkommen, die oberflächlich oder auch ganz zu Brauneisen verwittert sind

[1]) Das Profil wurde 1916 von Herrn Prof. Mestwerdt aufgenommen und später von mir etwas ergänzt.

[2]) In der Buer'schen Straße, wo das Rät mit aufgeschlossen ist, konnte die Gesamtmächtigkeit zu 21 m festgestellt werden.

	6.	1,60 m	gelbe harte Steinmergel, im oberen Teil und in der Mitte mit verstreut gelagerten Drusen und Kalkspatlinsen, deren gelbe Rinde wieder mit zahlreichen Pentagondodekaedern besetzt ist. Im unteren Teil zeigt sich eine deutliche Rotfärbung, die sich nach dem Ausgehenden zu verliert, aber keine von der Verwitterung abhängige, sondern eine lokal auftretende Erscheinung sein dürfte. Diese rötlichen Gesteine sind teilweise ganz durchschwärmt von winzigen Pentagondodekaedern
	7.	0,90 »	außen dunkelgrauer, angeschlagen aber hellgelbbrauner strukturloser Mergel, besonders oben mit zahlreichen unregelmäßig angeordneten Pentagondodekaedern und mit 2 dünnen steinmergelartigen Einlagerungen
	8.	1,60 »	gelblich-grauer mürber Steinmergel
	9.	1,90 »	gelber dolomitischer Steinmergel mit 3 weißlichen und grünlich-grauen Lagen
	10.	1,50 »	rote, nicht sehr feste Steinmergel, nach dem Einfallen zu von mehr gelblicher Farbe und dann teilweise zellig oder brecciös
	11.	1,40 »	graue, gelblich- und grünlichgraue Steinmergel von wechselnder Festigkeit
	12.	1,80 »	roter Steinmergel
	13.	0,50 »	roter und grauer Steinmergel, die Farbe im Streichen und querschlägig wechselnd
19,40 m Rote Wand (km3)	14.	8,60 »	roter, ziemlich gleichförmiger, nicht sehr fester Steinmergel, hier und da mit geringen grauen Steinmergellagen. Grünlichgraue Adern durchziehen unregelmäßig die Schichten und scheinen z. T. auf Verwitterung, z. T. auf Residuenbildung zurückzuführen zu sein
	15.	2,60 »	hellgrünlichgrauer Steinmergel
	16.	3,00 »	grünlichgrauer Steinmergel mit Einlagerung gelber harter dolomitischer Steinmergel, in einzelnen Lagen nesterweise ockerige Verwitterung
	17.	0,15 »	grünlichgrauer feinkörniger toniger Sandstein
	18.	1,45 »	oben grünlich- unten bläulichgrauer mürber kleinbröckliger Mergel
8,95 m Schilfsandstein-Zone (km2)	19.	6,00 »	grünlichgrauer meist feinsandiger massiger Letten, in der Hauptmasse hart und dickbankig und nur im mittleren Teil geringe etwas mürbere Lagen. Die obersten Bänke zeigen eine Zerklüftung senkrecht zur Schichtfläche, sonst schräg
	20.	1,35 »	hellgrauer gutgeschichteter tonstreifiger feinkörniger Sandstein, nach oben hin in einen festen Bröckelletten übergehend. Viele kleine Schwefelkieskrystalle in Nestern und Lagen
	21.	4,20 »	grauer Steinmergel von geringer Festigkeit
	22.	2,30 »	grauer und gelblicher Steinmergel von mittlerer Festigkeit, etwa in der Mitte eine Lage mit unregelmäßigen Drusen
24,50 m Graue Mergel (km1σ)	23.	6,00 »	grauer mürber und bröckeliger Mergel, nur in einzelnen Lagen von mehr steinmergelartiger Beschaffenheit
	24.	12,00 »	grauer, gelblich- und grünlichgrauer Steinmergel, oben mürber, unten fester und nur in den tiefsen Lagen wieder weich, bedeckt von 1 m Grundmoräne
	25.	0,35 »	roter Letten
	26.	0,40 »	grauer, z. T. steinmergelartiger Mergel
5,15 m + ? Rote Letten und Mergel (km1)	27.	0,50 »	roter Letten
	28.	0,60 »	hellgrauer Steinmergel
	29.	0,30 »	grünlichgrauer strukturloser Mergel
	30.	3,00 »	roter Letten, z. T. etwas fester und steinmergelartig, im oberen Teil auch noch eine geringe graue Steinmergellage. Ende des Aufschlusses


POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Gliederung des Gipskeupers (km) bei Osnabrück und im Oberen Wesertal.

Osnabrück	Oberes Wesertal (nach Grupe)
1. Oberer Gipskeuper oder Steinmergelkeuper (km_4)	
Nur graue Steinmergel . . . . . 21 m	a) Oberer, grauer Steinmergelkeuper . . . . . 50—60 m b) Unterer, bunter Steinmergelkeuper . . . . . 12—15 m
2. Mittlerer Gipskeuper	
a) Oben rote, unten graue, örtlich anscheinend auch ganz graue Mergel (km_3) . . . . . 20 m	a) Rote Wand (km_3) . . . . . 20—30 m
b) Schilfsandsteinzone (km_2) . . . . . 9—10 m *α*) graue und helle Sandsteine mit grauen und grünlichen körnigen Zwischenlagen, örtlich beide sehr dunkel *β*) Vorwiegend graue und grünliche, z. T. sandstreifige Tongesteine, untergeordnet Sandsteine.	b) Schilfsandstein (km_2) . . . . . ca. 20 m bunte, glimmerige Sandsteinbänke mit zwischengelagerten Tonen und Mergeln.
3. Unterer Gipskeuper oder Gipskeuper im engeren Sinne (km_1)	
a) Graue Mergel ($km_1\sigma$) z. T. Steinmergel, oft recht dunkel, südlich der Hase mit einem Paket feinkörniger dolomitischer Sandsteine b) Bunte, vorwiegend rote Mergel c) Gipsresiduenschichten, bisher noch schlecht bekannt, unten Quarzitplättchen mit Steinsalzpseudomorphosen ± 75 m	a) Graue Mergel . . . . . 20—25 m b) Bunte Mergel . . . . . ca. 50 m c) Gipsresiduenschichten . . . . . 25—30 m

Oberer Keuper oder Rät

Im Osnabrücker Rät sind gute Aufschlüsse selten; namentlich die höheren Partien leiden sehr an diesem Mangel. Die tiefsten Lagen sind in der Stadt selbst am Klushügel und zwar an der Unterführung der Buerschen Straße aufgeschlossen. Es stehen hier an:

Vom Hangenden zum Liegenden:

7,50 m schwarze Schiefertone mit wenigen dünnen Quarzitbänken, die z. T. in die Schiefertone übergehen
0,25 » dunkelgrauer Quarzit mit rotbraunen Kluftflächen
1,00 » schwarze dünnschiefrige, harte Letten, zuweilen mit sehr dünnen Einlagerungen von feinem quarzitischem Material, ganz unten grobsandig mit kleinen Steinmergelbrocken, hierin Andeutung eines Bonebeds.

In diesem Profil sind die Quarzite besonders schwach entwickelt, sonst liegt nördlich der Hase wenigstens eine 0,75—$1^1/_2$ m starke Bank nahe der Basis, die früher zur Straßenbeschotterung namentlich am Schinkelberge nahe der Stadt gebrochen worden ist. Am Wegeeinschnitt 300 m nordöstlich P. 107,1 folgen über dem Steinmergelkeuper zunächst etwa 2 m verhältnismäßig grobkörnige feinschichtige Sandsteine und sandige Schieferletten, in denen ähnlich wie in der Buerschen Straße bonebedartige Anhäufungen auftreten. Südlich der Hase habe ich keine starken Quarzitbänke mehr gefunden, sondern nur noch dünne auf dem Querbruch fein diskordant gestreifte quarzitische Plättchen, über die aber die festen dunklen Schiefertone weit vorwiegen. In frischen Aufschlüssen findet man auch dunkle feinsandige Platten, die stark mit feinkörnigem Schwefelkies imprägniert sind. Auf derartige Gesteine mögen die von Burre in Lippinghausen, Kreis Herford gefundenen Ockerlagen zurückzuführen sein (4). Im Süden des Harderbergsattels folgt an mehreren Stellen das Rät so auffallend nahe auf den hier zugleich dunkel gefärbten Schilfsandstein[1]), daß man den Eindruck hat, als sei hier vor Ablagerung des Räts ein großer Teil des Gipskeupers wieder abgetragen worden. Nach Haarmann treten im höheren Rät gelblichgraue sandige Mergel sowie milde unebenflächige graue und gelbliche schiefrige Sandsteine auf, denen meist einige dünne Bänke eines dichten hellgrauen Kalkes zwischengelagert sind. Danach gibt es also im Rät auch kalkhaltige Gesteine, die mir selbst bis heute bei Osnabrück noch nicht begegnet sind. Fossilien nennt zuerst Trenkner (36), der sie bei Gut Leye und in der Dodesheide gefunden hatte. Es sind dies: *Tornatella fragilis* Qu., *Avicula contorta* Portl., *Gervillia praecursor* Qu., *Myophoria postera* Qu., *Protocardia rhaetica* (Merian) Escher v. L., *C. Heberti*, *Taeniodon praecursor* Schloenb., *Ophiolepis Damesi* Wright. Sie alle sind nach seiner Berechnung mindestens 20 m über der Basis des Räts gefunden worden. Ich selbst fand noch *Taeniodon Ewaldi* Bornem. auf dem Lechtenbrink in Darum, *Avicula contorta* und *Protocardia* spec. in einer winzigen gegen Wealden verworfenen Scholle 300 m südlich Ober-Holthaus in Holzhausen östlich vom Hüggel. Die

[1]) Vergl. S. 199.

Mächtigkeit kann einstweilen kaum mehr als geschätzt werden. Sie wird keinesfalls mehr als 50 m betragen. Haarmann nimmt 40 m an. Sie dürfte überdies gewissen Schwankungen unterworfen sein.

Vergleich mit den Nachbargebieten

Ausnahmsweise scheint diesmal die Mächtigkeit gegenüber Lippe und der Oberen Weser nicht abgenommen zu haben. Auch sonst ist die Ähnlichkeit groß. Nur treten die Quarzite stärker zurück. Den Unterschied, den wir zwischen dem Gebiet nördlich und südlich der Hase finden, treffen wir auch weiter im Osten, denn Burre (3, S. LVI) bemerkt, daß westlich Herford südlich der Liasmulde das Rät sehr wenige quarzitische Bänke enthält, während sie im Norden von ihr zahlreich werden.

Zu genaueren Vergleichen fehlen uns aber bei Osnabrück noch durchgehende Profile.

Über die merkwürdigen Verhältnisse in der Tiefbohrung Bentheim I, in welcher nach Harbort's Deutung *Avicula contorta* zusammen mit *Schlotheimia angulata* vorkäme, wird Herr Dr. Bentz auf Grund einer neuen Untersuchung, die ein abweichendes Ergebnis zeitigte, berichten.

Zusammenfassung

Gegenüber der Trias des Oberen Wesergebietes weist die Trias von Osnabrück mancherlei Verschiedenheiten auf. Insbesondere ist die Mächtigkeit nicht unerheblich geringer, wie aus dem beigegebenen Schema, Fig. 2, hervorgeht. Diese Abnahme erfolgt nicht bei allen Gliedern gleichmäßig, sie ist vielmehr am stärksten beim Mittleren Buntsandstein, der ja, worauf neuerdings auch R. Brinkmann (2) aufmerksam macht, im Solling so besonders stark anschwillt. Im Muschelkalk erfolgt die Abnahme sowohl im Unteren wie im Oberen auf Kosten der höheren Partien, im Keuper ist namentlich der Gipskeuper betroffen und bei ihm wiederum der oberste Teil, der Steinmergelkeuper. Die Abnahme scheint jedesmal auf eine ursprüngliche Reduktion der Schichten zurückzugehen. Offenbar erfolgte während der Ablagerung im Osten ein schnelleres Absinken des Untergrundes.

Beim Keuper, insbesondere beim Gipskeuper, sahen wir ferner nach Westen hin die Rotfärbung abnehmen. Die Facies ändert sich im allgemeinen nicht. Nur beim Mittleren Buntsandstein sehen wir größere Unterschiede, denn an der Weser ist er noch typisch entwickelt, während er bei Osnabrück schon der niedersächsich-ostelbischen Facies zuzurechnen ist, mit ihrem Fehlen dicker grobkörniger Sandsteinbänke, ihrem viel stärker hervortretendem, z. T. an Ooide gebundenen Kalkgehalt und ihrem Überwiegen der Tongesteine.

Beim Röt fällt auf, daß bisher keine Andeutung des so verbreiteten Steinsalzlagers gefunden ist. Auch tritt nirgends bei Osnabrück Gips zutage, weder im Röt noch im Mittleren Muschelkalk.

Nicht unerhebliche Unterschiede fanden wir aber innerhalb des Osnabrücker Gebietes selbst. Hier trafen wir südlich der Hase den dickbankigen bis 10 m mächtigen Terebratelkalk in den Ceratitenschichten, den feinkörnigen Sandstein in der grauen Abteilung der Unteren Gipskeupermergel, die beide nördlich des Flusses so gut wie fehlen, umgekehrt beim Rät im Norden die dickeren Quarzitbänke,

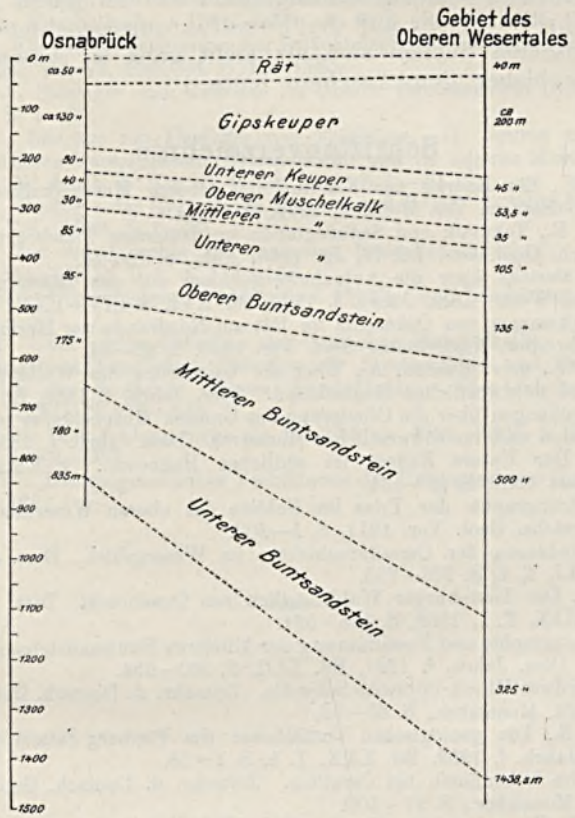


Fig. 2. Vergleich der Mächtigkeiten der Triasglieder bei Osnabrück gegenüber denen des Gebietes der Oberen Weser.

Die Zahlen für das Wesergebiet sind die Durchschnittswerte der von Grupe in seiner Arbeit »Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des Oberen Wesertales« 4. Jahresbericht d. Niedersächs. geol. Ver. 1911, S. 97—102 gegebenen Mächtigkeiten.

im Süden nur ganz dünne Platten. Dürfen wir in diesen Dingen nicht deutliche Hinweise sehen auf die früher von mir angenommene alt angelegte Osning-Schwächezone, die zugleich den Rand der mehrfach im Laufe der Erdgeschichte erscheinenden, heute auch morphologisch gut ausgeprägten nordwestfälisch-lippischen Schwelle bildete? (11). Dies gewiß um so mehr, als Ähnliches auch weiter im Osten vorkommt. Es sei hingewiesen auf die oben erwähnte Abnahme der

Rät-Quarzite bei Herford und das Auftreten von Glaukonit im Oberen Muschelkalk von Bielefeld, dessen Ceratitenschichten sogar besonders stark reduziert zu sein scheinen.

Sind auch vielleicht die wichtigsten Eigenheiten der Osnabrücker Trias erkannt, so ist doch jeder größere neue Aufschluß sehr willkommen zu heißen und verdient genau untersucht zu werden, damit der Vergleich noch schärfer durchgeführt werden kann, insbesondere muß viel mehr als bisher auf die Fossilführung geachtet werden, die bei systematischem Suchen sich als nicht ganz so schwach erweisen wird, wie es bisher den Anschein hatte.

Schriftenverzeichnis

1. Althoff, W., Ein Beitrag zur Kenntnis des Oberen Muschelkalkes bei Bielefeld. 4. Ber. Naturw. Ver. Bielefeld 1922, S. 1—11.
2. Brinkmann, R., Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 78, Jg. 1926, Abh., S. 52—74.
3. Burre, O., Bericht über die Aufnahmeergebnisse auf den Blättern Bielefeld und Herford-West. Dies. Jahrb. f. 1920, Bd. XLI, S. LIV—LXV.
4. —, Ein Vorkommen von Ockererde im Rät am Nordrande der Herforder Liasmulde. 13. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. 1920, S. 42—44.
5. Frantzen, W., u. v. Koenen, A., Über die Gliederung des Wellenkalks im mittleren und nordwestlichen Deutschland. Dies. Jahrb. f. 1888, S. 440—452.
6. —, Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks im nordöstlichen Westfalen und im südwestlichen Hannover. Dies. Jahrb. f. 1888, S. 453—479.
7. Grupe, O., Der Untere Keuper im südlichen Hannover. v. Koenen-Festschrift, Stuttgart 1907, S. 65—134.

7a. —, Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertals. 4. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. 1911, S. 1—102.

8. —, Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebiet. Dies. Jahrb. f. 1920, Bd. XLI, T. 1, S. 226—253.
9. Haack, W., Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. Dies. Jahrb. f. 1908, Bd. XXIX, T. 1, 1909, S. 458—531.
10. —, Zur Stratigraphie und Fossilführung des Mittleren Buntsandsteins in Norddeutschland. Dies. Jahrb. f. 1921, Bd. XLII, S. 560—594.
11. —, Die Nordwestfälisch-lippische Schwelle. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 76, Jg. 1924, Monatsber., S. 33—52.
12. Haarmann, E., Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Dies. Jahrb. f. 1909, Bd. XXX, T. 1, S. 1—58.

12a. —, Doppelte Lobenlinien bei Ceratiten. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 62. Bd., 1910, Monatsber., S. 97—100.

13. Harbort, E, Ein geologisches Querprofil durch die Kreide,- Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. v. Koenen-Festschrift, Stuttgart 1907.
14. Heine, Th., Geognostische Untersuchung der Umgegend von Ibbenbüren. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. XIII, 1861, S. 149—242.
15. Kemper, R. u. Bölsche, W., Einige Bemerkungen über die Gliederung der Triasformation und ihre Verbreitung in der Umgebung von Bissendorf. 6. Jahresber. Naturw. Ver. z. Osnabrück, 1885, S. 272—284.
16. —, Einige Analysen von Triasgesteinen, ebenda, S. 286—288.
17. Kuhlmann, L., Die Osning-Achse zwischen Hüggel und Schafberg. Dies. Jahrb. f. 1914, Bd. XXXV, T. 1, S. 1—62.
18. Mestwerdt, A., Wissenschaftliche Ergebnisse bei der Aufnahme von Blatt Detmold im Jahre 1908. Dies. Jahrb. f. 1908, Bd. XXIX, T. II, S. 477—493.
19. —, Erläuterungen z. Geol. Karte v. Preußen. Lieferung 197, Blatt Lemgo, 1916.
20. —, Erläuterungen z. Geol. Karte v. Preußen. Lieferung 233, Blatt Herford-Ost, 1922.
21. —, Wissenschaftliche Ergebnisse bei den Aufnahmen auf Blatt Borgholzhausen. Dies. Jahrb. f. 1923, Bd. XLIV, S. XXIII—XXV.

22. Naumann, E., Erläuterungen z. Geol. Karte v. Preußen. Lieferung 233, Blatt Vlotho.
23. —, Erläuterungen z. Geol. Karte v. Preußen. Lieferung 233, Blatt Rinteln.
24. —, Bemerkungen über die oberen Ceratitenschichten in den Profilen von Weimar, am Meißner und von Hameln. Dies. Jahrb. f. 1923, Bd. XLIV, S. 208—216.
25. Naumann, E. u. Mestwerdt, A., Über Gebirgsbau im lippischen Weserbergland. Dies. Jahrb. f. 1919, Bd. XLII, S. 83—109.
26. Renner, O., Über den Zechstein an der Pyrmonter Achse. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 66, Jg. 1914, Monatsber, S. 1—7.
27. Riedel, A., Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalks. Dies. Jahrb. f. 1916, Bd. XXXVII, T. 1, S. 1—116.
28. Richter, R., Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie VII—XI. Senckenbergiana, Bd. VI, Heft 3/4, S. 119—165.
29. Schlunck, J., Salzlager und Kalisalze im Oberen Buntsandstein (Röt). Kali, 7. Jg. 1913, S. 1—25.
30. Sörgel, W., Beiträge zur Geologie von Thüringen. II. Spuren mariner Würmer im mittleren Buntsandstein (Bausandstein) und im unteren Muschelkalk Thüringens. N. Jahrb. f. Min. B.-B. 49, 1923, S. 1—40.
31. Spulski, B., Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. 2. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver., 1909, S. 1—30.
32. Stille, H., Zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlengruppe. Dies. Jahrb. f. 1908, Bd. XXIX, T. 1, S. 145—166.
33. —, Die Osning-Überschiebung. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 95, S. 32—56.
34. Stolley, E., Über einige Ceratiten des deutschen Muschelkalks. Ergänzungen zu A. Riedel's Abhandlung: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalkes. Dies Jahrb. f. 1916, T. I, Bd. XXXVII, S. 117—143.
35. Tietze, O., Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren Dies. Jahrb. f. 1908, Bd. XXIX, T. II, S. 301—353.
36. Trenkner, W., Die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Osnabrück. Osnabrück 1881.

Die Stratigraphie des thüringischen Zechsteins nach Tiefbohrergebnissen

Von Herrn **Ernst Fulda** in Berlin

Mit 1 Figur

1. Die vollständigen Salzprofile

Die Erforschung der Zechsteinschichten und ihre stratigraphische Gliederung sind von den Aufschlüssen an den Rändern der mitteldeutschen Gebirge ausgegangen und zwar zu einer Zeit, in der die vollständigen Zechsteinprofile mit den Salz- und Anhydritschichten, die nur in der Tiefe zu finden sind, im allgemeinen noch nicht bekannt waren. Die mannigfachen Aufschlüsse, die der Bergbau auf Kalisalze und Kupferschiefer sowie die vielen Tiefbohrungen zur Aufsuchung dieser Mineralien gebracht haben, gestatten jetzt, die Zechsteinverbreitung auf große Flächen und in der Tiefe zu verfolgen und Zusammenhänge zwischen weit entfernten Gebieten aufzusuchen. Dabei stellt sich heraus, daß wir wahrscheinlich die Altersstellung einiger Bildungen entgegen der hergebrachten Lehrmeinung etwas verändern müssen.

Die moderne Zechsteinstratigraphie muß von den vollständigen Salzprofilen ausgehen und damit die übrigen Aufschlüsse vergleichen. In der Nachbarschaft von Thüringen kommen in den Salzverbreitungsgebieten folgende drei Normalprofile vor, die durch Bergbau und Tiefbohrergebnisse nachgewiesen sind (siehe S. 209).

Die beiden ersten Profile stimmen im allgemeinen überein. Der wichtigste Unterschied ist das Vorkommen des Südharzer Hauptdolomits im Mittleren Zechstein an Stelle des Stinkschiefers in der Mansfelder Mulde. Der Hauptdolomit enthält eine artenreiche benthonische Fauna und wird häufig durch ungeschichtete Riffkalke vertreten. Bei Lauterberg, also im Bereich der mitteldeutschen Hauptschwelle des alten variscischen Gebirges, transgrediert der Hauptdolomit auf Culm.

Die Tiefbohrungen des Südharzgebietes sind im allgemeinen spätestens beim Erreichen des Hauptdolomits eingestellt worden. Nur die Bohrung Trebra VI reicht bis in den Unteren Anhydrit des Mittleren Zechsteins, der dort unterhalb des Hauptdolomits der Mansfelder Aus-

bildung entspricht. Bohrungen bei Rottleberode und bei Heringen a. d. Helme zeigen größere Mächtigkeiten des Anhydrits im Mittleren Zechstein. Die außergewöhnlich große Anhydritmächtigkeit in der Bohrung Hochstedt ist vielleicht auf tektonische Einflüsse zurückzuführen.

	I Mansfelder Mulde (= Staßfurt)	II Südharzgebiet	III Werragebiet
Oberer Zechstein	Grenzanhydrit . . . . . 1 m Oberes Jüngeres Steinsalz . . 15 » Pegmatitanhydrit . . . . . 1 » Roter Salzton . . . . . 10 » Mittleres und Unteres Jüngeres Steinsalz . . . . . 70 »		Obere Letten . . 10 m
	Hauptanhydrit . . . . . 40 m		Plattendolomit . . 25 m
	Tonig-magnesitischer / Tonig-sandiger . . / Tonig-anhydritischer	Grauer Salzton . 12 »	Untere Letten . . 35 » Steinsalz . . . . 5 » Anhydrit . . . . 10 »
	Decksteinsalz . . . . . 1 »		Braunroter Salzton 10 »
	Älteres Kalilager (Flöz Staßfurt) . . 25 m		Ober. Älteres Steinsalz 100 m Ob. Kalilager (Fl. Hessen) 2 »
	Älteres Steinsalz 400 m Basalanhydrit . 1 »	Älteres Steinsalz 50 » Basalanhydrit . 15 »	Mittl. Älteres Steinsalz 50 » Unt. Kalil. (Fl. Thüringen) 3 » Unter. Älteres Steinsalz 80 »
Mittlerer Zechstein	Stinkschiefer . 6 m	Südharzer Hauptdolomit . . 30 m	
	Oberer Anhydrit . . 25 m Ältestes Steinsalz . . 6 » Unterer Anhydrit . . 35 »		Anhydritknotenschiefer und Anhydrit . . 8 m
Unterer Zechstein	Zechsteinkalk . . . 4 m Kupferschiefer . . . 0,3 » Zechsteinkonglomerat 1 »		

Ein weiterer Unterschied besteht in der Mächtigkeit des Älteren Steinsalzes, die im Südharzgebiet ziemlich gering, dagegen weiter östlich sehr groß ist. Die Grenzlinie zwischen den Gebieten verschiedener Mächtigkeit scheint mit derjenigen zwischen der Verbreitung von Stinkschiefer und Hauptdolomit übereinzustimmen, soweit sie sich außerhalb der Salzauslaugungszone verfolgen läßt. Sie verläuft etwa in der Linie Niedersachswerfen—Auleben—Hachelbich.

Auch das Ältere Kalilager zeigt östlich und westlich von Hachelbich eine verschiedenartige Ausbildung; im Südharzgebiet kommen fast ausschließlich anhydritische Kalisalzgesteine vor an Stelle der sonst verbreiteten kieseritischen Salze.

Die vorstehend geschilderten Unterschiede charakterisieren das Südharzgebiet als einen Teil des Hauptbeckens der Zechsteinsenke, in dem besondere Sedimentationsbedingungen herrschten[1]). Vermutlich war es ein Gebiet geringer Wassertiefe, das zur Zeit des Stinkschiefers von einer sauerstoffreichen oberflächlichen Wasserschicht bedeckt wurde, so daß sich dort im Hauptdolomit eine benthonische Fauna ansiedeln konnte. Im Stinkschiefergebiet herrschte im salzreichen Tiefenwasser, den heutigen Zuständen im Schwarzen Meere entsprechend, ein Mangel an Sauerstoff, so daß eine Tiefseefauna nicht existieren konnte, sondern nur ein nektonisches Tierleben in der Oberflächenschicht möglich war. Ein allerdings vereinzelter Zeuge davon ist ein *Platysomus gibbosus*, der im Stinkschiefer von Helfta bei Eisleben beim Schachtabteufen gefunden wurde[2]).

Auf geringe Tiefe deutet auch die geringe Mächtigkeit des Älteren Steinsalzes im Südharzgebiet hin, das dort höchstens 50 m stark wird. Anscheinend hat dieses Salzlager die Unebenheiten des Laugenbeckens im wesentlichen ausgeglichen, so daß sich das Kalilager darüber auf annähernd horizontaler Unterlage bilden konnte.

Der auffällige Anhydritgehalt des Kalilagers im Südharzgebiet hängt wahrscheinlich gleichfalls mit der randlichen Lage und der geringeren Laugentiefe zusammen, wenn auch die chemisch-physikalischen Ursachen dieser Erscheinung noch nicht recht aufgeklärt sind. Die anhydritische Ausbildung setzt ziemlich unvermittelt zwischen den Kaliwerken Günthershall und Glückauf-Berka im Gebiet der oben erwähnten Faciesgrenze ein.

Das Profil des Werragebietes stimmt nur in der Ausbildung des Unteren Zechsteins mit den bisher behandelten Schichtenfolgen überein und zeigt im übrigen einen vollständig abweichenden Aufbau des Salzgebirges. Diese Erscheinung hat mich zu der Annahme veranlaßt, daß die Salze des Werra- und Fuldagebietes in einem besonderen, vom Hauptbecken abgetrennten Salzsee entstanden seien, der eine selbständige individuelle Entwicklung zur Zeit des Oberen Zechsteins gehabt hat[3]).

Ein grundsätzlicher Unterschied besteht bereits in der Ausbildung des Mittleren Zechsteins, der im Werragebiet nur sehr dürftig entwickelt ist. Die etwa 250m mächtige Salzlagerstätte mit den beiden Kalilagern darin zeigt eine Schichtenfolge, die sich mit der Entwicklung im nördlichen Thüringen gar nicht mehr vergleichen läßt.

Es ist nun eine besonders reizvolle Aufgabe, an Hand der Tiefbohrungen und der Kartierungsaufschlüsse den Übergang vom Werragebiet zum Südharzer und Mansfelder Gebiet zu verfolgen.

---

[1]) Fulda, Studie über die Entstehung der Kalilagerstätten des deutschen Zechsteins. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1924. Monatsber. S. 7—30.

[2]) Fulda, Zur Entstehung der deutschen Zechsteinsalze. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1923. Abhandl. S. 7.

[3]) Fulda, Entstehung und Einteilung der deutschen Kalisalzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1921. S. 161—165.

2. Die Schichtenfolge im Gebiet der Thüringer Zechsteinschwelle

Von der Annahme ausgehend, daß innerhalb der Zechsteinsenke die Salzbildung sich in verschiedenen getrennten Salzseen vollzogen habe, muß man zwischen Werra- und Südharzgebiet eine Schwelle annehmen, die mindestens zur Zeit der Kalisalzentstehung landfest gewesen sein muß. Die Lage dieser Schwelle braucht dabei nicht etwa mit der des Thüringer Waldes übereinzustimmen, der erst in viel späterer Zeit aufgefaltet worden ist. Diese spätere Gebirgsbildung hat neue Verhältnisse in der Höhenlage des Zechsteins geschaffen, so daß die ursprünglichen Höhenunterschiede, die schon vor der Ablagerung des Zechsteins im Relief der Landoberfläche geherrscht haben, jetzt nicht mehr ohne weiteres zu erkennen sind.

Nördlich vom Thüringer Wald liegen zunächst die Bohrungen bei Plaue und bei Dörnfeld südlich von Stadtilm, deren Schichtenverzeichnisse sehr sorgfältig von E. Zimmermann aufgestellt worden sind[1]). Das umfangreiche Gesteinsmaterial, das in der Bohrprobensammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin aufbewahrt wird, ermöglicht einen guten Einblick in das Ergebnis dieser Bohrungen.

Bis zu einem gewissen Grade zeigt die Schichtenfolge dieser Bohrungen eine Übereinstimmung mit der Zechsteinausbildung des Werragebietes. Im einzelnen sind jedoch folgende Unterschiede hervorzuheben:

Der Anhydrit des Mittleren Zechsteins ist in den beiden Bohrungen (Plaue 49 m, Dörnfeld 79 m) wesentlich mächtiger entwickelt als der Anhydritknotenschiefer des Werragebietes. Dasselbe ist aber auch schon südlich des Thüringer Waldes in der nach Südosten vorgeschobenen Bohrung Schwallungen der Fall. Im Gegensatz zum nördlichen Thüringen fehlt zwischen dem Anhydrit des Mittleren Zechsteins und dem Älteren Steinsalz eine kalkige Bildung (Hauptdolomit oder Stinkschiefer).

Innerhalb des Steinsalzlagers fehlen die Kalisalze. Auch ist die Mächtigkeit der Salzlagerstätte nicht allzu groß (Plaue 184 m, Dörnfeld 90 m).

An Stelle des braunroten Salztons im Werragebiet tritt ein grauer Salzton auf, der kleine rote Steinsalzkristalle einschließt.

Das darüber liegende Anhydritlager des Werragebietes wird durch einen Anhydritdolomit vertreten, der stellenweise beide Mineralien in einer porphyrartigen Verwachsung zeigt, daneben aber auch reine Anhydrit- und reine Dolomitlager (ohne Fauna) aufweist. In der Bohrung Plaue überwiegt der Anhydrit.

Die weitere Ausbildung: »Untere Letten (mit ziemlich viel Anhydriteinlagerungen), Plattendolomit (mit *Schizodus* und *Myalina*), Obere Letten« entspricht der Entwicklung des Werragebietes.

Die nur bis zur Basis des Älteren Steinsalzes durchgeführten Bohrungen Großhettstedt und Rettwitz (südlich von Weimar) zeigen sehr ähnliche Profile. Die Zone des Anhydritdolomites zwischen Salz-

[1]) Vergl Erläuterungen zu Blatt Plaue der Geologischen Karte 1:25000.

ton und Unteren Letten ist hier besonders mächtig entwickelt (Großhettstedt 45 m, Rettwitz 59 m) und war auf Kosten der Unteren Letten, deren Mächtigkeit nach Norden zu allmählich abnimmt. Ein ähnliches Ergebnis hat auch die Bohrung Melborn (östlich von Eisenach)[1]).

Nördlich von Gotha stellt sich in den Bohrungen Gräfentonna, Eckardsleben und Döllstedt bereits die Entwicklung des Südharzgebietes ein mit Jüngerem Steinsalz und Älterem Kalilager. An die Ausbildung des südlicheren Gebietes erinnert nur noch der Plattendolomit (mit *Myalina* und *Schizodus*), der hier den magnesitischen Salzton und den untersten Teil des Hauptanhydrits ersetzt[2]). Dasselbe ist in den Profilen der Bohrungen Markvippach, Ramsla und Hottelstedt (nördlich von Weimar) der Fall.

Das Gebiet der thüringischen Zechsteinschwelle reicht demnach nach Norden etwa bis zu der Linie Eisenach—Erfurt—Weimar und zeigt eine stratigraphische Entwicklung, die sich im allgemeinen an die des Werragebietes anschließt, ohne jedoch die beiden dort entwickelten Kalilager zu enthalten. Überhaupt treten in dem Schwellengebiet die Salzbildungen zurück, während die Dolomite zunehmen. Als Normalprofile dieses Gebietes läßt sich folgende Schichtenfolge aufstellen:

Oberer Zechstein	Obere Letten	15 m	
	Plattendolomit	20 »	Äquivalent des Hauptanhydrites und der tonig-magnesitischen Stufe des Grauen Salztons.
	Unt. Letten	10—40 m	Äquivalent der tonig-sandigen Stufe des Grauen Salztons.
	Anhydritdolomit	15—60 m	Äquivalente der tonig-anhydritischen Stufe des Grauen Salztons.
	Grauer Salzton	6 »	
	Älteres Steinsalz	50—200 »	
Mittlerer Zechstein	Anhydrit	50—80 m	
Unterer Zechstein	Zechsteinkalk	4 m	
	Kupferschiefer	0,3 »	
	Zechsteinkonglomerat	4 »	

E. Zimmermann, der verdienstvolle Bearbeiter der meisten der genannten Bohrungen, hat in seiner Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen[3]) ursprünglich eine Auffassung vertreten, die sich mit der obigen Gliederung im wesentlichen deckt. Später hat er geglaubt, die Dolomite, die oben als Anhydritdolomit dem Oberen Zechstein zugewiesen sind, als eine Bildung des Mittleren Zechsteins auffassen zu sollen[4]).

Meines Erachtens läßt sich das 50—200 m mächtige Steinsalzlager des Schwellengebietes aus genetischen Gründen, wie noch erörtert wer-

---

[1]) Veröffentlicht in den Erläuterungen zu Blatt Wutha, S. 101.

[2]) Zimmermann, Der Thüringische Plattendolomit und seine Vertreter im Staßfurter Zechsteinprofil sowie eine Bemerkung zur Frage der Jahresringe. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1913. Monatsber. S. 357.

[3]) Zimmermann, Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Hildburghausen 1902. S. 403.

[4]) Erläuterungen zu Blatt Wutha, S. 34.

den soll, nur als Älteres Steinsalz auffassen. Der Anhydritdolomit muß aber dann in den Oberen Zechstein verwiesen werden und als ein Äquivalent des im Werragebiet auftretenden Anhydrits unter den Unteren Letten und des tonig-anhydritischen Grauen Salztons in Norddeutschland gelten.

Bei der Oberflächenkartierung hat man auf den Blättern Eisenach und Wutha einen Dolomit (als »zm« bezeichnet) über einer Lettenschicht (als »zmγ« bezeichnet) gefunden, der sich nördlich von Eckardtshausen anlegt. Da es in den Salzprofilen im Mittleren Zechstein, also im Liegenden des Älteren Steinsalzes keine Letten gibt, ist zu vermuten, daß die Schicht zmγ dem Grauen Salzton entspricht und die darüber liegenden Dolomite dem Anhydritdolomit des Schwellengebietes. Beide Bildungen wären also dem Oberen Zechstein zuzuweisen.

Die Eisenacher Dolomite enthalten ebenso wie die Anhydritdolomite der Tiefbohrungen keine Fauna im Gegensatz zu dem Südharzer Hauptdolomit, der nach dem Ergebnis der Kartierung bei Iba im Richelsdorfer Gebirge seine südliche Verbreitungsgrenze erreicht. In Bohrungen ist letzterer nachgewiesen bei Creuzburg, Bolleroda, Eckardsleben und Hottelstedt. In den Bohrungen südlich der Linie Eisenach—Erfurt—Weimar kommt im Liegenden des Älteren Steinsalzes kein Dolomit mehr vor. Der Südharzer Hauptdolomit verschwindet demnach am Nordrand des thüringischen Schwellengebietes.

In den Unteren Letten, die bei der Kartierung im Auslaugungsgebiet vom Salzton im allgemeinen nicht getrennt werden können, kommen im Horizont des Anhydritdolomits zuweilen auch an der Erdoberfläche Gipslager vor, die dem Oberen Zechstein angehören als Äquivalente des oberen Anhydritvorkommens im Werraprofil.. Außerdem haben sich aber auch oft die mächtigen Anhydrite des Mittleren Zechsteins in der Nähe der Erdoberfläche als Gipslager im Liegenden der Unteren Letten erhalten. Die Kartierung war bisher geneigt, in beiden Fällen den Gips als Einlagerung der Letten in den Oberen Zechstein zu stellen. Das Ergebnis der Tiefbohrungen beweist, daß man lettenfreie Gipslager von großer Mächtigkeit als Äquivalente des Anhydrits im Liegenden des Älteren Steinsalzes (Mittlerer Zechstein) auffassen muß. Über diesem Gips fehlt am Rande des Thüringer Waldes ebenso wie in den Tiefbohrungen des Schwellengebietes der Hauptdolomit, der nur bis zum Nordrande dieses Gebietes reicht. Dadurch wird im Einzelfalle die Entscheidung darüber erschwert, ob ein Gipsvorkommen dem Oberen oder dem Mittleren Zechstein zuzuweisen ist. Immerhin wird man wohl nicht fehlgehen, wenn man die mächtigen Gipsablagerungen, wie sie z. B. bei Elgersburg, Königsee, Röblitz, Pößneck und Oppurg vorkommen, dem Mittleren Zechstein zuweist.

3. Genetische Gesichtspunkte

Die Salzauslaugung zu beiden Seiten des Thüringer Waldes erschwert die Feststellung der ursprünglichen Zusammenhänge in der

Ausbildung der Zechsteinschichten, die nur in denjenigen Tiefbohrungen durch vollständige Profile nachgewiesen werden, die einige Kilometer vom Gebirgsrand entfernt liegen. Die Auslaugung ist vermutlich höchstens bis zu einer Tiefe von 300—400 m unter der Erdoberfläche vorgedrungen. So zeigt z. B. die Bohrung Sondra II[1]) (zwischen Eisenach und Waltershausen) ein Auslaugungsprofil, in dem das Ältere Steinsalz fehlt, das man bei 288 m Tiefe hätte erwarten müssen. In den übrigen bereits erwähnten Bohrungen liegt das Steinsalz so tief, daß eine teilweise Zerstörung durch nachträgliche Auslaugung nicht angenommen werden darf. Diese Bohrungen geben daher ein zuverlässiges Bild von der ursprünglichen Entwicklung des Zechsteins und lassen Schlüsse auf die Entstehungsvorgänge zu.

In der Zechsteinzeit schwankte der Wasserstand innerhalb der Zechsteinsenke zeitlich in der Weise, daß je nach dem Eindunstungszustande größere oder kleinere Gebiete der Sedimentation zur Verfügung standen. Die Zeiten der größten Konzentration werden durch die Verbreitungsgebiete der Kalilager gekennzeichnet, die stets kleiner sind als die der übrigen Bildungen. Klastische und kalkige Bildungen sind dagegen nur im Wasser von geringem Salzgehalt entstanden, also zu Zeiten mit verhältnismäßig hohem Wasserstand, der wahrscheinlich durch Zufluß aus dem offenen Meer bewirkt wurde.

Im Gebiet des Hauptbeckens sind folgende klastische oder kalkige Bildungen festgestellt worden:

1. Unterer Zechstein in seiner Gesamtheit.
2. Stinkschiefer — Südharzer Hauptdolomit.
3. Grauer Salzton.
4. Roter Salzton.

Das Werragebiet hat die erste dieser Bildungen mit dem Hauptbecken gemeinsam. Die zweite dagegen dringt nach Süden nur bis zur Linie Iba—Creuzburg—Erfurt—Weimar vor. Die Überflutung vom offenen Meere her, die damals stattfand, hat also das Gebiet südlich der thüringischen Schwelle nicht erreicht oder nicht so weit aussüßen können, daß sich kalkig-klastische Sedimente bilden konnten. Eine derartige regionale Differenzierung des Salzgehaltes ist nur bei geringer Wassertiefe im Schwellengebiet möglich. Darauf deutet auch die geringe Salzmächtigkeit in der Gegend von Gräfentonna hin, wo Älteres Steinsalz und Kalilager zusammen nur etwa 30 m ausmachen.

Wenn man vom Auslaugungsgebiet absieht, gibt es nördlich und südlich vom Thüringer Wald keine Bohrung, die ein Profil ohne Salz erschlossen hätte. Man muß daher wohl annehmen, daß zu Beginn der Bildungszeit des Älteren Steinsalzes das gesamte Gebiet eine gleichzeitige Salzsedimentation zuließ. Vorübergehend scheint also das Hauptbecken mit dem Hessisch-thüringischen Becken einen gemeinschaftlichen Salzsee gebildet zu haben, bis der Wasserspiegel

[1]) Erläuterungen zu Blatt Wutha, S. 107.

infolge der Eindunstung so weit gesunken war, daß zur Zeit der Kalisalzbildung zwei getrennte Salzseen entstanden waren, zwischen denen sich ein Steinsalzrücken im Gebiet der thüringischen Schwelle unter freiem Himmel erhob.

Demnach muß zur Zeit des Älteren Steinsalzes der Wasserspiegel zunächst höher gestanden haben, als zur Zeit des Stinkschiefers und Südharzer Hauptdolomits, obgleich man eigentlich den Konzentrationsverhältnissen nach das Gegenteil erwarten müßte. Es ist zu vermuten, daß die Auffüllung der Zechsteinsenke mit frischem Wasser infolge der Stinkschieferüberflutung den Untergrund derartig belastet hat, daß eine isostatische Senkungsbewegung einsetzen mußte, die mindestens bis in die Zeit des Älteren Steinsalzes andauerte. Diese Senkung hat wahrscheinlich auch das Schwellengebiet so weit herabgedrückt, daß es von den Laugen, aus denen sich das Ältere Steinsalz bilden konnte, überspült wurde, während es vorher zur Zeit des Stinkschiefers noch landfest gewesen sein mag.

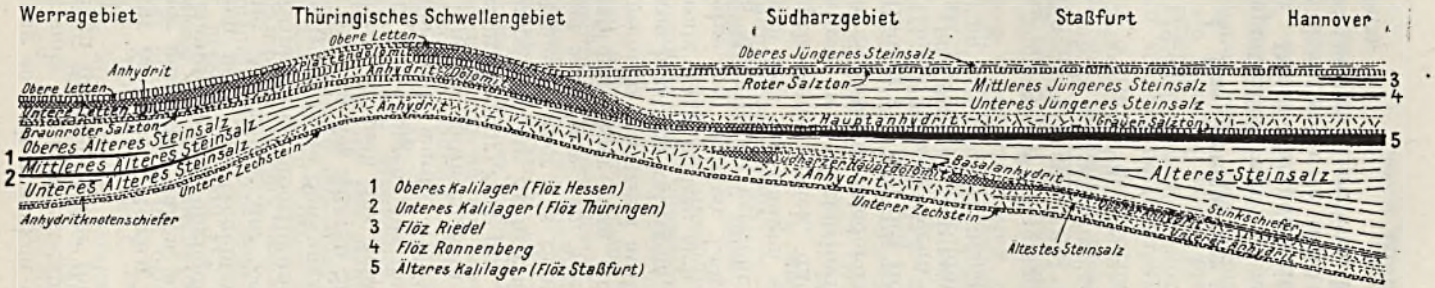
Die dritte Überflutung zur Zeit des Grauen Salztons füllte das vorher nahezu eingetrocknete Zechsteinbecken wieder so hoch auf, daß sich der Wasserspiegel über das Schwellengebiet hinweg bis in das Werra-Fuldagebiet ausdehnte. Im Verbreitungsgebiet des Älteren Kalilagers (Flöz Staßfurt), über dem sich eine etwa 150 m hohe, schwere Mutterlaugenschicht schützend ausbreitete, fand nur eine spärliche Sedimentation von klastisch-kalkigem Material statt (12 m Grauer Salzton). Im Gegensatz dazu bildete sich in dem flacheren Randgebiet eine Schichtenfolge von Salzton, Letten, Dolomit und Anhydrit, die stellenweise 90 m Mächtigkeit erreicht. Bei der darauf erfolgenden Eindunstung zogen sich die Laugen so weit nach Norden in die Depression des Hauptbeckens zurück, daß das Schwellengebiet und der Raum des vormaligen hessisch-thüringischen Salzsees zur Zeit der Bildung des Jüngeren Steinsalzes wieder landfest geworden waren.

Die vierte Überflutung zur Zeit des Roten Salztons griff vielleicht wieder über diese Gebiete hinweg, wenn sich nämlich Obere Letten und Roter Salzton als gleichaltrige Bildungen erweisen sollten, eine Annahme, für die noch keine ausreichenden Beweise gefunden worden sind.

In der Abbildung auf S. 216 ist das stratigraphische Bild in einer schematischen Darstellung vereinigt, die alle Übergänge zeigt. Die relativen Höhenlagen der Schichten lassen sich nicht einwandsfrei wiedergeben, weil im Verlaufe der Zechsteinzeit wahrscheinlich isostatische Bewegungen stattgefunden haben, die nach Norden zu ein stärkeres Absinken bewirkten.

4. Das Merseburger Gebiet

Bisher war hauptsächlich von den Aufschlüssen im westlichen Thüringen die Rede. Der Vollständigkeit halber müssen noch einige Feststellungen über das östliche Thüringen mitgeteilt werden, weil dort gleichfalls Abweichungen von den bisher mitgeteilten Normalprofilen vorkommen.



Schematisches Profil zur Darstellung der Übergänge zwischen verschiedenen Normalprofilen des deutschen Zechsteins.

Im Nordosten der Thüringer Mulde ist das Ältere Kalilager durch Bohrungen bis etwa zur Linie Eckartsberge—Halle nachgewiesen worden. Die Bohrungen bei Kösen, Oberwünsch und Holleben zeigen eine teilweise Auslaugung der Salze, die in dieser Gegend bis in eine ungewöhnlich große Tiefe herabreicht. In dem weiter östlich gelegenen salzfreien Gebiet sind zehn Bohrungen bis zum Unteren Zechstein vorgedrungen und haben im Mittleren Zechstein eine außergewöhnlich große Anhydritmächtigkeit festgestellt (durchschnittlich 130 m). Darüber liegt zumeist ein von Hohlräumen durchzogener Kalk, der »Quellenkalk« der Hallenser Solquellen, ein Äquivalent des Stinkschiefers und des Südharzer Hauptdolomits.

Der Obere Zechstein beginnt mit einem Basalanhydrit, der ebenso wie im Südharzgebiet verhältnismäßig große Mächtigkeiten (bis 20 m) aufweist. Da das Ältere Steinsalz und das Ältere Kalilager infolge von Auslaugung fehlen, folgt darüber sofort der Graue Salzton und der Hauptanhydrit, der nach Süden zu in Plattendolomit übergeht. Es ergibt sich also folgendes Normalprofil:

Oberer Zechstein	Hauptanhydrit oder Plattendolomit	35 m
	Grauer Salzton oder Untere Letten	12 »
	Basalanhydrit	20 »
Mittlerer Zechstein	Quellenkalk oder Stinkschiefer	10—20 m
	Anhydrit	130 »
Unterer Zechstein	Zechsteinkalk	2 m
	Kupferschiefer	0,3 »
	Zechsteinkonglomerat	1 »

Die Bohrungen Wörmlitz[1]) und Oberklobikau[2]) enthalten im Mittleren Zechstein das aus dem Mansfeldischen bekannte Älteste Steinsalzlager, das wahrscheinlich infolge von tektonischen Störungen in Oberklobikau zweimal untereinander durchbohrt wurde.

Die Bohrung Oberfrankleben[2]) zeigt eine außergewöhnlich große Mächtigkeit des Anhydrits im Mittleren Zechstein (239 m), die vielleicht auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist. An Stelle des Grauen Salztons tritt eine 36 m mächtige Breccie von faustgroßen Dolomitbrocken, vermischt mit spärlich auftretenden Anhydritbrocken, auf, die durch ein kalkiges Bindemittel zu einem kluftfreien Gestein verkittet ist. Die Entstehung dieser merkwürdigen Bildung ist ziemlich rätselhaft.

Bei der Bearbeitung der Bohrung Schladebach[3]) hat v. Fritsch die Gipslager über dem Quellenkalk noch dem Mittleren Zechstein zugewiesen. Als Äquivalente des Basal- und Hauptanhydrites sind sie besser als Oberer Zechstein aufzufassen.

In einem auffälligen Gegensatz zum Werragebiet steht die ungeheure Anhydritmächtigkeit der Merseburger Gegend. Sie beweist, daß die Sedimentationsbedingungen für dieses Mineral zur Zeit des Mittleren Zechsteins innerhalb des Zechsteinmeeres regional außer-

[1]) Erläuterungen zu Blatt Halle-Süd.
[2]) Erläuterungen zu Blatt Merseburg-West.
[3]) Erläuterungen zu Blatt Merseburg-Ost.

ordentlich verschieden waren, und zwar ergibt sich im allgemeinen eine Zunahme des Anhydrits in nordöstlicher Richtung. Eine einleuchtende Erklärung für diese Erscheinung vom genetischen Standpunkte aus ist nicht ohne weiteres zu finden.

Die Merseburger Gegend ist wahrscheinlich ein Flachwassergebiet gewesen, in dem der Stinkschiefer meist durch den Quellenkalk vertreten wird.

5. Das ostthüringische Riffgebiet

Ein besonders flaches Meer scheint in Ostthüringen zur Zechsteinzeit vorhanden gewesen zu sein, wo sich zwischen Saalfeld und Gera zahlreiche Bryozoenriffe gebildet haben und auch die dazwischen vorkommenden schichtigen Gesteine sich durch eine besonders reiche benthonische Fauna auszeichnen.

Im allgemeinen wird angenommen, daß die Riffe saumartig auf einen schmalen Streifen längs des heutigen Gebirgsrandes beschränkt seien, der gleichzeitig als ein alter Uferrand des Zechsteinmeeres aufzufassen sei. Wahrscheinlich umfaßt das Riffgebiet jedoch eine größere Fläche, die durch die Erosion in der Linie Saalfeld—Gera angeschnitten ist und sich ursprünglich zu beiden Seiten dieser Linie noch weit verbreitet hat.

Durch Tiefbohrungen sind Riffkalke bei Unterwellenborn, Porstendorf, Bürgel und Zeitz[1]) festgestellt worden. Die Riffe sind, soweit es sich feststellen läßt, auf dem Untergrundgebirge aufgewachsen und werden von den schichtigen Bildungen des Unteren und Mittleren Zechsteins, die sich seitlich an sie anlagern, rings umgeben.

Die erste Überflutung hat in Ostthüringen mehr kalkige Bildungen als in anderen Gegenden zum Absatz gebracht. Im Liegenden des Kupferschiefers hat sich bereits das kalkige Mutterflöz gebildet. In seinem Hangenden liegen über dem Zechsteinkalk noch kalkig-dolomitische Bildungen, die wegen der sich ändernden Fauna bereits dem Mittleren Zechstein zugerechnet werden. In der Literatur sind diese Schichten gewöhnlich als »Hauptdolomit« bezeichnet worden. Ihre stratigraphische Stellung ist jedoch nicht dieselbe wie die des Südharzer Hauptdolomits, der auf einer mächtigen Anhydritunterlage ruht und seitlich in den Stinkschiefer übergeht. Der Südharzer Hauptdolomit gehört deshalb dem zweiten klastisch-kalkigen Horizont an, während der ostthüringische Hauptdolomit als unmittelbare Fortsetzung des Zechsteinkalkes genetisch demselben ersten klastisch-kalkigen Horizont zuzurechnen ist wie der Untere Zechstein. Zur Kennzeichnung dieses stratigraphischen Unterschiedes empfiehlt es sich, die Bezeichnungen »Südharzer Hauptdolomit« und »Thüringer Hauptdolomit« auseinander zu halten. Dieser liegt an der Basis, jener an der Oberkante des Mittleren Zechsteins.

[1]) In den Bohrproben einer Brunnenbohrung, die 1925 von der Firma Näther in Zeitz auf ihrem Fabrikgrundstück niedergebracht wurde, fand der Verfasser Riffkalk mit *Fenestella*.

Steinsalz scheint im Riffgebiet nur ausnahmsweise zur Abscheidung gekommen zu sein, gewöhnlich aber schon primär zu fehlen. Wenigstens hat die Bohrung Porstendorf kein Steinsalz angetroffen, obgleich sie die Zechsteinschichten in einer so großen Tiefe durchsunken hat, daß eine nachträgliche Auslaugung kaum angenommen werden kann.

Ein unbedeutendes Steinsalzvorkommen (2 m mächtig) wurde im Gelände der Saline Heinrichshall bei Langenberg[1]) erbohrt.

Der Anhydrit des Mittleren Zechsteins scheint in den meisten Bohrungen des Riffgebietes zu fehlen oder nur unbedeutend entwickelt zu sein. Nach Westen zu stellt er sich bei Oppurg und Krölpa zutagetretend wieder ein, ebenso im Norden in der Bohrung Tünschütz, wo er mit 150 m Mächtigkeit bereits zur Merseburger Entwicklung überleitet.

Der Obere Zechstein schließt sich der Ausbildung im Schwellengebiet an. Die bisweilen bei der Kartierung aufgefundenen Gipslager in den Unteren Letten kehren in allen Tiefbohrprofilen wieder und werden nach Norden zu vielfach durch Anhydritdolomite vertreten, die die Unteren Letten allmählich bis auf geringe Reste verdrängen.

Der Kupferschiefer fehlt im Riffgebiet sehr häufig, in dem anscheinend zur Kupferschieferzeit viele Inseln vorhanden waren, die erst bei steigender Auffüllung des Zechsteinbeckens im Laufe der Unteren Zechsteinzeit überflutet und mit kalkigen Bildungen bedeckt wurden.

Für das Riffgebiet läßt sich folgendes Normalprofil aufstellen:

Oberer Zechstein	Obere Letten Plattendolomit Untere Letten Gips	
Mittlerer Zechstein	Thüringer Hauptdolomit	
Unterer Zechstein	Zechsteinkalk Kupferschiefer Mutterflöz Zechsteinkonglomerat	oder Riffkalk

Eine ähnliche Ausbildung zeigt auch das räumlich von Ostthüringen getrennte Riffgebiet zu beiden Seiten des Inselsbergmassivs, das im Norden des Thüringer Waldes bei Thal und im Süden bei Altenstein ausgedehnte Riffbildungen aufweist.

Zusammenfassung

1. Nach Südwesten zu wird der Anteil des Anhydrits an dem Aufbau der Zechsteinschichten im allgemeinen geringer, der Anteil der kalkigen und klastischen Bildungen größer.

---

[1]) Erläuterungen zu Blatt Langenberg.

2. Der an der Basis des Mittleren Zechsteins gelegene »Thüringer Hauptdolomit« ist älter als der an der Oberkante des Mittleren Zechsteins auftretende »Südharzer Hauptdolomit«.

3. Zwischen dem »Hauptbecken« und dem »Hessisch-thüringischen Becken« liegt das »Thüringische Schwellengebiet«, in dem keine Kalisalze zur Ablagerung gelangt sind.

4. Der Südharzer Hauptdolomit keilt sich am Nordrande dieses Schwellengebietes aus. Der Hauptanhydrit geht dort allmählich in Plattendolomit über.

5. Der Graue Salzton wird im Schwellengebiet und im Werraprofil durch folgende Schichtenfolge vertreten:

Untere Letten
Anhydrit (oder Anhydritdolomit)
Braunroter (oder grauer) Salzton.

6. Die Jüngere Salzfolge fehlt im Schwellengebiet und im Bezirk des Hessisch-thüringischen Beckens.

Die geologische Stellung des vorsudetischen Schiefergebirges und seine Beziehungen zu den Granitmassiven

Von Herrn **L. von zur Mühlen** in Berlin

Hierzu Tafel 7 und 17 Figuren

Inhaltsverzeichnis

Seite

Historischer Überblick 222
Orographische und geologische Übersicht 222
Das Gebiet der unveränderten Schieferzone 225
A. Schiefer sedimentären Ursprungs 226
1. Grauwackenschiefer 226
2. Phyllite und Tonschiefer 228
3. Quarzite 230
4. Kieselschiefer 231
B. Schiefer eruptiver Herkunft 232
1. Serizitschiefer 232
2. Grünschiefer und Epidot-Chloritschiefer 233
Das Granitmassiv von Striegau-Zobten 234
Der Kontaktgürtel des Zobten-Striegauer Granitmassivs 252
A. Gesteine des inneren und mittleren Kontakthofs 256
I. Kristalline Schiefer sedimentären Ursprungs 256
1. Hornfelse und Glimmerhornfelse 256
2. Glimmerschiefer 259
3. Graphitquarzite 259
4. Kalksilikateinschlüsse 260
II. Kristalline Schiefer eruptiven Ursprungs 261
1. Amphibolite 261
2. Muscovitschiefer 263
III. Die Scholle von Gohlitsch 265
B. Gesteine des äußeren Kontakthofs 266
1. Garbenschiefer 266
2. Sericitquarzite und Phyllitquarzite 266
3. Geschieferte Amphibolite 266
C. Ganggesteine 267
1. Eruptive Ganggesteine 267
2. Quarzgänge 268
Der Granitgneis von Groß-Wandriß 269
Der Glimmerschieferkontakt des Groß-Wandrißer Granitgneises 271
Die Tektonik des Schiefergebietes 273
1. Streichrichtung 273
2. Klüftung 276
3. Streckung und Schichtung 281
Vergleichende Rückblicke auf die Entstehungsgeschichte des vorsudetischen Schiefergebirges 283
Verzeichnis der wichtigsten schlesischen Literatur 285

Historischer Überblick

Das vorsudetische Schiefergebirge hat bei der geologischen Durchforschung Schlesiens nur wenig Liebe erfahren. Vorwiegend beschränkte man sich auf die reizvolleren Sudetenketten, die schöne, der Untersuchung leicht zugängliche Aufschlüsse zeigten und den Beobachter fesselten.

Roth behandelt in seinen »Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge« als erster das vorsudetische Schiefergebirge und liefert eine große Fülle von Beobachtungsmaterial, das mit nur wenig Neuerungen in die Erläuterungen zu Gürich's Übersichtskarte und Lepsius' Geologie Deutschlands übernommen ist. Wichtige neue Beobachtungen, namentlich aus der Jauer-Striegauer Gegend, wurden später von Gürich zusammengetragen. Einen wesentlichen Fortschritt bedeutete die geologische Aufnahme des Zobtengebirges durch Finckh, aus der sich der Unterschied der metamorphen Schiefer des Vorlandes gegenüber den Gneisen ergab. Die von Cloos in neuester Zeit geleitete Untersuchung der schlesischen Granitmassive rückte die bisher vernachlässigte Gegend in den Vordergrund des Interesses und übertrug dieses auf den anschließenden Schiefermantel, von dem eine zusammenhängende Darstellung fehlte und dessen Entwicklung doch aufs engste mit den ihnen eingeschalteten Graniten verbunden ist. Die vom Verf. im Auftrage der Geologischen Landesanstalt auf den Blättern Mörschelwitz, Ingramsdorf, Striegau und Hohenfriedeberg ausgeführten Aufnahmearbeiten ermöglichten eine genauere Kenntnis des dortigen Schiefergebietes und wurden durch Begehungen des Anschlußgeländes ergänzt. Eine wesentliche Hilfe leisteten hierbei die bereits vor mehreren Jahren von Tietze aufgenommenen, jetzt im Druck vorliegenden Blätter Wahlstatt und Kunitz.

Orographische und geologische Übersicht

Das vorsudetische Schiefergebirge umfaßt das Gelände zwischen dem Sudetenrandbruch und dem basischen Eruptivgürtel der Zobtengruppe und bildet somit einen Teil des sudetischen Gebirgsvorlandes, das sich allmählich ohne scharfe Kontraste in der flachen schlesischen Ebene verliert. Geologisch gehört es einerseits zur unmittelbaren Fortsetzung des durch den Sudetenbruch von ihm getrennten Bober-Katzbach-Gebirges und Freiburger Gebirgslandes, andererseits schließt es sich orographisch als phyllitischer Außenmantel an den südöstlich liegenden Gneis der Eule an. Man hat dieses Gebiet zusammen mit dem Bober-Katzbach-Gebirge als nordsudetisches Schiefergebirge bezeichnet, doch unterscheiden sich geologisch beide Gebirgskörper derartig, daß es ratsamer erscheint, jeden für sich zu behandeln.

Der in der geologischen Literatur hinreichend bekannte, sich orographisch deutlich hervorhebende Sudetenrandbruch schneidet geographisch als scharfe Grenze das vorsudetische Schiefergebirge ab, weniger die basischen Gesteine der Zobtengruppe, die zwischen die

kristallinen Schiefer eingeschaltet sind und über die hinaus sich der Schieferzug nach dem Frankenstein-Nimptscher Gebiet fortsetzt. Die Außengrenze gegen das eigentliche Flachland ist am unschärfsten und kaum genau bekannt. TIETZE (40, 48) hat an Hand verschiedener Tiefbohrungen eine zweite, dem Sudetenrande parallel laufende Bruchlinie angenommen, an der das unter den Deckschichten des Diluviums und Tertiärs verhüllte kristalline Gebirge gegen die jüngeren Formationen des Palaeozoicums und Mesozoicums abstößt. Über den genauen Verlauf dieses außersudetischen Randbruches ist man nur schlecht unterrichtet. Er liegt ungefähr zwischen Canth, wo man kristalline Schiefer erbohrt hat (ROEMER, 11), und Rotsürben (TIETZE), wo bereits Zechstein angetroffen worden ist. Auch die im vorigen Jahre weit im Vorlande bei Kunitz unweit Liegnitz unter dem Tertiär erbohrten kristallinen Schiefer und der dort nach TIETZE (Bl. Kunitz) zutage gehende Quarzgang sprechen für eine weit nach NW über die letzten Aufschlüsse hinausgehende unterirdische Fortsetzung des vorsudetischen Schiefergebirges. Ob die außersudetische Randverwerfung sich auch bis dorthin erstreckt, bleibt ungewiß.

Da der ganze, aus dem Tertiär und Diluvium emportauchende Anteil des vorsudetischen Schiefergebirges dem Sudetenrande parallel verläuft, sind in der Gegend von Liegnitz die kristallinen Bergrücken am weitesten nach NW vorgeschoben, auch gehen sie dort, vom Sudetenrandbruch gerechnet, weiter als am Zobten in das eigentliche Vorland hinein.

Die Gesteine des gesamten vorsudetischen Schiefergebirges bestehen vorwiegend aus Phylliten, Tonschiefern, Grauwackenschiefern, Kieselschiefern und Grünschiefern. Ihr unmittelbarer Zusammenhang erleidet durch zwei sich in sie einschaltende Granitmassive eine Unterbrechung, nämlich durch den nördlichen Granitgneis von Groß-Wandriß, der sich harmonisch in die Schiefergruppe einfügt, und den in NW-Richtung verlaufenden Granit von Zobten-Striegau, der einen kleinen Teil des Schiefergebirges von dem Hauptfelde abgetrennt hat. Um beide Granite legt sich ein Mantel kontaktmetamorph veränderter Gesteine.

Die Streichrichtung des Hauptschieferfeldes ist nordwestlich bis westlich, nur nördlich des Zobtenberges, bei der Annäherung an die »Wurzel« (CLOOS, 60, S. 43—45) des Granitmassivs und von da nach SO hinaus ändert sie sich in eine nordöstliche. Dieses Streichen behalten auch die auf der Südseite des Zobtengranits, bereits außerhalb des Rahmens des Schiefergebirges, jedoch diesseits des Sudetenrandbruchs zutage gehenden Gneise bei.

Orographisch tritt das vorsudetische Schiefergebirge nur wenig hervor, am stärksten noch die in ihm eingeschalteten Eruptivgesteine. Während langer geologischer Perioden haben die Verwitterung und Abtragung auf das Gebirge gewirkt und einen Teil seines inneren Kernes — die Granitmassive — freigelegt. Hierbei wurden die Höhen eingeebnet und zu flachen Bergrücken, Bergen und Hügeln umgeformt. Der Höhepunkt der Abtragung fällt vielleicht in die durch ihr Klima

sehr wirksame Tertiärzeit, in der der an den Hängen angesammelte Verwitterungsschutt von den Gewässern nach der Tiefe verfrachtet wurde und schließlich in den Mulden und Senken zur Ablagerung gelangte. In diese Periode fällt das obermiocäne Flachsee- und Sumpfgelände, das weite Teile der schlesischen Ebenen unter sich begrub und tonige, sandige, kiesige und bituminöse Sedimente zur Ablagerung brachte. Die Grenzziehung dieser unter dem Namen »Obermiocäne Braunkohlenformation« zusammengefaßten Schichten gegen den tonigen Verwitterungsschutt der einzelnen Bergkuppen kann demnach nicht scharf sein, da überall Übergänge von der Verwitterungsrinde in ihr in nächster Nähe zum Wiederabsatz gelangtes Umlagerungsprodukt vorliegen können. An den älteren Sudetenrandbruch reichen die Tertiärsedimente bis auf 200 m über NN. heran, in der Gegend von Konradswaldau erreicht ihr höchstgelegener Punkt 220 m, südlich Striegau sogar 240 m über NN.

Während der Diluvialzeit hat die Landschaft durch die Inlandeistätigkeit weitere Abtragungen und Einebnungen erfahren, und noch weiter ihren gebirgigen Charakter eingebüßt.

Heute treten ansehnlichere Erhebungen nur selten in Erscheinung, vorwiegend beschränken sie sich auf das Zobten-Striegauer Granitgebiet, das mit dem zur Hälfte aus Granit bestehenden Zobten (absolute Höhe 718 m) die höchste Erhebung in der ganzen Umgebung bildet. Von sonstigen ansehnlicheren Graniterhebungen wären noch zu erwähnen: der Tempelberg bei Konradswaldau (241,2 m), der Granitberg von Goglau (258,6 m), der Järischauer Berg (275,3 m), der Streitberg bei Striegau (349 m), der Gansberg bei Fehebeutel (340 m), der Kirchberg bei Groß-Rosen (305,3 m) und der Tschechenberg bei Kalthaus (320,6 m). Von den kristallinen Schiefern heben sich diese widerstandsfähigeren Granitberge deutlich ab, am wenigsten noch am Streitberge, wo die Grenze der harten Hornfelse gegen den Granit nicht orographisch hervortritt. Innerhalb der Granite bilden die harten Quarzgänge die am deutlichsten hervortretenden Bodenschwellen.

Landschaftlich nur wenig zur Geltung kommt der leichter der Verwitterung anheimfallende Granitgneis von Groß-Wandriß, obgleich er als Gesamtmasse sich dennoch deutlich aus dem Tertiär herausschält.

Zu den ansehnlichsten Schieferbergen gehört der steil aus der Ebene heraustretende und die kristallinen Gesteine gegen sie abschließende Pitschenberg bei Ingramsdorf (273 m). Der ihm benachbarte Raabenberg (239 m) und Galgenberg bei Domanze (218 m) stehen bereits beträchtlich hinter ihm zurück. Weiter nordwestlich bilden die Järischauer Berge (261 m) und der Streitberg ansehnlichere Erhebungen. Zur höchsten Bergkuppe des gesamten Schiefergebirges erheben sich der Domsberg bei Damsdorf (296,8 m) und die Gruppe der Beer- und Buhnberge (287,6 m). Weniger in ihrer Höhe als in ihrer Ausdehnung treten die Tschinschwitzer Berge (221,4), die Leiper Berge (204,6 m) und der Schieferberg bei Merzdorf (218,4 m) hervor. Auch innerhalb der Schiefer heben sich einzelne härtere Gesteine gegenüber

den übrigen Nebengesteinen heraus, namentlich die Amphibolite und gewisse Hornfelse.

Alle diese Hügel zeigen sanfte, meist wenig schroffe Hänge. Anstehendes Gestein findet man nur selten. Die steileren Kuppen sind meist bewaldet, die sanfteren Hügel und Hänge dem Pfluge erschlossen. Über das Ganze, soweit nicht schroffe Abstürze vorliegen, legt sich ein wenn auch nicht mächtiger, so doch alles verdeckender Lößschleier. Die geologische Untersuchung wird hierdurch außerordentlich erschwert. Vorzugsweise ist man auf Taleinschnitte und Lesestücke angewiesen, nur selten kommt ein einzelnes nacktes Felsriff oder ein Steinbruch zu Hilfe. Weite Strecken liegen vollkommen unter den jüngeren Deckschichten begraben und erschweren die Verbindung und Zusammenstellung der wenigen Aufschlüsse.

Das Gebiet der unveränderten obersten Schieferzone

Genetisch gehören die Schiefer des ganzen vorsudetischen Schiefergebirges der obersten Zone im Sinne von BECKE-GRUBENMANN an. Erst die jüngeren Granitintrusionen bewirkten ihre teilweise Umkristallisation, so daß außer ihnen sich noch älterer Granit, jüngerer Granit und die Kontaktgesteine beider Granitmassive finden.

Das Verbreitungsgebiet der von der Intrusion unbeeinflußten Schiefer ist außerordentlich groß. Im S des Zobten-Striegauer Granits treten sie nur inselförmig südlich Gräben und Teichau zutage, im N legen sie sich durch einen Kontaktgürtel getrennt an dessen Nordostflanke an und gehen mit Unterbrechungen von Pitschen bis Baritsch zutage. Auch die weiter im O auf Blatt Koberwitz von TIETZE (35) beschriebenen Schiefer scheinen teilweise dieser Zone anzugehören.

An der Zusammensetzung der unveränderten obersten Zone beteiligen sich Grauwackenschiefer, Tonschiefer, Phyllite, Sericitphyllite, Dolomite, Quarzite, Kieselschiefer, Sericitschiefer und Grünschiefer. Die beiden letztgenannten Gesteine sind eruptiver, alle übrigen sedimentärer Herkunft.

Die heute überall wahrzunehmende Schieferung fehlte den ursprünglichen Gesteinen. Sie gelangte erst bei den späteren gebirgsbildenden Vorgängen zur Ausbildung. Hierbei vollzog sich eine Umkristallisation der einzelnen Mineralien, und zwar bei einseitig gerichtetem Gebirgsdruck oder Streß (VAN HISE[1]), (GRUBENMANN-NIGGLI[2]) unter Ausgleichung physikalisch-chemischer Ungleichsgewichte, wobei je nach ihrer Zusammensetzung sie einer teilweisen oder vollkommenen Metamorphose oder Kataklase unterworfen wurden[3]). Zu berücksichtigen ist ferner, daß das ganze Gebiet keinem sehr hohen

[1]) A treatise on metamorphism. U. S. Geol. Survey, Monographs Vol. 47, 1904.

[2]) Die Gesteinsmetamorphose, I. Berlin 1924.

[3]) Auf die Frage, ob wir in der Schieferung Gleitflächen zu sehen haben, wie es H. SCHMIDT (Die Gesteinsumformung) annimmt, oder ob sie im Sinne von BECKE-GRUBENMANN die Hauptflächen bildet, kann hier nicht näher eingegangen werden.

Streß ausgesetzt gewesen sein kann, da bei vielen Tonschiefern die Phyllitisierung in den ersten Anfängen steckt und echte Phyllite und Sericitschiefer gegenüber solchen Gesteinen zurücktreten.

Das genaue Alter der ganzen Gruppe ist nicht erwiesen. Fossilien kennt man bisher nicht und alle Vermutungen stützen sich auf Analogieschlüsse mit dem Bober--Katzbachgebirge, wo ähnliche Schiefer Graptolithen führen. Gürich (47) glaubt graptolithenähnliche Reste bei Kohlhöhe gefunden zu haben, doch wäre gegenüber den dortigen, von der späteren Kontaktmetamorphose betroffenen Gesteinen äußerste Skepsis geboten. Auch das von ihm auf Blatt Jauer gefundene graptolithenführende Geschiebe (27) kann nordischer Herkunft sein. Es kommt somit als einwandfreier Beweis nicht in Betracht. Dem älteren Palaeozoicum gehören die Gesteine zweifelsohne an. Sie dürften keinesfalls jünger als das Unterdevon sein, da im Unterdevon, nach Bederke sogar bei dessen Wendepunkt gegen das Obersilur, wahrscheinlich die Gebirgsfaltung einsetzte. Die ganze lithologische Beschaffenheit spricht für Silur, das in ähnlichen Gesteinen aus den Nachbargebieten bekannt ist.

Vor und vielleicht auch während der Faltung haben z. T. beträchtliche Eruptionen stattgehabt. Auch die bei diesem Vorgange entstandenen Gesteine sind nachträglich unter Streß umkristallisiert worden.

Das »vordevonische« oder vielmehr in die Wende Silur-Devon fallende »kaledonische« Alter der Sudetenfaltung wird von Bederke (63, 64) vertreten nach Beobachtungen aus den Ostsudeten. Anderseits glaubt Finckh (62, S. 832) an der Hand der strittigen, z. T. kontaktmetamorph veränderten Herzogswalder Schichten, denen er ein unterdevonisches Alter zuspricht, die sudetische Gebirgsbildung ins Mitteldevon verlegen zu müssen, im Gegensatz zu Bederke, der die Herzogswalder Schichten dem Untersilur zurechnet.

A. Schiefer sedimentären Ursprungs

1. Grauwackenschiefer

Grauwackenschiefer kennt man vornehmlich von den Meßtischblättern Kuhnern und Jauer, und zwar von dem östlichen Teile dieses und dem westlichen jenes Blattes. Sie beteiligen sich dort an der Zusammensetzung fast aller Hügel und Berge, an denen sie allein für sich oder in Wechsellagerung mit Phylliten und phyllitischen Tonschiefern zutage gehen. Eine Einzelaufzählung der Aufschlüsse erübrigt sich. Das am weitesten nach NW vorgeschobene Vorkommen liegt bei Baritsch, im äußersten O sind sie am Leiper Berge bei Weißenleipe freigelegt. Die Hauptmasse der Tschinschwitzer Berge wird von ihnen gebildet, desgleichen nehmen sie einen beträchtlichen Anteil am Aufbau der Beerberge, Buhnberge, das Galgenberges bei Dobershöh und verschiedener Höhen und Hügel auf Blatt Jauer.

Mineralogisch bestehen die Grauwackenschiefer vorwiegend aus einzelnen Quarzkörnern, Feldspäten (Plagioklas und Orthoklas) und einer aus Sericit, Chlorit, gelegentlich auch Muscovit enthaltenden Grundmasse, der unter Umständen eine dunkle, kohlige Substanz und

etwas Brauneisen beigemischt sind. Die einzelnen Quarzkörner erlangen meist nur einen Durchmesser von $^1/_2$—1 mm, doch findet man auch solche von mehreren Millimetern Durchmesser. Bei manchen Schiefern beobachtet man im Querbruch Flecken gelblicher Feldspäte, die bei den feinschiefrigen Gesteinen fehlen oder zurücktreten. Die Quarzkörner haben nur vereinzelt ihre Form beibehalten, bei den zumeist stärker gequetschten Gesteinen sind sie oval nach der Längsrichtung in der Schieferungsebene ausgewalzt, und zeigen u. d. M. undulöse Auslöschung. Geht der Vorgang noch weiter, so verlieren sich diese Relikten, die blastopsammitische Struktur verschwindet und es entstehen Quarzphyllite und Sericitquarzite, mit denen die Grauwackenschiefer tatsächlich durch eine Unmenge Übergänge verbunden sind.

Bezeichnend für viele Grauwackenschiefer, besonders für die dickschiefrigen Abarten sind die dem Gestein häufig beigemengten und gegenüber den Quarzen von der Metamorphose weniger mitgenommenen Feldspäte. Diese Erscheinung ist von W. SCHMIDT[1]) an anderen ähnlichen Gesteinen beobachtet und besonders hervorgehoben worden. Bisweilen führen manche Grauwackenschiefer Biotite, die nicht immer in der Schieferungsebene liegen, z. T. sogar schräg zu ihr stehen, so die untersuchten Gesteine von Mertschütz und Jenkau. Weit seltener beobachtet man gut erhaltene Muscovite, die anscheinend alle der Sericitation anheimgefallen sind. Einen vorzüglich erhaltenen Muscovit, an dem deutliche Druckerscheinungen wahrzunehmen waren, enthielt ein Kalkgrauwackenschiefer von Jenkau. Vermutlich handelt es sich hierbei um eine in den Schluß der Gebirgsbildung fallende Neubildung.

Stets sind den Grauwackenschiefern feine Sericithäute zwischengelagert, wodurch das Gestein in den Schieferungsebenen ein phyllitisches Aussehen erhält. Auch Wechsellagerungen von quarzitischen Schichten mit derartigen phyllitischen Zwischenblättern gehören nicht zu den Seltenheiten. Bei feinerem Quarzmaterial und stärkerem Druck haben sich die mehr quarzphyllitischen Abarten gebildet, wogegen größere Quarzkörner bei vollkommener Metamorphose des Bindemittels als bedeutend widerstandsfähigere Einschlüsse eher die Ursprungsstruktur zu erhalten vermochten. An Nebengemengteilen beobachtet man zuweilen Pyrit, der nur selten erhalten ist. In der NO-Ecke des Sanderwaldes nördlich Kohlhöhe enthält der Schiefer viereckige Hohlräume, z. T. mit Brauneisen ausgefüllt. Auch die im Querbruch häufig zu beobachtenden braunen Flecken mögen von zersetztem Pyrit herrühren. BERG[2]) beobachtete bei Skohl einen schwarzgrünen gefältelten Schiefer mit hanfkorngroßen, undeutlich würfelförmigen Pyritkristallen, die dem Gestein eine porphyroblastische Struktur verleihen.

[1]) Gesteinsumformung. Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien, Bd. 3, 1925, S. 40. — W. AHRENS: Gefüge und Entstehungsgeschichte der Gneisgranite des Isergebirges. (Literatur) Mitt. Abt. für Gesteins-, Erz-, Kohle- und Salz-Untersuchungen H. 2, 1925 Preuß. Geol. Land.

[2]) Erläuterungen zu Blatt Jauer. Manuskript.

Bei größeren Beimengungen klastischen Quarz-Feldspatmaterials ist die Schieferung weniger deutlich ausgeprägt. Manche Gesteine erlangen durch die gröberen Mineralkörner ein fleckiges Aussehen. Gelegentlich scheinen ihnen, wenn auch nicht mehr deutlich kenntlich, stark metamorphosierte und vom übrigen Gestein kaum zu trennende granitische Gerölle (Skohl auf Bl. Jauer) eigen zu sein. Das Ausgangsgestein dieser Schiefer bilden wahrscheinlich arkosenartige Sedimente.

Weniger verbreitet sind die Kalkgrauwackenschiefer, die in ihrer feinkörnigen Beschaffenheit mehr den Phylliten entsprechen. Auch bei ihnen wechsellagern entsprechend der Streckung Sericit- und Quarzbänder, diese mit Beimengungen von Kalkspat.

Die Farbe der Schiefer ist zumeist graugrün, in verwittertem Zustande heller bis bräunlich. Es sind jedoch auch dunklere blaugrüne bis grauschwarze Abarten bekannt, bei denen Chlorit und kohlige Bestandteile vorkommen. Die Schieferung ist meist dickplattig, der Bruch klotzig. Auf den Klüften und bisweilen auf den Schieferungsflächen auch im mikroskopischen Gefüge kennt man Brauneisenüberzüge, seltener schwarzblaue, auf Mangan zurückzuführende Häutchen.

Sehr häufig beobachtet man in der Schieferungsfläche Quarzlagergänge, die wie bei Jenkau viele Meter Länge und 10 cm Mächtigkeit erlangen können. An den Stellen stärkster tektonischer Faltung finden sich derartige Quarzausscheidungen am häufigsten. Sie besitzen dort zumeist Linsenform und werden bisweilen 1 m mächtig.

Fältelungstextur tritt gegenüber den phyllitischen Schiefern zurück. Man kennt sie am Buhnberge aus einer sattelartigen Aufwölbung des Schiefers, doch hat hier das Gestein seinen Grauwackencharakter durch die Aufwölbung bereits verloren und es muß schon zu den Sericitquarziten gestellt werden. Schlecht erhaltene Wellenfurchen treten in der Schieferungsebene bei Dobershöhe auf und Kreuzschichtung senkrecht zur Schieferung findet sich im NO des Sanderwaldes und am Beerberge.

Der Grauwackenschiefer schließt bei den Tschinschwitzer Bergen, nordöstlich Merzdorf und an den meisten anderen Punkten blätterdünne phyllitische Zwischenschichten bis Bänke von phyllitischen Tonschiefern ein. Da das Ursprungsgestein ein sandig-toniges gewesen sein muß, sind die vielen Übergänge in Quarzphyllite, Sericitquarzite, phyllitische Tonschiefer usw. und die durch sie gebildeten Zwischenschichten leicht zu erklären.

2. Phyllite und Tonschiefer

Neben den Grauwackenschiefern gehören die Phyllite und phyllitischen Tonschiefer zu den verbreitetsten Gesteinen des gesamten Gebietes. Beide Schiefer sind durch eine Unmenge von Übergängen miteinander verbunden, so daß eine Trennung häufig nur schwer durchführbar ist.

In die Phyllitgruppe sind außer den eigentlichen Phylliten noch Sericitphyllite, Kalkphyllite und phyllitische Schiefer einzubeziehen,

die eine Reihe von Übergängen aufweisen. Ihr Verbreitungsgebiet entspricht dem der Grauwackenschiefer, mit denen sie in Wechsellagerung auftreten und bald mächtige Bänke, bald nur unbedeutende, nach Zentimetern und noch weniger messende Zwischenlagen bilden. Am häufigsten finden sie sich auf dem erwähnten Gelände der Blätter Jauer und Kuhnern, über das sie im N und O hinausgehen. Außerdem sind sie in schwach kontaktmetamorph verändertem Zustand längs dem äußeren Kontakthofe des Zobten-Striegauer Granits wahrzunehmen. Ihr nördlichstes Vorkommen liegt am Schieferberge südöstlich Groß-Wandriß. Östlich Weißenleipe gehen sie bei Dromsdorf als Sericitphyllite zutage und sind bei Lohnig unter der flözführenden Braunkohlenformation erbohrt worden. Zwischenschichten richtiger Phyllite schließt der Grünschiefer des Pitschenberges bei Ingramsdorf ein. Nicht weit hiervon bei Viehau tauchen sie inmitten des Alluviums empor. Der südliche Außenmantel des Zobten-Striegauer Granitmassivs führt bei Teichau dunklen phyllitischen Tonschiefer.

Die eigentlichen dunklen grünschwärzlichen Phyllite von Viehau und Ingramsdorf bestehen aus Lagen von Quarz, Muscovit bezw. Sericit und Chlorit. Dunkle kohlige Bestandteile enthalten die Gesteine des Pitschenberges und verschiedener anderer Vorkommen. Bei starkem Überwiegen von Quarz und Sericit entstehen die helleren Sericitphyllite, die namentlich auf Blatt Kuhnern (Dromsdorf, zwischen Eichberg und Kuhnern, Domsberg usw.) entwickelt sind.

Blaugraue bis silbergraue Quarzphyllite und Quarzsericite kennt man überall, sie leiten allmählich in die Grauwackenschiefer über. Bei ihnen herrschen die Quarzschichten gegenüber den alternierenden Sericithäuten vor.

Die phyllitischen, meist schwarzgrauen bis schwarzen Tonschiefer setzen bald in mächtigen Bänken, bald in dünnen Zwischenschichten und Zwischenlagen innerhalb der Grauwackenschiefer auf. Bei ihnen ist die ursprüngliche Tonsubstanz zumeist noch erhalten, nur machen sich bereits die ersten Anzeichen der Phyllitisierung durch Bildung schwacher Sericithäute bemerkbar. Die dunkle Farbe rührt von kohligen, organischen Beimengungen her. Bei Teichau wechsellagern die schwarzen phyllitischen Tonschiefer mit helleren Sericitschiefern.

Alle Phyllite sind dünngeschiefert, die schwarzen phyllitischen Tonschiefer, z. B. nordöstlich Merzdorf außerdem parallel stengelig und stark gequetscht. Am Schwarzbach bei Teichau kennzeichnet das Gestein eine wellige Faltung, die bis zur Zerknitterung führen kann. Gefältelte Textur und Kreuzfältelung gehören bei den Phylliten und phyllitischen Tonschiefern des Hauptgebietes zu keiner Seltenheit. Sehr belangreich ist eine am Buhnberge beobachtete Fältelung senkrecht zur, in $^1/_4$—$^1/_2$ cm mächtigen Blättern spaltenden, Schieferung. Auch linsenartige Quarzlagen in den Zonen stärkster Faltung und Quarzlagergänge in der Schieferung treten gleich wie bei den Grauwackenschiefern häufig in Erscheinung. Im Bruch nordöstlich Merzdorf sind in den schwarzen phyllitischen Tonschiefern senkrecht zur Schieferung millimeterdünne Quarzäderchen wellenförmig eingefaltet. Sie zeigen

stets das Bestreben, sich in die Schieferungsflächen einzufügen. Anscheinend sind sie während der Streßwirkung auf den sich schnell wieder schließenden L-Klüften abgesetzt worden und bei der weiteren Metamorphose dem Faltungsprozeß verfallen.

Als Ausgangsgestein dieser Phyllite kommen nur tonige bezw. tonig-sandige Sedimente in Betracht. Die schwarze Färbung rührt von organischen Beimengungen her.

Blauschwarze Kalkphyllite stehen bei Jenkau an. Das etwas phyllitisch glänzende Gestein besteht aus Quarz, etwas Kalkspat, viel Sericit und Biotit, wenig kohliger Substanz und vereinzelten Glimmern. Die Streckung ist sehr ausgesprochen, in ihr liegen alle Gesteine mit Ausnahme der Biotite, die auch schräg zu ihr gerichtet sein können. Der Kalkspat ist mit dem Quarz verwachsen. Die Sericite umfließen manche größere isolierte Quarzkörner, die sie manchmal vollkommen einschließen.

In dem vorsudetischen Schiefergebirge gehen derartige kalkige Gesteine nur selten, hauptsächlich am Domsberge zutage. Der dicht beim Aussichtsturm gelegene alte Steinbruch führt über grüngrauem, nach oben zu von unbedeutenden quarzitischen Zwischenschichten durchsetzten Sericitphyllit einen blauschwarzen, mit weißen Flecken durchspickten phyllitischen Kalkknotenschiefer. Die Kalkflecken bilden in der Schieferung liegende Linsen. Ausnahmsweise können diese bis zu 1 cm Mächtigkeit und mehrere Zentimeter Länge erlangen. Die dunkle Färbung ist organischen Ursprungs. U. d. M. erkennt man eine Wechsellagerung von Kalkspat- und Quarzlagen, mit Streifen einer kohligen Masse, die die Schichtung andeutet. Serecithäute fehlen vollkommen. Kleine Kalkspatgängchen können die Quarzlagen durchsetzen und quer zur Schieferung liegen.

Im W des Steinbruchs tritt ein blauschwarzer quarzreicher, dolomitischer, dem vorigen Gestein sehr ähnelnder Phyllit zutage, der in noch größerer Ausdehnung unweit hiervon am Hauptbruch aufgeschlossen ist. Dieser Bruch hat ferner einen feinkristallinen grauen bis braunen, von unregelmäßigen Quarzäderchen durchschwärmten Dolomit freigelegt, und zwar in seiner NW-Ecke in mehreren Metern Mächtigkeit. Die quer zum Streichen wahrzunehmende Gesteinsfolge ist hier dolomitischer Phyllit, Sericitphyllit und Dolomit. Der Dolomit gehört einer sich bald auskeilenden Bank an. Seiner Gesteinsbeschaffenheit entsprechend hat er gegenüber den ihn einschließenden, stark geschieferten Gesteinen die massige Textur gewahrt.

3. Quarzite

Im Gegensatz zu den schon besprochenen phyllitischen und sericitischen Quarziten finden sich reine Quarzite nur äußerst selten. Bisher kennt man ein einziges Vorkommen am Blaubruch bei Domsberg. Das dort aufgeschlossene Profil zeigt von oben nach unten folgende Schichten:

Bankiger Quarzit	2—3 m
Tonphytlit	1/4 »
Dünnschiefrige Quarziteinlage, sich auskeilend	1/2 »
Tonphyllit	2 »

Eine weitere Quarzitzwischenschicht enthält der obere Tonphyllit in der NO-Ecke des Bruches.

Das Hauptgestein ist dicht, fast hornfelsartig und von schwarzgrüner und hellgrauer Färbung. Die graue Abart umschließt schwarze Einlagerungen von unregelmäßiger Form. Der Übergang beider Farbenabarten zeigt keinerlei Gesetzmäßigkeit. Im schwarzen Gestein gibt es unregelmäßige, nicht an Klüfte gebundene Quarzadern. Die schwarze Färbung wird durch eine kohlige Substanz bedingt, die sich mit Brauneisen zwischen die miteinander verkitteten einzelnen Quarzkörner einschaltet. Beim hellgrauen Gestein zeigt das Mikroskop innerhalb des Quarzgefüges nur unwesentliche Überzüge von Brauneisen.

Die quarzitischen Zwischenschichten enthalten als Gesteinseinschlüsse Tongallen und vor allen Dingen noch deutlich erkennbare, bis haselnußgroße weiße Quarzgerölle. Schwache dickplattige Schieferung zeigen nur die Zwischenschichten, während die Hauptbank massige Textur aufweist. Ähnliche Geröllkonglomerate sind auch am Granitkontakt des Streitberges beobachtet worden.

Ihrer Herkunft nach gehören diese Quarzite zu geröllführenden reinen Sandzwischenschichten zwischen den ehemaligen Tonen.

4. Kieselschiefer

Kieselschiefer und Lydite kennt man in vom Granitkontakt nicht beeinflußtem Zustand vorwiegend aus der Gegend von Lobris. Sie beginnen dort am Abhange der Niedermühle und sind in Lesestücken auf der ganzen anschließenden Höhe 233,8 wahrzunehmen. Außerdem treten sie noch in einem Bruch zwischen Lobris und Merzdorf, nördlich der Höhe 206,9 zutage. Hier bilden sie eine wenig ausgedehnte Zwischenschicht innerhalb der Phyllite und phyllitischen Tonschiefer. Nach BERG (l. c.) hat der Brunnen der Lobris-Merzdorfer-Dittersdorfer Verbandsschule bis 42 m Teufe schwarze Kieselschiefer mit weißen Quarzadern und etwas Pyrit durchsunken. Hart östlich des Dorfes Lobris ist an der nach Merzdorf führenden Chaussee in Wechsellagerung mit den Tonphylliten ein schwarzer, sehr quarzreicher Tonschiefer aufgeschlossen, der bereits Übergänge in den Kieselschiefer aufzuweisen hat.

Die Farbe der Schiefer ist schwarz, grauschwarz, seltener grau, das Gestein häufig quarzitähnlich. Infolge der wenig ausgesprochenen Schieferung bietet es wenig Aussichten auf Auffindung erhaltener Fossilien. Parallelfaserung der Kieselschiefer gehört zu keiner Seltenheit. Häufig ist das Gestein von Quarzadern durchzogen. Nach BERG hat man in ihm Schwefelkies beobachtet.

Verschiedene Lesestücke lassen nicht selten schöne Fältelungserscheinungen erkennen. Ein derartiges Gestein zeigte prächtige Isoklinalfaltung.

Außer dem Lobriser Gestein ziehen sich kontaktmetamorphe Kieselschiefer längs den beiden Flanken des Zobten-Striegauer Granitmassivs hin. Außerhalb unseres Gebietes, aber zweifelsohne mit den hier beschriebenen Schiefern identisch sind die von TIETZE (35) auf

Blatt Koberwitz festgestellten Lydite. Diese Gesteine durchragen nach Tietze beim Dorf Stein und östlich Stein, $1^1/_2$ km südöstlich Buchwitz die diluviale und tertiäre Decke. Verf. sind diese Vorkommen persönlich nicht bekannt. In der Hauptsache sollen dort Tonschiefer mit Einlagerungen von harten Kieselschiefern und Lyditen zutage gehen. Die Lydite führen auf den Klüften Kalait und Wavellit. Sie bilden drei deutlich abgesetzte, nordöstlich streichende Rücken von annähernd 100 m Breite, denen gegen 100 m mächtige Lagen von grauem Tonschiefer eingefügt sind. Weiter südlich zeigen die Schiefer bereits kontaktmetamorphe Veränderungen, die nicht von dem Granit, sondern von basischen Eruptivgesteinen herrühren.

Mineralogisch bestehen die Kieselschiefer vorwiegend aus Quarz. Die dunkle Färbung beruht auf sehr fein verteilten, lagerförmig angeordneten, kohligen Beimengungen.

Alle Kieselschiefer gehören zu altpaläozoischen, stark regionalmetamorph umgewandelten, ursprünglich etwas bituminösen, sehr quarzreichen Gesteinen. Von den ehemals zweifelsohne reichlich vertretenen Fossilien, anscheinend Graptolithen, ist heute nichts mehr zu erkennen.

B. Schiefer eruptiver Herkunft

1. Sericitschiefer

Reine, mineralogisch ausschließlich aus Quarz und Sericit zusammengesetzte Sericitschiefer kennt man aus der Grauwacken-Phyllitzone nur spärlich. Zumeist finden sie sich als aufs neue umgewandelte Gesteine in dem Kontaktgürtel des Zobten-Striegauer Granits.

Gelegentlich bilden sie Zwischenschichten innerhalb der Grauwackenschiefer und Phyllite. Gewöhnlich sind sie als Lesestücke wahrzunehmen, so vereinzelt zwischen Eichberg und Kuhnern. Aufgeschlossen sind sie im großen Steinbruch des Beerberges. Ihr dort nur unbedeutendes, 30—45 cm Mächtigkeit erlangendes, linsenartiges Vorkommen keilt nach 10 m Ausdehnung in der Schieferung aus. In der Mitte setzt die Schicht plötzlich ab, beginnt aber $^3/_4$ m tiefer aufs neue. Vermutlich liegt hier eine alte, vor der Schieferung stattgehabte Verwerfung vor.

Das Gestein hat weißliche bis gelbweiße Färbung und talkiges Aussehen. Zuweilen zeigt es bräunliche, auf Eisenoxydbeimengungen zurückzuführende Schattierungen. Der Kontakt gegen die Grauwackenschiefer ist deutlich.

Die Schiefer bilden vermutlich ehemalige eruptive, vor der Schieferung in die Grauwackenphyllitformation eingedrungene Gänge. Durch später einsetzenden Gebirgsdruck sind sie gleich diesen metamorphosiert und geschiefert worden. Über ihre Herkunft ist nichts Näheres bekannt. Wahrscheinlich gehören sie zur Porphyrreihe, mit der sie eine auffallende chemische Übereinstimmung zeigen. Wir werden auf sie bei den durch Kontakt veränderten Gesteinen noch ausführlicher zu sprechen kommen.

2. Grünschiefer und Epidot-Chloritschiefer

Grünschiefer, z. T. Epidot-Chloritschiefer bilden den bewaldeten Pitschenberg bei Ingramsdorf. Sie treten dort in Felsen und in verschiedenen, heute allerdings verlassenen Steinbrüchen zutage. Nach dem Granitkontakt zu, wie bei Tarnau, gehen sie in dunklere, deutlich geschieferte Amphibolite über. Auch die Grünschiefer bei Marxdorf sind wahrscheinlich diesen Gesteinen zuzurechnen.

Im S des Zobten-Striegauer Granitgebiets tauchen sie südlich der Ritter- und Fuchsberge in zwei unbedeutenden Längsrücken aus dem Tertiär empor. Ihre Hauptverbreitung beschränkt sich auf den Pitschenberg, den sie abgesehen von unbedeutenden Zwischenschichten allein zusammensetzen.

Gegenüber den Amphiboliten zeigen sie eine beträchtliche Schieferung. Am Pitschenberge sind ihre verschiedenen, meist wenig einheitlichen Klüfte mit sekundären Quarzausscheidungen belegt. Isolierte Quarzschmitzen gehören ebenfalls zu keiner Seltenheit.

Die Farbe aller Grünschiefer schwankt von blaßgrün bis dunkelgrün. Die dunkle Färbung ist mehr den amphibolitischen Schiefern so bei Tarnau und Marxdorf eigen. Am Pitschenberge wiegen die helleren Schattierungen vor. Ihr Gestein ist vielfach stark chloritisiert und epidotisiert. Die ursprüngliche Grundmasse besteht aus Amphibolen und Feldspäten. Den typischen Hornblendegesteinen entsprechend enthalten diese Grünschiefer unbedeutende Asbestfilzmassen, auch fehlt es nicht an hellgrasgrünen und weißen Ausscheidungen von Epidot, Chlorit und Albit, den sogenannten Epidot-Chlorit-Albit-Lagen. Epidot und Quarz können lagerförmig zwischen den Schieferungsflächen auftreten. Bei starker Chloritisierung erhalten die Schiefer ein fast gräuliches Aussehen, so namentlich am Wege nach Pitschen. Zu den häufigsten Nebengemengteilen gehört gleich wie bei den Amphiboliten Titaneisen bezw. Titanit. Die starke Chloritisierung veranlaßte GÜRICH (25) die Gesteine des Pitschenberges als »phyllitisch chloritische und epidotreiche Schiefer, zuweilen mit Chloritschiefern und Talkschiefern vorkommend« zu bezeichnen. »Große Prehnitkristalle von adularartigem Habitus, mit stengligen Epidotaggregaten und Asbestfilzmassen«, wie sie GÜRICH beschreibt, hat der Verf. ebenfalls beobachtet.

Von Textur sind die Grünschiefer des Pitschenberges dickschiefrig. In früheren Zeiten sind ihre Gesteine aus diesem Grunde zu Bauzwecken verwertet worden.

Chemisch zeigen die Grünschiefer eine auffallende Übereinstimmung mit den Amphibolitschiefern von Tarnau, die ihrerseits den eigentlichen Amphiboliten am Kontakthofe des Zobten-Striegauer Granits gleichen.

Bei den Amphiboliten ist durch die Untersuchungen FINCKH's (49) ihre Herkunft von Diabasen sichergestellt, was auch für die Grünschiefer zutrifft. Es mögen hier auch teilweise Diabastuffe vorliegen, wofür die Einlagerungen von Phylliten sprechen, die als ursprüngliche

Tongesteine unmöglich Eruptivgesteine sein können. Manche Grünschiefer wie am Turme des Pitschenberges hat die Streßwirkung weniger mitgenommen, wodurch die ehemalige Diabasstruktur noch zu erkennen ist. Auch mangelt diesen Gesteinen eine ausgesprochene Schieferung.

	Amphibolitschiefer Tarnau	Grünschiefer Pitschenberg
SiO_2	48,62 %	45,192 %
TiO_2	2,77 »	1,60 »
Al_2O_3	15,76 »	16,44 »
Fe_2O_3	4,14 »	3,60 »
FeO	8,46 »	8,70 »
CaO	8,63 »	8,48 »
MgO	4,42 »	8,02 »
K_2O	0,58 »	0,70 »
Na_2O	4,06 »	3,15 »
H_2O	1,92 »	3,85 »
P_2O_5	0,40 »	0,34 »
	99,76 %	100,07 %
Spez. Gewicht	2,975	2,971
Analytiker	Klüss	Eeyme

Umwandlungen von Diabasen in der obersten Zone Beke-Grubenmann's zu Grünschiefern und Epidotchloritschiefern sind aus den verschiedensten Gebieten beschrieben worden.

Nimmt man für die Grauwacken- und Phyllitformation ein kambrosilurisches Alter an, so müssen die Grünschiefer ebenso alt, vielleicht auch etwas jünger, unterdevonisch sein. Denkbar wäre ihre Entstehung bei beginnender Sudetenfaltung, während derer sie als basische Eruptiva und Tuffe zur Ausscheidung gelangten. Früher mögen sie diskordant den Schichtenkomplex durchbrochen oder ihm konkordant zwischengelagerte Effusivdecken gebildet haben. Durch den nachträglichen Gebirgsdruck sind sie mit den übrigen Gesteinen einheitlich geschiefert worden, so daß die Grünschiefer heute überall in Konkordanz zu den Sedimentgesteinen liegen.

Ein anderes Aussehen besitzen die dunkleren Grünschiefer südlich der Fuchs- und Ritterberge bei Striegau. Mineralogisch bestehen sie ebenfalls aus Amphibolen, Feldspäten und Titanit bezw. Titaneisen, Epidot konnte mit Sicherheit nicht festgestellt werden. Gegenüber den Gesteinen des Pitschenberges sind sie deutlicher geschiefert, was auf stärkeren, dem Kraftherde genäherten Streß schließen läßt. Nach freundlicher Mitteilung der Herren Geheimrat Zimmermann und Prof. Dr. Berg erinnern diese Gesteine an ähnliche Schiefer auf Blatt Freiburg und im Bober-Katzbach-Gebirge.

Das Granitmassiv von Zobten-Striegau

Das Granitmassiv von Zobten-Striegau bildet rein morphologisch durch verschiedene Bergrücken und Hügel angedeutet ein in SO—NW-Richtung vorgetriebene Zunge, deren breiteste Stelle am Zobtenberge

liegt. Nach Striegau verschmälert es sich zeitweilig und tritt schließlich, bei Moisdorf und Seichau in noch ungeklärter Ausbreitung an den Sudetenrand heran.

Der Verlauf der einzelnen Granithügel, d. h. ihre Erstreckung ist bei Striegau südost-nordwestlich, nur bei Kratzkau kann man eine andere, nordwest-nördliche Längsrichtung feststellen, womit gleichzeitig das Streichen der dort im Granit aufsetzenden Quarzgänge übereinstimmt. Anscheinend ist hier das Granitmassiv einer geringfügigen Veränderung der gebirgsbildenden Druckrichtung ausgesetzt gewesen.

An der Hand der verschiedenen Aufschlüsse haben H. Cloos und Lopianowski für das Massiv eine nach NW zugespitzte ovalartige bis dreieckige Form angenommen, mit einem gegen den Sudetenrand stoßenden Scheitel- oder Spitzpunkt und leichter westlicher Knickung nordwestlich Striegau. In Wirklichkeit ist diese namentlich hinter Gräben-Striegau auffällige Massivverschmälerung nur morphologisch vorgetäuscht. Sie beruht auf einem tektonischen Bruch, der sich über Girlachsdorf, Dätzdorf, Gräben und Teichau ausdehnt und durch den ein Teil des kristallinen Gebirges schollenartig abgesunken ist. Zusammen mit dem Sudetenrandbruch wird hierdurch die mit jüngeren Sedimenten ausgefüllte Senke von Rohnstock-Hohenfriedeberg gebildet. Diese wichtige auf der geologischen Karte 1 : 25000 deutlich hervortretende Randverwerfung von Dätzdorf-Gräben schneidet neben den plötzlich aus den jüngeren Ablagerungen herausgehobenen Granitbergen auch die Schiefer der Fuchsberge und Teichau gegen die Ebene ab. Sie verliert sich weiter nach SO in der von Diluvium und Tertiär eingenommenen Ebene. Vielleicht liegt ihre Fortsetzung in der Linie Würben, Weizenrodau, Goglau, in der Finckh in seiner tektonischen Kartenskizze des Eulengebirgsvorlandes (Erl. Geol. Spezialk., Preußen, Lief. 254, Bl. Lauterbach) eine vermutete Verwerfung angibt.

Über den tiefen Untergrund der Rohnstock-Hohenfriedeberger Senke fehlten jegliche Anhaltspunkte. Am ehesten waren dort als Fortsetzung der Fuchsberge und Teichauer Vorkommen kristalline Schiefer der phyllitischen Zone zu erwarten. Eine beim »Alten See« von Hausdorf, also inmitten der Senke niedergebrachte Bohrung hat jedoch das Gegenteil ergeben und folgende Schichten angefahren:

0—14,5 m	Alluvium
14,5—23,2 »	Tertiär
23,2—45,0 »	Granit, verwittert, weißlich
45,0—82,2 »	Granit, verwittert, rot.

Somit führt die Mitte der Hohenfriedeberger Senke noch Granit im Liegenden und es ist mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß sich dieser weiter nach SW ausdehnt und bis an den Sudetenrandbruch heranreicht. Von einer keilförmigen Gestaltung des Granitmassivs kann hier keinesfalls die Rede sein.

Noch auffälliger ist das Granitvorkommen am Schilfberge bei Seichau, etwa 8 km nordwestlich Moisdorf. Herr Geheimrat Zimmermann hatte die Freundlichkeit, mich auf dasselbe aufmerksam zu

machen. Hart am Sudetenrandbruch tritt dort in etwa 180 m Länge und 300 m Breite ein Granit vom Striegauer Typus zutage. Er grenzt mit einer Verwerfung gegen die phyllitischen Tonschiefer. Ein Zusammenhang dieses sonst von Basalt umgrenzten Granites mit dem Hauptmassiv von Striegau ist nicht zu bezweifeln. Beide obengenannten Vorkommen bestätigen somit für den NW eine beträchtliche Ausdehnung des Massivs. Vor der Hand ist aber wegen der dürftigen Aufschlüsse dort dessen Umgrenzung nicht genau durchzuführen.

Die einzelnen Granitkuppen sind im Gelände als zumeist langgestreckte, flachgewölbte Hügel wahrzunehmen, die an verschiedenen Stellen eine beträchtliche Höhe erlangen, so namentlich der Tempelberg bei Konradswaldau, der Järischauer und der Streitberg bei Striegau, die Gansberge bei Nieder-Gutschdorf, der Kuhberg bei Groß-Rosen und der Tschechenberg bei Häslicht. Die höchste Erhebung bildet der das ganze Gebiet weithin überragende Zobtenberg, dessen Nordwesthälfte aus Granit gebildet wird. Die übrigen Granithügel treten morphologisch mehr zurück. In den tiefer gelegenen Mulden ist das Gestein häufig zu Kaolin verwittert.

Im S grenzt der Granit an einen die südöstliche Hälfte des Zobtenberges bildenden Gabbro, der wie ein Kern von einem langausgedehnten, heute zu Serpentin umgewandelten Peridotitbogen umfaßt wird. Die Südflanke dieser »Serpentinsichel« liegt bereits in direktem Kontakt mit dem Granit. Peridotit und Gabbro gelten nach Cloos als »basische Vorläufer« der Granitintrusion.

Finckh (62) nimmt für die basischen Gesteine ein devonisches Intrusionsalter an, während er das Empordringen des Granitmagmas in das jüngere Palaeozoicum verlegt. Zweifelsohne gehören die Peridotite, d. h. die heutigen Serpentine, zu den ältesten Intrusionsgesteinen, da in ihnen wie an der Südseite des Johnsberges (Finckh, l. c.) Gabbroapophysen aufsetzen. Granitapophysen setzen im Zobtengebiet sowohl in den Serpentin (Tampadel und Baumgarten nach Finckh und Galgenberg bei Zobten nach persönlicher Mitteilung von Herrn Sanitätsrat Dr. Rosenow) als auch in den Gabbro hinein, zumeist als zuckerkörniger weißer Aplit, so daß demnach an der Altersfolge Peridotit, Gabbro, Granit nicht zu zweifeln ist.

Die Nordwestflanke des gesamten Granitmassivs wird von kontaktmetamorphen Schiefern des vorsudetischen Schiefergebirges gebildet. Im SO kennt man die Kontaktgesteine nur südlich Gräben, wo sie ebenfalls nach außen in phyllitische Schiefer und Grünschiefer übergehen. Es hat sich demnach zwischen Stanowitz und Järischau der Granit in die Phyllitformation eingezwängt. Weiter gegen SO zwischen Stanowitz und Schweidnitz fehlen infolge mächtiger Diluvial- und Tertiärbedeckung jegliche Aufschlüsse des dort unbekannten anstehenden Nebengesteins. Erst im äußersten S, bei Schweidnitz und Goglau, nahe der Basis, grenzt nach Finckh (50) und Cloos (58) der Granit an Gneis und liegt demnach bereits außerhalb des Schiefergebirges.

Die Zusammensetzung und die einzelnen Minerale des Zobten-Striegauer Granits sind wiederholt beschrieben worden. Eine Aufzählung der dieses Thema behandelnden Arbeiten erübrigt sich. Wichtige Untersuchungen haben MILCH und RIEGNER (33) über die basischen Ausscheidungen ausgeführt. Wesentlich zur Kenntnis der Gesteinsverbreitung und -ausbildung tragen die Aufnahmearbeiten GÜRICH's (25, 47) und namentlich FINCKH's (37, 50) bei. Vorwiegend mit tektonischen Fragen befaßten sich in letzter Zeit CLOOS (53, 56) und LOPIANOWSKI (57), deren Untersuchungen den Werdegang des Massivs behandeln. Im folgenden sollen nur die wichtigsten, für das Schiefergebirge mitspielenden Tatsachen Erwähnung finden. Einzelheiten sind fortgelassen worden.

Petrographisch zerfällt der Granit in Biotitgranit, der aus Orthoklas, Oligoklas, Quarz und Biotit gebildet wird, und Zweiglimmergranit, bei dem sich bei gleicher Zusammensetzung noch Muscovit zugesellt. Der Zweiglimmergranit bildet einen von Goglau über Würben nach Saarau und Neu-Sorgau geschweiften Bogen, durch den das Massiv in zwei Faciesgebiete des Biotitgranits getrennt wird, nämlich das südliche mit dem Zobtengranit und das nördliche mit dem Striegauer Granit. Zweiglimmergranit, z. T. einen Muscovitgranit darstellend, geht ferner in beschränkter Ausdehnung unweit Ströbel zutage.

Zobtengranit und gewöhnlicher Striegauer Granit ähneln einander außerordentlich und bilden petrographisch das gleiche Gestein, wenn auch gewisse Unterschiede im Mengenverhältnis der einzelnen Mineralien und deren Korngröße wahrzunehmen sind. Gegenüber dem Striegauer Granit tritt beim Zobtengranit eine Verminderung der basischen Schlieren in Erscheinung. Beim Dorfe Ströbel zeigt dieser oberflächlich verwitterte Granit gneisartige Textur, desgleichen am Kontakt gegen eine Quarz-Feldspatschieferscholle zwischen Galgenberg und Ströbel. Granatführung ist gelegentlich bekannt und wird durch FINCKH (37) auf die Nähe des Kontakts zurückgeführt.

Der Zweiglimmergranit ist im Gegensatz zu dem Einglimmergranit stets flaserig, beinahe gneisartig entwickelt und stärker der Verwitterung anheimgefallen. Die das Gestein durchsetzenden Pegmatitgänge enthalten bisweilen Granaten und Berylle (Saarau, Konradswaldau, Würben).

Früher hat man den Zweiglimmergranit als ein durch Verwitterung verändertes Gestein angesprochen, bei dem die Biotite durch Ausbleichung zu Kaliglimmer umgewandelt sein sollten. Dem widerspricht die Tatsache, daß Biotit und Muscovit in unverändertem frischem Zustande nebeneinander auftreten und keinerlei Übergänge ineinander aufweisen. Die auf starken Druck hinweisende flaserige, fast gneisartige Textur und das Vorkommen von Granaten wie bei Ströbel (FINCKH, 37) sprechen für die Nähe des Kontaktes. Hingegen weist der Kaliglimmergehalt auf einen an Wasserdampf gesättigten Magmaherd hin, der im Zusammenhang mit den zunehmenden Druckerscheinungen zu dieser Faciesausbildung Veranlassung gab. Muscovite entstehen im allgemeinen in Magmen, dessen Schmelzpunkt durch Gehalt

an leichtflüchtigen Komponenten herabgedrückt ist, bei niedrigeren Temperaturen und sind höheren Wärmegraden gegenüber nicht beständig. Im tiefen Granitmagma fehlen sie, hingegen finden sie sich in den schneller zur Abkühlung gelangenden Pegmatitgängen. Das diesem Gebiete neben dem Wasserdampf noch andere leichtflüchtige Bestandteile des Magmas eigen waren, beweist das Vorkommen von Beryllen in den Pegmatiten von Konradswaldau und Würben. Obiges trifft ebenfalls für den als Randfacies am Zobten entwickelten Muscovitgranit zu.

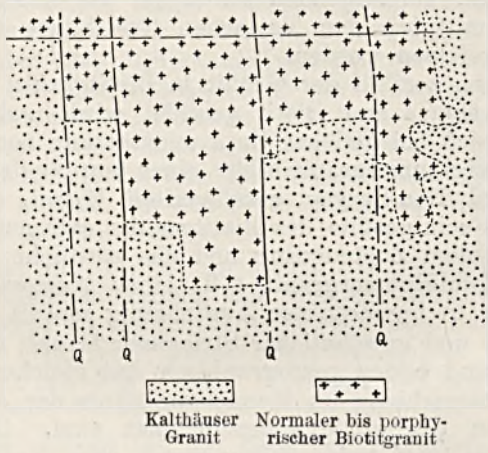


Fig. 1.
Begrenzung des Kalthäuser Granites in den Lagerflächen und Q-Klüften. Alter Bruch, Gansberge.

Der eigentliche Striegauer Granit zeigt mehrere unbedeutende Abarten, von denen ein ungleichmäßig mittelkörniges und ferner ein porphyrisches Gestein, letzteres in der Gegend von Gräben, Gansberge, Dätzdorf und Girlachsdorf, am verbreitetsten sind. Sehr abweichend von diesen ist der Kalthäuser Granit entwickelt, der außerordentlich feinkörnig mehr einem Aplit gleicht. Er setzt inmitten des normalkörnigen, an der Grenze gegen ihn gewöhnlich porphyrisch entwickelten Biotitgranites auf und schneidet diesen in den Lagerflächen, Q-Klüften und S-Klüften. Die Kluftbegrenzung ist in den seltensten Fällen durchgreifend, zumeist wird sie durch ein treppenförmiges Absetzen gekennzeichnet, das bei mehr plastischer Verschmelzung beider Gesteine Abrundungen in den Begrenzungsflächen aufweist, wodurch ein mehr taschenförmiges Ineinandergreifen beider Gesteinsabarten zustande kommt. Am schönsten ist dieses am alten Bruch im O der Gansberge zu beobachten (Fig. 1), jedoch auch bei Kalthaus, namentlich an der SO-Wand des dortigen Bruches fehlt es nicht an den gleichen Begrenzungsflächen. Gelegentlich beobachtet man dort schlierenförmig im Kalthäuser Gestein auftretenden normalen Granit. Ein allmählicher Übergang des Kalthäuser Granits in die normalkörnige por-

phyrische Abart, wie sie LOPIANOWSKI annimmt, liegt nicht vor. Die Begrenzungsflächen beider Gesteine heben sich scharf voneinander ab (Fig. 2).



Fig. 2.
Begrenzungsfläche des Kalthäuser Granits gegen Porphyrischen Granit.
1 : 1.

Die Verbreitung des Gesteins beschränkt sich neben dem bekannten Vorkommen von Kalthaus auf Teile des NO-Hanges der Tschechenberge nordwestlich Häslicht und ferner auf ein ansehnlicheres Ausbreitungsgebiet am Nordhange der Gansberge, zwischen Fehebeutel und Groß-Rosen. Stets streicht der Kalthäuser Granit in einer SO—NW ausgezogenen Zone, die mit dem Verlauf der Q-Klüfte zusammenfällt. Seine Begrenzung gegen die Klüfte kommt auf der geologischen Karte zum Ausdruck (Fig. 3).

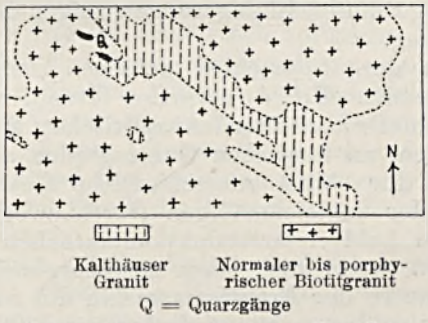


Fig. 3. Das Verbreitungsgebiet des Kalthäuser Granits im Gebiete der Gansberge.
1 : 25000.

Der Kalthäuser Granit bildet eine aplitische Abart des normalkörnigen Granits. Er ist mutmaßlich, worauf die Kluftbegrenzung

hinweist, ein etwas jüngeres Abspaltungsprodukt des Granitmagmas. Von dem normalkörnigen Gestein wird er sowohl überlagert als auch unterlagert. Da richtige jüngere Aplite in ihm aufsetzen, kann er unmöglich diesen als jüngsten Nachschub gleichgestellt werden.

Petrographisch kennzeichnen den Kalthäuser Granit zwei Abarten. Die eine ist aus dem Kalthausbruch bekannt, wo das Gestein mehr einem sehr feinkörnigen Granit gleicht, mit vereinzelten großen porphyrischen Feldspateinsprenglingen und gelegentlichen porphyrischen schwarzen Hornblenden. Infolge des hohen Quarzreichtums ist das Gestein verhältnismäßig sauer. Bisweilen schließt es kleine basische Schlieren ein.

Wesentlich feinkörniger ist die auf die Gansberge beschränkte Abart ausgebildet. Auch bei ihr ist das Gestein mit reichlichen großen porphyrischen Feldspäten und vereinzelten großen Quarzen versehen. Verhältnismäßig häufig enthält es kleine, höchstens $^1/_2$ cm messende basische, meist abgerundete Schlieren, die fast ausnahmslos ein heller, saurer Quarz-Feldspat-Hof einschließt. Gelegentlich finden sich auch große schwarze Hornblendeeinsprenglinge, vorwiegend in einer dunkleren, biotitreichen Gesteinsvarietät.

Eine weitere, sehr auffällige Abart zeigt uns der durch Schollenbildung und Schieferaufwölbung gekennzeichnete Granitsteinbruch der Beatenhöhe, wo nahe am Kontakt mit dem Nebengestein eine teilweise Aufschmelzung der Schiefer zustande gekommen ist. Das Gestein ist feinkörnig, mehr femisch entwickelt und besitzt hauptsächlich durch die vielen in ihm angehäuften Biotite ein dunkles Aussehen. Auch schöne Hornblenden sind makroskopisch wahrnehmbar. Die basischere und feinkörnigere Ausbildung greift nur im tiefer gelegenen Ostteile des Bruches durch, mehr nach W und nach oben zum Kontakt zu macht sie dem normalen Gestein Platz. Schlieren und Adern eines mittel- bis grobkörnigen Granits durchsetzen auch das feinkörnigere, mehr basischere Gestein und gehören vermutlich dem Endstadium der Intrusion an. Einige dieser Einlagerungen zeigen bisweilen eine porphyrische Ausbildung.

Auffallend ist der Unterschied zwischen dem hangenden, die Schollen einschließenden (Fig. 4) normalen Granit, mit einer am Kontakt gegen die Schiefer auftretenden aplitischen Ausschwitzungszone und einem liegenden, an femischen Gemengteilen angereicherten Gestein. Der Grund für obige unterschiedliche Gesteinsbeschaffenheit liegt vielleicht in der ungleichmäßigen Durchbewegung des Magmas. In der abkühlenden, bald erstarrenden kontaktnahen Schmelze blieben die Schieferschollen, wenn auch stark metamorphosiert, erhalten, wogegen nach dem Innern der Eruptivmasse hin die zunehmende Durchbewegung zu einer vollkommenen Aufschmelzung führte.

Für die Beurteilung der Richtung des Gebirgsdruckes des Granitmassivs ist die in neuerer Zeit von Cloos (53, 56) festgestellte »Streckung des Granits« wichtig; d. h. eine »schwache, nur bei scharfer Aufmerksamkeit erkennbare Parallelstellung der Mineralien«, hauptsächlich der Glimmerblättchen, die dem Gestein eine lineare Faserung

verleiht. Sie wird von CLOOS als »die Richtung des geringsten Druckes, in welcher das Gestein während der Gebirgsbildung ausweicht«, gedeutet. Bisweilen kann die Streckung, wie bei dem Dorfe Ströbel (Bl. Mörschelwitz), einen ausgesprochen gneisartigen Habitus annehmen. Sie soll durch einen während der Erstarrung der Schmelze gerichteten Druck erzeugt sein, was allerdings von FRANZ E. SUESS (66, S. 152) bezweifelt wird.

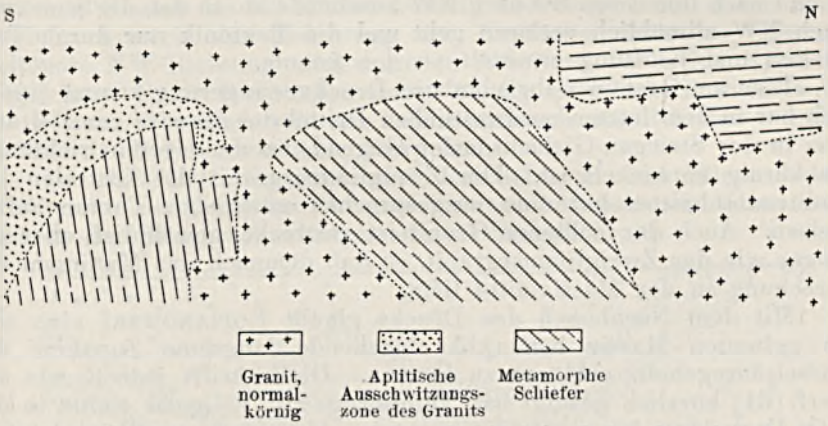


Fig. 4. Kontakt der Beatenhöhe, Nord-Südwand des Steinbruches. Normalkörniger Granit mit Ausschwitzungszone, freischwimmende Schieferschollen einschließend; im Norden Beginn des sich langsam aufwölbenden Schieferdachs.

Als Fortsetzung der Streckung wird von CLOOS die Klüftung gedeutet, die ebenfalls in engster Beziehung zu dem während der Erstarrung herrschenden Druck stehen soll. Es lassen sich deutlich zwei Kluftsysteme nachweisen, von denen das eine — die Q-Klüfte — senkrecht zur Streckung steht und als Spaltung in der Druckrichtung aufzufassen ist. In den Klüften finden sich aplitische Nachschübe, die ununmittelbar nach der Erstarrung emporgedrungen sind. Auch läßt sich nachweisen, daß die Spalten klafften und den Sickerwässern zur Zirkulation dienten, im Gegensatz zu den senkrecht zu der Druckrichtung stehenden Klüften, denen Gangausfüllungen und Verunreinigungen fehlen, und die während und nach der Erstarrung geschlossen waren. Der Granit wird somit durch die Druck- und Zugklüfte in Bauquader zerlegt. Hinzu kommen die das Gestein bankig zerlegenden Lagerflächen, die H. CLOOS auf den Belastungsdruck zurückführt, was übrigens SCHWINNER[1]) widerlegt. WURM hat gelegentlich der Führung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Fichtelgebirge diese als Abkühlungsflächen angesprochen, eine Anschauung, die sich in den meisten Lehrbüchern vertreten findet und der der Verf. ebenfalls beipflichtet.

[1]) SCHERUNG, Der Zentralbegriff der Tektonik. Centralbl. f. Min. usw., Jahrg. 1924.

Die Messungen Lopianowski's (57) haben ergeben, daß die Streckung und die Flächen bester Teilbarkeit im Massiv nordöstlich streichen. Ausnahmen gibt es am Kontakt. Senkrecht dazu verläuft die Hauptklüftung, in deren Richtung alle größeren Quarzgänge liegen, und an die zumeist die Längserstreckung der einzelnen Granitkuppen gebunden ist. Danach ist nach Cloos (56, 58) und Lopianowski (57) die Richtung des Hauptdrucks nordwestlich gewesen. Die Stärke nimmt nach ihnen von SO nach NW zusehends ab, so daß die Streckung nach NW allmählich verloren geht und die Tektonik nur durch Teilbarkeit und Klüftung ermittelt werden konnte.

Eine am Gestein wahrnehmbare Druckverringerung kommt eigentlich nur in dem letzten nordwestlichen Drittel des Massivs zur Geltung, also in der Striegau-Girlachsdorfer Gegend, wo das Gestein richtungslos körnig entwickelt ist. Der Zweiglimmergranit des zentralen Batholitenabschnittes hat eine ausgesprochen gestreckte Textur aufzuweisen. Auch der Zobtener Granit ist gestreckt, gewöhnlich aber geringer wie der Zweiglimmergranit, so daß demnach das Maximum der Streckung in der Massivmitte liegt.

Mit dem Nachlassen des Drucks glaubt Lopianowski eine sich im gesamten Massiv bemerkbar machende langsame Zunahme des Kieselsäuregehalts erklären zu können. Dieses trifft jedoch, wie der Verf. (64) kürzlich gezeigt hat, keineswegs zu. Vielmehr waltet in der SiO_2-Verteilung innerhalb des gesamten Granitgebietes keinerlei Gesetzmäßigkeit ob, da das sauerste Gestein direkt am Kontakte gegen den Gabbro des Zobtenberges wahrzunehmen ist, während im NW bei Girlachsdorf bedeutend basischere Gesteinsarten auftreten.

Die Querklüfte stehen nach Lopianowski bei steilen, fast ausnahmslos westlich gerichtetem Fallen senkrecht zur Streckung. Ihre Wände sind von neu gebildeten, teilweise pneumatolytischen, teilweise von Sickerwässern herrührenden Mineralien bedeckt, von denen Strigovit, Epidot, Quarz, Feldspat, Brauneisen, Flußspat und Pyrit angegeben werden, die ebenfalls vom Verf. beobachtet worden sind und zu denen sich noch Molybdänglanz und Chabasit hinzugesellen. Viele dieser Klüfte verraten nachträgliche Bewegungen. Sie sind gelegentlich kaolinisiert und führen Ruschelzonen. Die mit der Streckrichtung übereinstimmenden S-Klüfte verlaufen nach Lopianowski schnurgerade. An ihnen fehlen fast ausnahmslos die Mineralbeläge. Ferner beschreibt der gleiche Verf. noch aus der Gegend von Saarau, Striegau und südöstlich von Jauer zwei Diagonalklüfte, die links und rechts von den Querklüften liegen. Die eine Fläche streicht im Mittel 100°, die andere 180°, sie bilden also miteinander fast einen rechten Winkel, der von den Q-Flächen ungefähr halbiert wird.

Beide Diagonalklüfte fallen voneinander weg, die linke nach SW, die rechte nach SO. Auf der rechten Fläche treten die von den Q-Klüften bekannten gleichen Mineralbeläge und Ruschelzonen auf, bei der linken fehlen sie. Daraus folgert Lopianowski, daß jene Klüfte gegenüber diesen länger geöffnet waren und häufiger zu Gleitbewegungen herangezogen wurden; ebenso zeigen die Untersuchungen

von CLOOS (58), daß am Zobten-Striegauer Granit an Hand granittektonischer Messungen der ehemalige Gewölbebau der überlagernden Schieferdecke zu erkennen ist.

Abgesehen von geringen Schwankungen halten die Q-Klüfte für das gesamte Massiv die erwähnte Richtung inne. Nur in der Gegend von Gräben und Pilgramshain treten sie vielfach gegenüber den dort häufig zahlenmäßig vorherrschenden NS-Klüften zurück. An einzelnen Brüchen können die NS-Klüfte derartig überwiegen, daß ihnen in der Steinbruchpraxis die Bedeutung der Kopfseite zukommt. Die dort seltenere NW-Richtung wird von den Arbeitern als »wilde Kopfseite« bezeichnet. Beide Richtungen stoßen häufig spitzwinkelig aufeinander, sie können aber auch wie am Lehmannsbruch nördlich des Bahnhofs Gräben im Bogen ineinander übergehen.

Die NS-Klüfte kennzeichnen Ruschelzonen und Mineralbeläge, ähnlich wie die Q-Klüfte. Ihr gemeinsames Auftreten mit diesen macht sich in der Steinbruchindustrie störend bemerkbar.

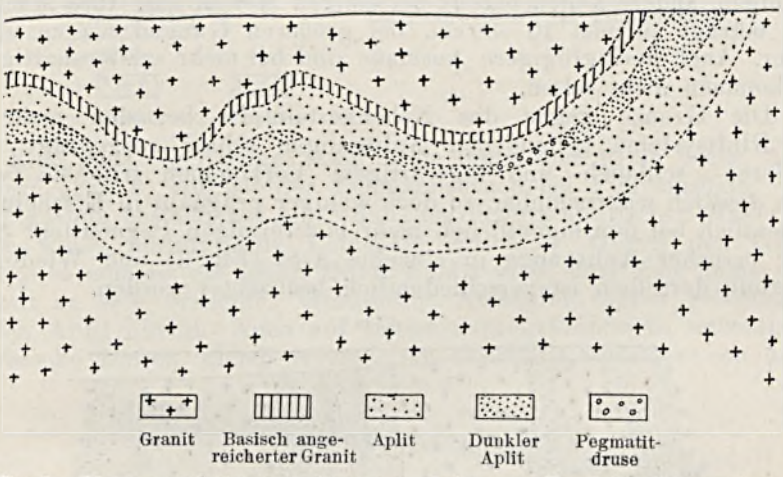


Fig. 5. 30 cm mächtiger Aplitgang. Lehmann's Bruch bei Pilgramshain.

Dem Granit nordwestlich Pilgramshain und Gräben sind allerdings im geringeren Maße die Diagonalklüfte eigen. Sie werden von den Steinbrucharbeitern als störend empfunden, die ihnen ähnlich wie den Q-Klüften bei Gräben die Bezeichnung »wilde Kopfseite« beigelegt haben.

Die Ruschelzonen der Q- und Diagonalklüfte erlangen häufig ansehnliche Ausmaße. Breiten bis über 1 m gehören nicht zu den Seltenheiten. Im Streichen sind sie häufig durch den ganzen Bruch zu verfolgen. Nicht selten schließen sie gleichfalls verruschelte Pegmatitgänge ein. In der S-Richtung treten die Ruschelzonen seltener auf, vornehmlich bei Häslicht, Gräben und Girlachsdorf.

Die Fugen der Lagerflächen führen nur selten Mineralbeläge, vorherrschend Brauneisen, gelegentlich wie bei Gräben Feldspat und

Quarz. Wenig ausgesprochen ist der Neigungswinkel der L-Flächen, immerhin kommt ein schwach angedeuteter Gewölbebau zum Ausdruck.

Aplitgänge sind von allen drei Granittypen bekannt. Sie folgen außer den Q-Klüften noch verschiedenen anderen Richtungen. Sogar in der Richtung der S-Klüfte hat man sie beobachtet. Von einer Gesetzmäßigkeit kann kaum die Rede sein, wenngleich der den Q-Klüften eigene NW-Richtung die vorherrschende Bedeutung zukommt. Im Gebiet von Gräben, Pilgramshain tritt diese gegenüber der NS-Richtung zurück und paßt sich somit dem dortigen Hauptkluftsystem an. Von den anderen Richtungen ist die Anordnung in der Lagerfläche hervorzuheben. Gewöhnlich verlaufen hierbei die Aplite wellig (Fig. 5). Gelegentlich können sie vertikal stehen oder sich wie am letztgenannten Beispiel in einen horizontalen und vertikalen Ast spalten. Die meisten Aplite und Pegmatite fallen gleich den Kluftsystemen steil ein.

Ausdehnung und Mächtigkeit der einzelnen Aplitgänge wechseln außerordentlich. Einzelne Gänge lassen sich einige hundert Meter verfolgen, andere keilen bereits bei einigen Metern aus. Ihre Mächtigkeit beträgt zumeist 10—30 cm, bei größeren Gängen bis zu einem Meter. Auch geringfügigere Ausmaße sind bei mehr schlierenartigeren Vorkommen nicht selten.

Die Grenze gegen das Nebengestein ist bei den mehr an die Kluftsysteme gebundenen Aplitgängen scharf ausgeprägt. Bei schlieren-, schlauch- und lagerartigem Vorkommen tritt sie, wenn auch deutlich wahrnehmbar, so doch weniger prägnant in Erscheinung, namentlich bei den eigentlichen mehr blattförmigen Pegmatiten. Spaltung mancher Aplitgänge in einzelne Äste (Fig. 6) und Wiedervereinigung derselben ist verschiedentlich beobachtet worden.

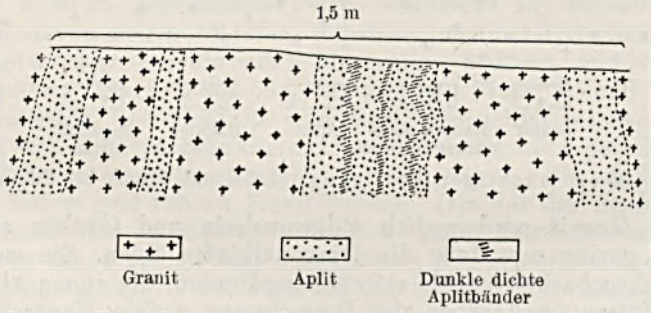


Fig. 6. Gespaltener Aplitgang. Seidel-Bruch bei Gräben.

Petrographisch sind die Aplite feinkörnig bis dicht, oft erlangen sie ein grob- bis zuckerkörniges Aussehen. Sogar innerhalb eines Ganges gibt es zwei deutlich voneinander geschiedene Gesteinsvarietäten (Fig. 5). In solchen Fällen nimmt ein helles mehr grobkörniges Gestein den Hauptanteil am Aufbau des Ganges, während die dichte dunkle Abart schlierenförmig in ihm eingeschlossen ist. Der helle Aplit enthält, wie das Mikroskop zeigt neben den reichlich vertretenen Quarzen viel Feldspäte und vereinzelte Biotite. Anders das dunkle

Gestein. Hier tritt der Feldspat gegenüber den vorherrschenden Quarzen wesentlich zurück; ferner gibt es eine Unmenge kleiner nur unter dem Binokularmikroskop erkennbarer feiner Biotite, von denen die dunklere Färbung herrührt.

Manche Aplitgänge, namentlich die mehr geschlängelten können gegen den Granit durch eine nur einige Zentimeter messende, reichliche Biotite führende, basische Anreicherungszone getrennt sein. Strukturell entspricht diese einem an dunklen Gemengteilen reichen Granit. Von gelegentlichen Einschlüssen der Aplite wären noch Granitbruchstücke, die vielleicht von Apophysen des Hauptmagmas herrühren (Fig. 7) zu erwähnen, jedoch als Seltenheit.

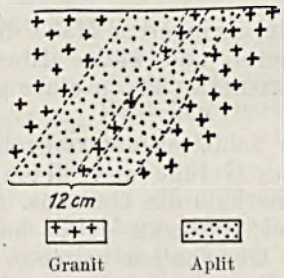


Fig. 7.
Aplitgang mit Einschlüssen von Granitstreifen.
Lehmann's Bruch bei Pilgramshain.

Eine ganz eigenartige, etwa 30 cm lange und 12 cm breite Aplitschliere (Fig. 8) enthielt der Lehmannsbruch bei Pilgramshain. Das Hauptgestein bestand aus einer dunklen dichten aplitischen Masse, die große weiße porphyrische Feldspäte einschloß. Gegen den Granit trennte es zumeist ein heller Quarz-Feldspathof, der nicht immer entwickelt zu sein brauchte. Granitische Ausläufer ragten gelegentlich in den Aplit hinein. Auch auf solche zurückzuführende selbständige granitische Linsen, gleich vereinzelten basischen Schlieren von dunk-

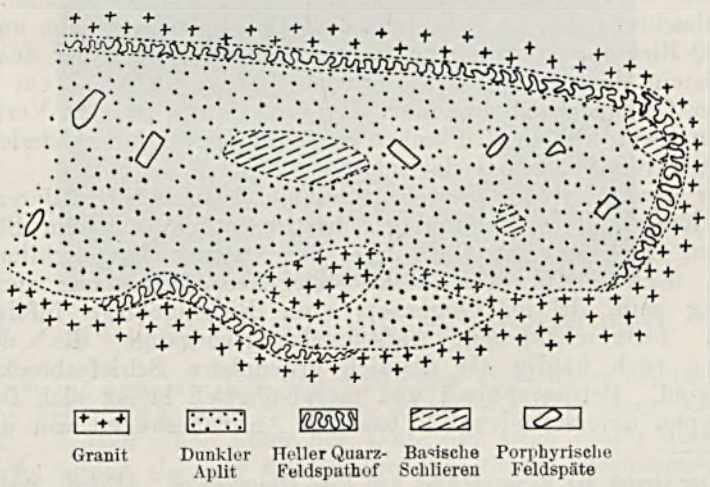


Fig. 8. Aplitschliere, Lehmann's Bruch bei Pilgramshain.

ler granitischer Struktur waren im Gestein enthalten. Das ganze Vorkommen erinnerte, abgesehen der quarzreichen feinkörnigen Zusammensetzung mehr an eine basische Schliere als an einen Aplitgang.

Mit den Apliten vergesellschaftet sind die grobkristallinen Pegmatite. Vielfach bilden sie innerhalb jener pegmatitische Partien und sind dann häufig durch Übergänge mit ihnen verbunden. Ganz selbständige Pegmatite bilden zumeist isolierte Schlieren und Blätter.

Bei Saarau, Konradswaldau und Würben führen sie schöne Berylle. Weltbekannt sind die Pegmatite von Striegau und Gräben durch ihre mineralführenden Drusen, deren Reichtum in der grundlegenden Arbeit von Schwantke (21) und der von Gürich (47) eingehende Schilderung finden.

Namentlich der Striegauer Granit, in geringerem Maße die anderen Spielarten enthalten basische Schlieren und kleine Einschlüsse. Ihrem Studium haben sich Milch und Riegner (33) in einer größeren Abhandlung eingehend gewidmet.

Man kann zwei Arten von basischen Schlieren unterscheiden. Die einen zeigen ein vollkommen granitisches Gefüge und bilden eigentlich nur basische Anreicherungszonen innerhalb des Gesteins. Sie sind zweifelsohne, wie es bereits Milch und Riegner getan haben als Differationen des Magmas aufzufassen. Gewöhnlich bestehen sie aus lagenförmig, häufig den L-Flächen parallelen angeordneten Glimmeranreicherungen mit einzelnen Hornblenden. Im Vergleich zum normal entwickelten Granit treten die Feldspäte und Quarze in ihnen zurück. Diese als fluidale Glimmeranreicherung aufzufassenden Gebilde werden von Gürich (47) und Berg[1]) als Streifenschlieren bezeichnet. Im Striegauer Granit sind sie häufig anzutreffen.

Weit seltener ist eine ebenfalls zu den Differationsprodukten gehörige, schalig gebaute Schliere mit granitischem Kern. Ihre Ausbildungsform wird bereits von Milch und Riegner (33) erwähnt. Nach der Beobachtung des Verf. bestand der etwa 1 m hohe ovale, ungefähr in der Q-Richtung ausgezogene Kern aus einem, gegenüber dem übrigen Gestein, biotitarmen Granit, den allseitig ein $^1/_2$—2 cm breites streifiges Glimmerband umschloß. Hellerer Granit ist vom Verf. auch zwischen zwei in den L-Flächen verlaufenden Glimmerbändern beobachtet worden, so bei Girlachsdorf.

Der zweite Typus der sogenannten basischen Schlieren oder Konkretionen unterscheidet sich sehr wesentlich von den Streifenschlieren. Für sie hat Berg die Bezeichnung Kugelschliere eingeführt, doch dürfte diese beim Striegauer Granit nur zum Teil angängig sein, da im Gegensatz zum Riesengebirge infolge der weniger fortgeschrittenen Aufschmelzungsvorgänge die dortigen Schlieren noch häufig als deutlich erkennbare Schieferbrocken erhalten sind. Petrographisch und morphologisch lassen sich folgende drei Typen unterscheiden: 1. basische Anreicherungen von unregel-

[1]) Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. Abhandl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 94. 1923.

mäßigem, meist mehr oder weniger rundlichem Habitus und granitischem Gefüge; 2. feinkörnige bis dichte basische Gebilde von lamprophyrischem Gefüge und meist rundlichem oder rundem Habitus und 3. schieferige, durch Paralleltextur gekennzeichnete, längliche bis eckige Einschlüsse. Übergänge aller drei Typen treten häufig auf. BERG gibt unter Weglassung der Schiefereinschlüsse für die Kugelschlieren des Riesengebirges eine ähnliche Einteilung, desgleichen MILCH und RIEGNER, die zwischen Abart 1 und 2 noch eine weitere, zumeist nur unter dem Mikroskop erkennbare Variante einfügen. In ihr, einem Übergangsgebilde, schwimmen die idiomorphen femischen Bestandteile in einer aus Quarzkörnern und Kalifeldspatkörnern aufgebauten Grundmasse und erinnern an die Schlieren mit femischer granitischer Struktur.

Der erste Typus, d. h. die basischen Schlieren von granitischer Struktur und rundlichem Habitus ist im Striegauer Granit am häufigsten vertreten. Zwischen Striegau und Girlachsdorf scheint er in keinem Steinbruch zu fehlen. Die Form dieser Schlieren wechselt, zumeist ist sie rundlich bis oval, jedoch auch kugelige bis eckige Abarten sind bekannt. Ihre Größe ist außerordentlichen Schwankungen unterworfen. Sie kann nur wenige Zentimeter betragen, doch gehören größere Ausmaße bis zu 15 cm zu einer alltäglichen Erscheinung. Die größte bisher vom Verf. beobachtete Schliere erreichte im Längsdurchmesser etwa 0,5 m.



Fig. 9. Porphyrische basische Schliere im Striegauer Granit. 1 : 1.

Durch ihr dunkles, dem unbewaffneten Auge dicht erscheinendes Aussehen heben sich diese Schlieren scharf von dem ihrer Nebengesteine ab. Jedoch schon unter der Lupe und noch besser unter dem Mikroskop zeigen sie eine feinkörnige granitische Zusammensetzung, mit starker Beimengung femischer Bestandteile, vornehmlich Biotit

untergeordnet Hornblende. Petrographisch sind sie von Milch und Riegner eingehend beschrieben. Viele dieser Schlieren schließen große schön kristallographisch begrenzte Feldspäte ein, bisweilen auch große Hornblenden (Fig. 9). Ein heller Quarz-Feldspathof ist ihnen manchmal eigen, zumeist fehlt er jedoch. Stoffaustausch von Einschluß und Granitmagma scheint hier weit fortgeschritten.

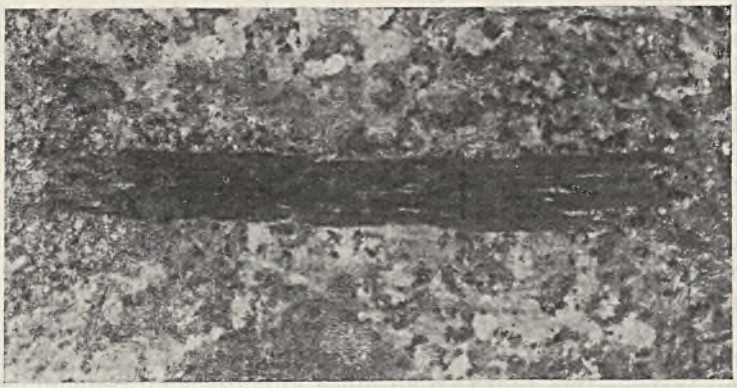


Fig. 10. Schiefereinschluß im Granit. 4:5.

Der zweite dichte Typus von lamprophyrischem Gefüge findet bei Milch und Riegner eingehend Erwähnung. Bei ihm treten Quarz und Feldspat auffallend zurück. Vornehmlich sind hier die femischen Bestandteile Gesteinsbildner. Die äußere Form ähnelt der vorigen Schliere. Auch rein kugelige Gebilde finden sich häufig vertreten. Der helle Hof scheint verbreitet, doch kann er ebensogut fehlen. Eine derartige Kugelschliere schloß einen gut ausgebildeten Pyritkristall ein. Auch dieser Schlierentypus ist überall verbreitet.

Am wenigsten häufig finden sich die noch sicher als fremde Einschlüsse anzusprechenden Schiefereinschlüsse. Sie besitzen zumeist das Aussehen von typischen Schieferbruchstücken mit deutlich sowohl makroskopisch (Fig. 10) als auch mikroskopisch (Fig. 11) kenntlicher Paralleltextur. Ihre Größe ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Sie kann nur wenige Zentimeter betragen, bisweilen auch stattliche Dimensionen erreichen, und dann bereits an die Schollen erinnern. Der größte vom Verf. bei Girlachsdorf beobachtete Einschluß erreichte 18 cm Länge, 6 cm Breite und 2,5 cm Dicke. Er war mit Längs- und Flachseite in der Streckung des Granits orientiert.

Die Metamorphose des ursprünglichen Gesteins ist infolge der hohen Hitzeeinwirkung des Magmas sehr weit fortgeschritten und entspricht der eines Injektionsgneises. Die mineralogische Zusammensetzung gleicht den Graniten, mit dem Unterschiede, daß als Hauptmineral schwarze femische Gemengteile, vorherrschend Glimmer, auftreten, zwischen deren einzelnen Lagen sich die Quarze und Feldspate einschalten (Fig. 11). Bisweilen sind die hellen Gemengteile

mehr angereichert und bilden dann makroskopisch kenntliche Granitinjektionsschnüre zwischen den Schieferflächen.

Bei stärkerer Metamorphose geht der schiefrige Habitus der Einschlüsse allmählich verloren und das Gebilde erlangt das Aussehen einer typischen Schliere. Derartige Übergangsschlieren, mit z. T. abgerundeten Ecken sind wiederholt (Fig. 12) beobachtet worden.

Eine gesetzmäßige Orientierung der Kugelschlieren und Schiefereinschlüsse innerhalb des Granits von Striegau konnte nicht nachgewiesen werden, wenngleich Längsstellung in der S-Richtung zu keiner Seltenheit gehört. Andererseits liegen viele dieser Gebilde auch in anderen Richtungen.

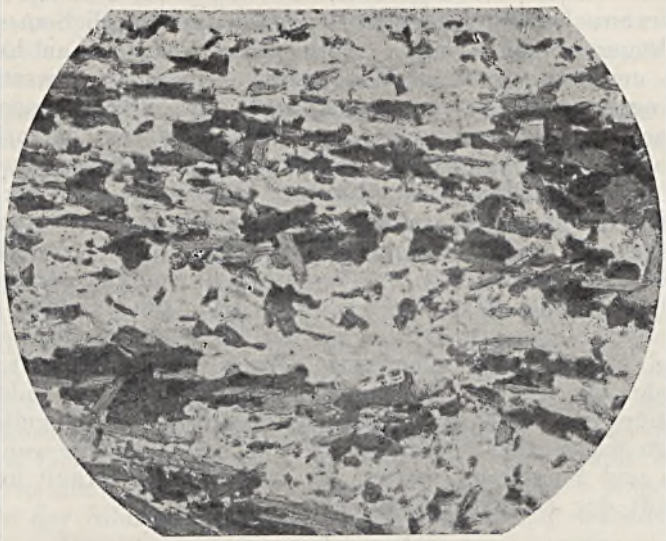


Fig. 11. Schiefereinschluß im Granit. Vergrößerung $\times 50$.

Der allmähliche Übergang der Schiefereinschlüsse in die Kugelschlieren und ihr gemeinsames Vorkommen spricht für eine Zusammengehörigkeit beider Gebilde. Man wird demnach weitaus die meisten Kugelschlieren als stärker vom Granit resorbierte Fremdkörper aufzufassen haben, im Gegensatz zu MILCH und RIEGNER, die in ihnen magmatische Differentationen sahen. Bezeichnend für diese Einschlüsse ist ihr Gebundensein an bestimmte Zonen, so an den Striegauer Granit, an den durch Aufschmelzung gekennzeichneten Granit der Beatenhöhe und an den Granit aus der nächsten Nähe der Schollen von Gohlitsch. In dem Gestein beider zuletztgenannten Orte schwimmen größere Schieferschollen, von denen sich wiederum kleinere Bruchstücke abgetrennt haben. Der durch Aufschmelzung basisch stark angereicherte Granit der Beatenhöhe erinnert im Aussehen und in der petrographischen Zusammensetzung an verschiedene stärker vom Granitmagma resorbierte Schlieren.

Der Reichtum an Einschlüssen scheint demnach mit derartigen Einbruchsstellen von Fremdkörpern zusammenzuhängen. Auch bei Striegau dürften vom Schieferdach ein Regen von Gesteinsbruckstücken in den Granit gelangt sein. Bezeichnend für das an Einschlüsse reichste Gestein ist die häufige Anwesenheit von großen Hornblenden, die mutmaßlich durch die gleichen Aufschmelzungsvorgänge bedingt ist. Die wechselnden Umwandlungen verschiedener Schieferbrocken und Schollen, dürften vom Erstarrungsgrad und Durchbewegung des ehemaligen Magmas bedingt worden sein.

Quarzgänge setzen zumeist im Granit auf (59), ferner an dessen Grenze gegen das Nebengestein. Auch abseits vom Granitmassiv, in der kontaktmetamorphen Schieferzone sowie in dem an sie anschließenden Grauwacken-Phyllitmantel können sie gelegentlich ausstreichen. Ihre Richtung ist mit wenigen Ausnahmen — und dann handelt es sich stets um nebensächliche Vorkommen — südost-nordwestlich, nur in der Gegend von Kratzkau macht sich eine unbedeutende Abweichung nach NNW bemerkbar. Die Hauptrichtung entspricht den Q-Klüften, an denen kleinere Gängchen zu einer häufigen Erscheinung gehören. Die Ausmaße der einzelnen Gänge weisen beträchtliche Schwankungen auf, lassen sich auch in ihrer Breitenausdehnung häufig schwer festlegen, da das Gestein ebenfalls verquarzt ist und allmählich in den Gang übergeht. Die größte, bisher beobachtete Breite beträgt 300—400 m (Guhlau-Kratzkauer Gang). Die Gänge bilden entweder lange zusammenhängende Wälle, wie die von Finckh (50) beschriebenen 2 und 2,8 km im Streichen verfolgbaren weißen Kühe des Zobtenberges, oder sie sind in einzelne Kuppen aufgelöst und bilden dann eine richtige, in der gleichen Richtung zu verfolgende Hügelkette. Zu den beiden wichtigsten dieser Art gehören die Gangzüge von Guhlau-Kratzkau und Puschkau-Grunau. Am Kontakt von Granit und Schiefer verläuft der Järischauer Gang.

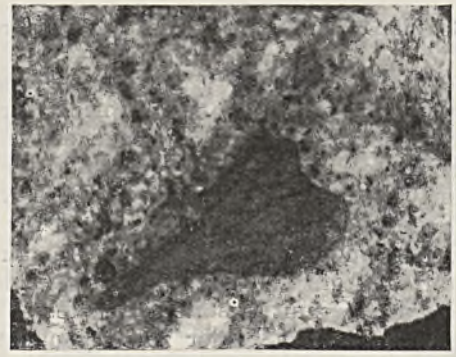


Fig. 12. Schiefereinschluß mit abgerundeten Ecken. 1 : 1.

In vielen Fällen gehören die Quarze keinen richtigen Gängen, sondern verquarzten Zonen an, so daß innerhalb des Ganges noch nicht

vollkommen veränderte Gesteinspartien auftreten, die taschenförmig in den reinen Quarz hineingreifen, so namentlich nördlich Guhlau und bei Järischau. Innerhalb der Gesteinsmasse sind an den verwitterten Flächen die verschiedenen Richtungen des Verquarzungsvorganges wahrzunehmen. Außerdem finden sich noch unbedeutende kaolinähnliche Nesterchen und Tüpfchen, die von den nicht vollkommen der Verquarzung anheimgefallenen Feldspäten der Granite herrühren dürften. Bei Guhlau ist die Granitstruktur z. T. noch als verquarztes Maschenwerk zu erkennen und umschließt kaolinisierte, bereits in der Verquarzung begriffene Zellräume. Das Gestein zeigt infolge nicht vollkommener Verquarzung der Ursprungsmineralien ein buntes und poröses Aussehen. Es ist in größeren Komplexen selten rein weiß und dicht ausgebildet. Sekundäre Eisen- und Manganlösungen sind an den Grenzflächen der Kristalle eingedrungen und in den Hohlräumen zur Ausscheidung gelangt.

Die Quarzgangbildung fällt zeitlich an den Schluß der Granitintrusion und ist, wie vom Verf. (59) angestellte Untersuchungen zeigen, eine pneumatohydatogene gewesen. Die Hauptmasse des Quarzes dürfte bei einer Temperatur von über 575° zur Ausscheidung gelangt sein, wogegen die jüngeren aufgewachsenen Kristalle in den Hohlräumen bereits beim Erkalten der Dämpfe und aus diesem Grunde bei niedrigeren Temperaturen gebildet wurden.

Der Verlauf des Granitmassivs stimmt in der Streichrichtung ungefähr mit den nördlich an ihn anschließenden Schiefern überein. Schwächere Diskordanzen sind gelegentlich am Kontakt zu beobachten, spielen jedoch eine untergeordnete Rolle. In Wirklichkeit jedoch ist diese Konkordanz nur scheinbar, da Granitintrusion mit der jüngeren varistischen Gebirgsbildung zusammenfällt und der Granit demnach in das bereits älter gefaltete Schiefergebirge nachträglich eingeschaltet wurde. Bei der Bildung des Schiefergebirges war ein südlicher bezw. südwestlicher Druck wirksam, wogegen für die Granitintrusion den Untersuchungen Cloos' und Lopianowski's zufolge die Südostrichtung als Druckquelle angenommen wird. In der Richtung der Schieferung fand das Magma die geringsten Widerstände, demzufolge es auch scheinbar konkordant den Nebengesteinen eingefügt ist.

Im S zwischen Schweidnitz und dem Költschenberge grenzt das Granitmassiv an den nordöstlich streichenden Gneis. Dieselbe Streichrichtung besitzen auf der anderen Seite des Zobtens die Schiefer von Marxdorf, Rogau und Stein. Gerade hier an der Umbiegungsstelle der Streichrichtung von NO nach NW und an der Grenze von Schiefer und Gneis stieß das Granitmagma auf die geringsten Widerstände (Cloos, 58), die sich weiter nach NW beim Eindringen in das Schiefergebirge bemerkbar machen mußten. Die äußersten Aufschlüsse des Massivs schneidet der Sudetenrandbruch ab, der oberflächlich dessen Grenze bildet. Eine Kontaktmetamorphose ist dort demnach nicht wahrzunehmen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Der Kontaktgürtel des Zobten-Striegauer Granitmassivs

Zu beiden Seiten des Zobten-Striegauer Granitgebiets sind die anschließenden kristallinen Schiefer der Grauwacken-, Grünschiefer- und Phyllitformation stark kontaktmetamorphosiert und vielfach schwer mit den Ausgangsgesteinen zu identifizieren. An der Südflanke des Granitmassivs tauchen diese Gesteine nur südlich Gräben aus den Ablagerungen des Tertiärs und Diluviums empor, sonst ist über ihr dortiges Vorkommen nichts bekannt. Anders im NO. Ein in einzelne Ketten und Hügel aufgelöster Schieferzug geht längs dem Granitkontakt von Domanze bis zum Mühlberge bei Nieder-Gutschdorf zutage und sticht vielfach durch andere Geländeformen von den markanter sich abhebenden, ihn begleitenden Granithügeln ab. Ebenfalls dem nordöstlichen Kontaktgürtel gehören die Vorkommen nördlich des Zobtenberges, bei Guhlau und bei Jauer an, wenn auch orographisch kein Zusammenhang mit dem Hauptzuge wahrzunehmen ist. Demnach folgt der Granit in seiner gesamten NO-Flanke den Gesteinen des vorsudetischen Schiefergebirges, die er in wechselnder Breite, entsprechend seinem ungleichmäßigen Einfallen einer beträchtlichen Kontaktmetamorphose unterworfen hat.

Der nordöstliche Kontakthof zerfällt in drei aufeinanderfolgende Gürtel, von denen der letzte und äußerste einen Übergang in das normale Gestein darstellt und häufig unbedeutend, oft unscheinbar entwickelt ist, während die beiden anderen Höfe die kennzeichnenden Kontaktgesteine führen und infolgedessen leichter in die Augen fallen. Der ersten, den Granit umsäumenden Zone gehören an: Verschiedene Hornfelse, Graphitquarzite, Quarzfeldspatschiefer, Kalksilikatgesteine und Amphibolite. Im mittleren Gürtel liegen die Knotenglimmerschiefer, glimmerschieferähnliche Gesteine, Muscovitschiefer und gleich der vorigen Zone Amphibolite und Graphitquarzite. Am Außenmantel, der an der Südflanke nicht zutage geht, kennt man Knotenphyllite (Garbenschiefer), Quarzphyllite, Sericitquarzite und Amphibolitschiefer. Die Grenze der einzelnen Gürtel ist nicht scharf.

Von einer Gliederung in eine innere, durch Pyroxen und eine äußere, durch Amphibol gekennzeichnete Kontaktzone, wie sie Goldschmidt[1]) aus dem Kristianiagebiet beschreibt, und die nach ihm als geologisches Thermometer der Mineralbildung aufzufassen ist, mußte hier abgesehen werden. Die Granitintrusion von Zobten-Striegau ist neben reichlicher Hornblendeführung im NW des Massivs verschiedentlich am nächsten Kontakt durch Vorhandensein typischer Hornblendegesteine (Zobten, Konradswaldau, Schönfeld) gekennzeichnet. Vielleicht dürfte beim Kontaktvorgang im Kristianiagebiet eine größere Tiefenlage und damit verbundene Temperaturerhöhung vorgelegen haben als bei Zobten-Striegau, dessen Granit, wie das zonare Vorkommen von Kaliglimmer zeigt, bei nicht vollkommen gleichmäßigen, stellenweise abgeschwächten Temperaturen und facieller Beibe-

[1]) Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911.

haltung leichtflüchtiger Bestandteile zur Ausscheidung gelangt ist. GRUBENMANN und NIGGLI glauben, daß bei der faciellen Trennung von Pyroxen und Hornblende vielmehr chemische Unterschiede als Temperaturunterschiede eine Rolle spielen und demnach beiden Mineralien die ihnen unterschobene Bedeutung als geologisches Thermometer nicht zukommt. Neuerdings hat GUDKOFF[1]) für den Syenitkontakthof im Eisenerzgebiet von Telbessk (Sibirien) drei durch Leitmineralien gekennzeichnete Zonen unterscheiden können. Für derartige Untersuchungen mangelt es im Zobten-Striegauer Gebiete an Aufschlüssen, auch scheint dieser Gliederung nur eine örtliche und nicht eine allgemeine Bedeutung zuzukommen. Sie ist eigentlich nur bei petrographisch gleichgearteten Ausgangsgesteinen durchführbar.

In den beiden inneren Kontaktgürteln sind, wenn auch nur selten, vom Granitherde ausstrahlende pegmatitische Ganggesteine bekannt. Auf die Kontaktwirkung eines solchen apophysenartigen Gesteines ist vielleicht das unbedeutende linsenförmige Graphitschiefervorkommen in der äußeren Kontaktzone von Kohlhöhe zurückzuführen. Der Turmalinpegmatit des Fuchsberges zeigt deutliche Schieferungstextur und beweist, daß die Druckerscheinungen (Protoblastese im Sinne von WEBER[2])) noch während der Intrusion beträchtlich gewesen sein müssen, was übrigens auch aus den nachträglichen, bei der Granitintrusion bewirkten Emporwölbungen der Schiefer hervorgeht. So der Granit der Beatenhöhe, der außer einer kleineren Aufwölbung am Bruch und einigen dort im Granit schwimmenden Schollen von einem z. T. erhaltenen Schiefermantel umfaßt wird (Fig. 4). Im großen ist, wie die heutigen Flanken zeigen, der Schiefer bei dem Empordringen des Granitmagmas gehoben worden, vielleicht durch eine, wenn auch schwach angedeutete, nordwestlich gerichtete Falte prädestiniert.

Die Dimensionen des Kontaktgürtels schwanken und ändern sich mit dem flacheren und steileren Einfallen des Granits. Ein vollkommenes Ausklingen macht sich frühestens bei 1—2 km Breite bemerkbar. Sichere Anhaltspunkte fehlen infolge der dürftigen Aufschlüsse. Die breiteste Stelle liegt mit 3 km bei Hohenposeritz, zwischen Streitberg und Kohlhöhe beträgt sie etwa $^3/_4$ km. Der Außengürtel erreicht dort bis zum Übergang in das unveränderte Gestein 600 m Breite.

Am Granitmassiv von Striegau-Zobten sind an vereinzelten Stellen Reste des alten Schieferdaches zu erkennen, so in der Gegend zwischen Schönfeld und Niklasdorf, wo nach der geologischen Karte der Schiefer zweimal (westlich Schönfeld und nördlich Saarau) lappenförmig in den nordwestlich verlaufenden Granit hineinragt. Auch das steile Einfallen der Schiefer bei Schönfeld (65—70°) und am Raabenberge bei Belvedere (40°) spricht für stärkere Störungsvorgänge, vielleicht schollenartige Einbrüche des ehemaligen Schieferdaches. Am Seitenkontakt des Massivs ist der Einfallswinkel des emporgewölbten Neben-

[1]) Einige Resultate über die geologischen Untersuchungen im Eisenerzrayon von Telbessk. Materialien zur Geologie und den nutzbaren Lagerstätten des fernen Ostens. 1921, Nr. 17 (russisch).

[2]) M. WEBER, Die Protoblastese. Geol. Rundsch. XIV, 4. 1924.

gesteins ein bedeutend schwächerer. Bei der Beatenhöhe beträgt er 20°, am Nordfuße des Streitberges etwa 15—20°. Die Gesteine mit unmittelbar unterlagerndem Granit zeigen gleich dem nächsten Seitenkontakt eine hochgradig metamorphe Umwandlung. Als Apophysen des Magmaheerdes führen sie bisweilen Aplitgänge. Vom Dach losgelöste und ins Magma eingesunkene Bruchstücke sind die beiden Schollen von Gohlitsch. Auch die als »basische Schlieren« bezeichneten fremden Einschlüsse des Striegauer Granits gehören hierzu.

An der Scholle von Gohlitsch lassen sich die magmatischen Einwirkungen vorzüglich erkennen, die das Gestein in ein gneisartiges Gebilde umgewandelt haben. In vielem erinnert der Schiefer an die von Holmquist und Sederholm beschriebenen Einschmelzungsgesteine des fennoskandischen Urgebirges. Die Umwandlungsbedingungen müssen infolge der hohen Temperatureinwirkungen ähnlich wie in der tiefsten Zone Becke-Grubenmann's gewesen sein.

Die meisten übrigen Gesteine, auch die unmittelbar am Hauptkontakt liegenden Hornfelse und deren Äquivalente, stehen in ihren Umwandlungen beträchtlich hinter der Scholle von Gohlitsch zurück. Zwar hat auch bei ihnen eine weitgehende Metamorphose stattgefunden, doch ist sie nirgends in dem Maße fortgeschritten. Derartige Gesteine finden sich in den Aufschlüssen am Streitberge bei Schönfeld, am Raabenberge, bei Ströbel und an der Beatenhöhe. Vom Schiefer trennt am Streitberge und z. T. auch an der Beatenhöhe (Fig. 4) den körnig ausgebildeten Granit eine aplitische, in ihrer Mächtigkeit nicht überall gleiche, helle zuckerkörnige, sehr glimmerarme Randzone. Sie folgt nicht immer den Schichtungsflächen des Nebengesteins und schneidet diese bisweilen in schiefem Winkel. Ähnliche Gesteine, allerdings nur in Lesestücken, sind von der Kontaktzone des Zweiglimmergranits gegen den Konradswaldauer Amphibolit nachweisbar. Ein ebenfalls von dort stammender stark gepreßter Granit gibt einen erneuten Hinweis auf stärkere Druckvorgänge bei der Massivintrusion. Außerdem ragen einzelne, normal ausgebildete, gangartige Granitapophysen als Lagergänge in den Schiefer hinein.

Bei den höher metamorphen Gesteinen ist eine Abnahme der Schieferung mit der Annäherung an den Granitherd kenntlich. Am deutlichsten tritt dies bei den Amphiboliten in Erscheinung, die zuerst nur schwache Schieferung zeigen, welche jedoch nach außen beträchtlich zunimmt, so daß das Gestein allmählich in einen geschieferten Amphibolit übergeht. Druckwirkungen sind gelegentlich in der nächsten Nähe des Kontakts zu erkennen, so daß der Amphibolit lagenförmig aus Amphibol- und Plagioklasstreifen susammengesetzt wird.

Am stärksten haben die hornfelsartigen Gesteine ihre Schieferung eingebüßt, und zwar mit zunehmendem Kieselsäuregehalt. So die weit verbreiteten Glimmerhornfelse und die gewöhnlichen Hornfelse, die wie am Raabenberge in dicken Bänken auftreten. Dagegen haben die Muscovitschiefer ihre Textur besser bewahrt, obgleich auch bei ihnen eine Abnahme der Schieferung nicht zu verkennen ist.

Mit der Granitintrusion hängen die in den Schiefern auftretenden, nordwestlich gerichteten Quarzgänge zusammen. Sie gehören zu den letzten Phasen der magmatischen Periode und beschließen die Intrusion. Bald bilden sie größere Gänge, bald Gängchen und verquarzte Zonen. Man kennt sie vornehmlich aus dem Gebiete der inneren Kontaktzone, doch können sie auch weit abseits vom Herde im Vorlande innerhalb der regionalmetamorphen Schiefer ausstreichen.

Zu einer Begleiterscheinung des Kontaktes gehören die regionalen Verquarzungen der Schiefer, die nicht nur an Gänge gebunden zu sein brauchen, wenn sie auch in der Tiefe von einer Gangspalte ausgegangen sein mögen, sondern die das Gestein bisweilen vollkommen umgewandelt haben. Am häufigsten findet man die Verquarzungen in der Gegend von Hohenposeritz und Konradswaldau, wo sie die dort verbreiteten Muscovitschiefer stellenweise bei äußerlicher Erhaltung der Textur, wie bei der Buschmühle von Domanze, in eine Quarzmasse umgewandelt haben.

Vor der Granitintrusion war das ganze Gebirge bereits unter Streß geschiefert. Der Kontakt bewirkte abermalige Umwandlungen. Infolge dieser zweimaligen Umkristallisation sind die Gesteine z. T. bis zur Unkenntlichkeit verändert und ihrer Herkunft nach nur durch das ganze Gebiet umfassende Studien abzuleiten. Einen derartig verwickelten Werdegang zeigen die weißen Sericitschiefer. Aus sauren Eruptivgesteinen unter Streß umgeformt, wurden sie am Kontakt in weniger deutlich geschieferte Muscovitschiefer umgewandelt. Bei größerer Annäherung an den Granitherd waren auch diese Schiefer unbeständig und veränderten sich in dickplattige, weißliche, dichte Quarzfeldspatschiefer. Somit ist hier durch den Kontakt eine, wenn auch andersartige Wiederherstellung der Ursprungsmineralien bewirkt worden. Die erste Etappe kennzeichnet die durch Streß unter Wasserzuführung bei nicht allzu hohen Temperaturen zustande gekommene Sericitschieferbildung, die durch spätere Kontakteinwirkung einer Muscovitschieferbildung Platz machen mußte. Erhöhte Wärmezufuhr bei nächster Nähe des Granitherdes führte unter Volumenveränderung zu dickplattigeren Quarzfeldspatschiefern, die, wenn auch nicht strukturell und texturell, so doch mineralogisch dem Ursprungsgestein am ehesten gleichen.

Vorzugsweise hat die Granitintrusion von Zobten-Striegau sich in einem thermischen Kontakt ausgewirkt. Pneumatolytische Kontakterscheinungen scheinen ihr nur in untergeordneter Weise eigen zu sein. Da derartige Vorgänge vorwiegend an carbonatische, in ihrem Aufnahmevermögen wie Schwämme wirkende Gesteine gebunden sind und diese im Zobten-Striegauer Gebiet fast vollkommen fehlen und durch tonige und quarzreiche Gebilde ersetzt werden, ist kaum mit verbreiteten pneumatolytischen Kontaktauswirkungen zu rechnen.

Vornehmlich kennt man Turmalin, so an den Hornfelsen des Streitberges, wo manchmal schöne Rosetten dieses Minerals zu beobachten sind und ferner an den Hornfelsen des Raabenberges. Beim dortigen Gestein finden sie sich an den Schieferflächen, wogegen sie im Innern

des Gesteins fehlen, was gegenüber dem thermischen Kontakt auf nachträgliche Mineralbildung hinweist.

Für Stoffzufuhr aus dem Granitmagma sprechen vielleicht die an den Gesteinen des Raabenberges und den Amphiboliten bei Konradswaldau gelegentlich mikroskopisch beobachteten Apatite.

Hingegen kennt man etwas Magneteisenerz aus Quarzausscheidungen innerhalb der Raabener Hornfelse. Auch die regional im Kontakthof beobachteten Verquarzungserscheinungen an Kristallinen Schiefern sind auf pneumatolytische und hydrothermale Kontakteinwirkungen zurückzuführen.

In neuerer Zeit hat Eskola[1]) vorgeschlagen, das Becke-Grubenmann'sche Zonensystem durch das Faciessystem zu ersetzen und dieses auch auf die Kontaktgesteine anzuwenden. Zwischen Kontakt- und Regionalmetamorphose kann nach der Anschauung dieses Forschers keine unbedingte Grenze gezogen werden. Jede metamorphe Facies hat eine Rekristallisation unter gleichen Bedingungen ohne Rücksicht auf Bauschzusammensetzungen aufzuweisen und enthält Mineralien von ganz bestimmten charakteristischen Eigenschaften. Alle Tiefenstufen schließen mehrere, für sich bestimmte Facies ein. Obgleich die Einteilung viel Neues und vertiefendes bringt, dürfte sie die in großen Zügen übersichtliche und erwiesene, wenn auch etwas schematische Einteilung Becke-Grubenmann's nur vervollkommnen, nicht ersetzen. Kontaktmetamorphose, soweit sie mit Sicherheit als solche zu erkennen ist, darf nicht mit der Regionalmetamorphose in ein schematisches System gezwängt werden, wenn auch unter ähnlichen physikalisch-chemischen Bedingungen die gleichen Gesteinsfacies zur Entwicklung gelangen.

A. Gesteine des inneren und mittleren Kontakthofes

I. Kristalline Schiefer sedimentären Ursprungs

1. Hornfelse und Glimmerhornfelse

Goldschmidt[2]) hat unter Fortlassung von Quarz und Orthoklas die Tonschiefer-Mergelschiefer-Hornfelse nach den charakteristischen Mineralien benannt und sie nach bestimmten gesetzmäßigen Klassen geordnet. Es sind alles Gesteine der nächsten Kontaktnähe und gehören zu dem innersten Kontakthof; sie werden von Eskola[3]) in den Sammelbegriff Hornfelsfacies zusammengefaßt. Der Glimmergehalt ist bei dieser Einteilung nicht berücksichtigt. Von diesen Hornfelsen sind Andalusit-Cordierithornfelse am Streitberge nachgewiesen worden. Dieses dunkle, beinahe schwarze Gestein zeichnet sich durch Magnetiteinschlüsse und reichhaltige Biotitführung aus. Die untersuchten Schliffe ähneln infolge ihrer Muscovitführung den noch zu erörternden, weit verbreiteten Glimmerhornfelsen. Die Muscovite brauchen nicht wie die

[1]) Om samhandet mellan ken isk och mineralogisk sammsättning hos Ori järvitraktens metamorpha bergarter. Bull. Com. de Finlande 43, 1915.

[2]) Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911.

[3]) The mineral facies of rocks. Norsk Geol. Tidskr. VI, II. 1—2. 1920.

Biotite immer in der Schieferung zu liegen, sie können als Neubildungen auch schräg zu ihr stehen. Vom Raabenberge kennt man Hornfelsschiefer mit Turmalinkriställchen auf den Schieferungsflächen, was auf pneumatolytische Stoffzufuhr aus dem Magma schließen läßt. Der fleckige Hornfels bei Nieder-Gutschdorf ist, wie das Mikroskop zeigt, ein typischer Andalusit-Cordierithornfels mit Biotit, wenig Magnetit und Muscovit. Feldspäte konnten in diesem Gestein nicht nachgewiesen werden. Hingegen enthält es bisweilen makroskopisch nachweisbare Granaten. Schwärzliche Hornfelse mit Pyritkristallen sind am Kontakt des Streitberges häufig vertreten, auch eigentliche Granathornfelse, mit viel Biotit, wenig Magnetit und Muscovitneubildungen. Die Granaten sind zusammen mit den Biotiten lagenförmig angeordnet.

Von einem fleckigen oben erwähnten Hornfels vom Mühlberg bei Nieder-Gutschdorf gibt GÜRICH (47) folgende Analyse:

SiO_2	64,86 %	K_2O	4,39 %
TiO_2	Spur	Na_2O	3,12 »
Al_2O_3	17,41 »	H_2O	1,48 »
Fe_2O_3	2,56 »	SO_3	0,34 »
FeO	4,25 »	P_2O_5	0,15 »
CaO	0,18 »		
MgO	1,61 »		100,35 %

Spez. Gew. 2,716. — Analytiker: EYME, FINKENER.

Verwandt mit den Andalusit-Cordierit-Hornfelsen sind die am Streitberge, den Järischauer Bergen und bei der Ziegelei Maifahrt vor den Ritterbergen weit verbreiteten Knotenglimmerschiefer oder richtiger schiefrige Knotenglimmerhornfelse, die sich mehr auf den mittleren Kontakthof beschränken. Ihr Gestein ist, zumeist verwittert, in Lesestücken bekannt. Diese Schiefer bilden keine abgeschlossene Gruppe, sondern sind durch Übergänge einerseits mit den höher kontaktmetamorph veränderten Andalusit-Cordierit-Hornfelsen und Glimmerhornfelsen verbunden. Am Järischauer Berge wechsellagern sie mit Graphitquarziten. Am Streitberg gehen sie ohne scharfe Grenze in die weniger kontaktmetamorph beeinflußten Garbenschiefer über. Die Farbe des Gesteins ist braun bis schwarzgrau, bisweilen mit etwas phyllitischem Aussehen. Gelegentlich kommt eine parallelgestreifte Textur vor.

Mineralogisch bestehen diese Gesteine vorwiegend aus Quarz, Andalusit, Biotit und Muscovit. Gelegentlich tritt Cordierit auf. Die Knotenbildung rührt von Andalusit und Cordierit her. GOLDSCHMIDT (l. c., S. 134) hebt hervor, daß in all den Fällen, wo Muscovit mit Quarz, Cordierit, Andalusit und Biotit auftritt, er nicht gleichzeitig mit diesen Mineralien gebildet ist, sondern nachträglich aus dem Cordierit hervorgegangen sein muß. Der Cordierit fehlt im verwitterten Schiefer meist, hingegen findet man als Knotenbildner Muscovit, der wohl sekundär aus Cordierit entstanden sein mag. Primärer Muscovit, bisweilen nicht mit der Schieferung gestreckt, gehört anderseits nicht zu den seltenen Erscheinungen.

An diese Hornfelsgruppe schließen sich aufs engste die in nächster Granitnähe auftretenden Glimmerhornfelse und die ein schwächeres Stadium der Kontakteinwirkung anzeigenden metamorphen Schiefer Finckh's (45, 50) an. Sie finden sich längs des ganzen NO-Kontakts, vornehmlich bei Rogau, am Hohenbrückenberge bei Domanze, schollenförmig inmitten des Amphibolits bei Schönfeld, bei Hohenposeritz, am Raabenberge, an der Beatenhöhe, bei Finkenlinde, an den Järischauer Bergen, am Streitberg und am Ritterberg. Allein treten sie selten auf, hauptsächlich bei Rogau und an der Beatenhöhe. Die metamorphen Schiefer liegen zumeist in Wechsellagerung mit anderen Gesteinen, wie Graphitquarziten, Glimmerschiefern und Muscovitschiefern. Entsprechend ihrer beträchtlichen Verbreitung ist die mineralogische und strukturelle Zusammensetzung ungleichmäßig und größeren Schwankungen unterworfen. Ebenso fehlt es nicht an Übergängen in die oben beschriebenen Hornfelse und Granatglimmerschiefer.

Das typische Gestein ist bräunlich- bis schwärzlich-grau, mittelkristallin und je nach der Entfernung vom Kontakt bald schwächer (Glimmerhornfels), bald ausgeprägter (metamorpher Schiefer) geschiefert. Hauptsächlich setzt es sich aus Quarz, Feldspat, Muscovit und Biotit zusammen. Gelegentlich, was auf ein Nachlassen der Kontaktbeeinflussung schließen läßt, kann der Feldspat zurücktreten oder vollkommen verschwinden. Von Nebengemengteilen kennt man Granat und Zirkon häufiger, Epidot, Turmalin, Apatit und seltener Rutil. Die gesteinsbildenden Mineralien zeigen häufig eine lagenförmige Anordnung.

Bei Schönfeld streichen nahe am Kontakt sehr glimmerreiche, hochgradig metamorphe, fast gneisähnliche Gesteine aus. Diese Glimmerhornfelse führen Sillimanitnadeln und gelegentlich Granaten.

Am Raabenberge ist die Schieferung der Glimmerhornfelse und Hornfelse nur sehr wenig entwickelt und macht vielfach einer bankigen Absonderung Platz. An der Gesteinszusammensetzung sind beteiligt: Quarz, Feldspat, Muscovit, Biotit, Magnetit, Apatit und gelegentlich sehr reichlich Epidot. U. d. M. konnte ein aus Orthoklas und Quarz bestehender Streifen erkannt werden, an dessen Kontakt gegen die glimmerreichere Gesteinsmasse sich Apatite angereichert hatten. Vermutlich liegt hier eine unbedeutende aderartige Apophyse eines Ganggesteines vor. Die Epidotquarzite bilden einen Einschluß in den obenerwähnten Hornfelsen, von denen sie sich durch ihre reichliche Epidot- und gelegentliche Granatführung unterscheiden. Teilweise ist an ihnen die alte Schiefertextur gut zu erkennen. Die Epidote treten auch in Schnüren und Bändern quer zur Streckung des Gesteines auf, was auf jüngere Bildungen schließen läßt. Belangreich ist ein von Granaten regelrecht durchspicktes Gestein von ekklogitartigem Aussehen mit grünlicher Grundmasse. Diese besteht aus Quarz, Feldspat und Epidot. Das Ursprungsgestein, das makroskopisch an einen Kalksilikatfels erinnert, ist heute nicht mit Sicherheit zu bestimmen.

Abweichende Glimmerhornfelse stehen an den Ritter- und Fuchsbergen an, wo sie als Linse inmitten der Graphitquarzite ausstreichen und ferner den NW-Abschnitt des Berges bilden. Ob diese Vorkommen gegen die Graphitquarzite mit einer Verwerfung absetzen, oder ob sie einen allmählichen Gesteinswechsel darstellen, bleibt bei den schlechten Ausschlüssen ungeklärt. Ihr schwarzes geschiefertes Gestein besteht aus Quarz und Biotit und schließt in größerer Menge Magnetitkristalle ein. Muscovit fehlt vollkommen.

Alle aus der Kontaktzone bekannten Hornfelse und Glimmerhornfelse sind auf Grauwackenschiefer oder phyllitische Grauwacken zurückzuführen. Die wechselnde klastische Zusammensetzung der Ursprungsgesteine erklärt ihre Vielgestaltigkeit und das Vorkommen verschiedener Abarten.

Die eigentlichen Hornfelse, die auf hohe Temperatureinwirkung schließen lassen, finden sich in allernächster Kontaktnähe. Gewöhnlich, wie an der Beatenhöhe, machen sie weiter abseits von der Granitgrenze muskovitreichen Glimmerhornfelsen Platz. Da Kaliglimmer bei hohen Temperaturen unbeständig ist, andererseits der auf Anreicherung leichtflüchtiger Bestandteile im Granitmagma hinweisende Zweiglimmergranit einen ansehnlichen Teil des Massivs bildet, wird in vielen Gebieten während der Intrusion die Hitzeeinwirkung des Granitmagmas bereits nachgelassen haben und es wird somit auch unmittelbar am Granit nur zur Bildung muscovitführender Hornfelse gekommen sein.

2. Glimmerschiefer

Eng an die sogen. metamorphen Schiefer oder geschieferten Glimmerhornfelse schließen sich die weit selteneren Granatglimmerschiefer und gewöhnlichen Glimmerschiefer an. Sie gehören zu einem wichtigen Bestandteil des Hohenbrückenberges bei Domanze, wo sie in Glimmerhornfelse übergehen und Zwischenschichten von Graphitquarziten und Amphiboliten führen. Auch im O des Krähenberges und des Galgenberges bei Domanze (hier als Zwischenschichten innerhalb der Graphitquarzite), bei der Kirche von Hohenposeritz und auf der kleinen Anhöhe nördlich Saarau sind sie aufgeschlossen.

Die typischen Granatglimmerschiefer bestehen aus viel Muscovit, Biotit und Quarz, der übrigens im Vergleich zu den Glimmerhornfelsen wesentlich zurücktritt. Die an sie gebundenen Granaten bilden makroskopisch deutlich kenntliche Kristalle. Gelegentlich zeigt das schön geschieferte Gestein eine streifige Faltungstextur.

Das Muttergestein dieser Glimmerschiefer bilden Phyllite und phyllitische Schiefer. Im allgemeinen gehören die Glimmerschiefer den Gesteinen der mittleren Zone BECKE-GRUBENMANN's. Hier scheinen sie jedoch durch Kontakteinwirkung aus den Schiefern der oberen Zone hervorgegangen zu sein.

3. Graphitquarzite

Graphitquarzite, seltener Graphitschiefer zählen neben den Glimmerhornfelsen zu den gewöhnlichsten Schiefern des inneren und mittleren Granitkontaktes. Zumeist stehen sie in Wechsellagerung mit

den Gesteinen der Hornfels-Gruppe und den Glimmerschiefern, gelegentlich kommen sie in größeren zusammenhängenden Zügen vor. Man kennt sie vom Krähen- und Galgenberge bei Domanze, als unbedeutende Zwischenschichten am Hohenbrückenberge, im Kontakt mit den Amphiboliten bei Schönfeld, in einem ostwestlich streichenden Längsrücken nordwestlich hiervon, nördlich Saarau, als Zwischenschichten am Kontakt von Finkenlinde, südlich Järischau, in Wechsellagerung mit den Knotenglimmerschiefern an den Järischauer Bergen, als Zwischenschichten am Streitberge und bei Kohlhöhe, südlich Gräben und an den Ritter- und Fuchsbergen.

Alle Graphitquarzite zeigen deutliche Schieferung und besitzen ein schwarzes graphitisches Aussehen. Mineralogisch bestehen sie aus Quarz und Graphit, die entsprechend der Schieferung in Streifen alternieren. Bei stärkerem Vorwiegen des Graphits, wie bei Kohlhöhe und an einigen anderen Punkten, gehen sie in die eigentlichen Graphitschiefer über. An typischen Kontaktmineralien enthalten sie Andalusite und Chiastolithe, und zwar bei Domanze, Finkenlinde, den Järischauer Bergen und den Ritterbergen. Gelegentlich macht sich, wie bei den Järischauer Bergen, eine Knotenbildung bemerkbar, die von Muscoviten und einer trüben weißlichen Masse herrührt, der ein Zersetzungsprodukt der Andalusite zugrunde liegt. Manche Chiastolithnadeln können, wie ein Beispiel von den Järischauer Bergen zeigt, infolge Überhandnehmens der kohligen Bestandteile vollkommen schwarz aussehen. Die Graphitquarzite nordwestlich Schönfeld enthalten mikroskopisch noch wahrnehmbaren Muscovit.

Stets gehören die Graphitquarzite zur inneren und mittleren Kontaktzone. Die einzige Ausnahme von Kohlhöhe, wo eine Linse innerhalb der Garbenschiefer auftaucht, hängt mutmaßlich mit einer granitischen Gangapophyse zusammen. Vielleicht liegt auch eine Verwerfung vor.

Als Ausgangsmaterial der Graphitquarzite dienten Kieselschiefer, teilweise bereits etwas phyllitische, wie sie unverändert zwischen Lobris und Merzdorf anstehen. Die mehr graphitschieferartigen Gesteine stellen bituminösere Abarten dar. Stärkeres Vorwiegen der tonigen Bestandteile führte zur Bildung graphitischer Knotenglimmerschiefer, wie am Bahneinschnitt südlich des Streitberges.

4. Kalisilikateinschlüsse

Gleich südlich des Dorfes Järischau ist an der Übergangszone der Glimmerhornfelsgruppe in die Garbenschiefer eine Marmorlinse bekannt, auf die bereits Roth (9) aufmerksam gemacht hat. Der Marmor ist heute vollkommen abgebaut und nicht mehr zu sehen. Im verfallenen Steinbruch geht ein feinkörniger grüner Kontakthornfels zutage, dem Bänke von weißlichgrauem Kalkquarzschiefer und Kalksilikathornfels eingeschaltet sind, anscheinend die Randzone der Marmorlinse. Der reine Kalksilikathornfels besteht aus Diopsid ($CaMgSi_2O_6$), Quarz und Feldspat, was für ein dolomitisches Ausgangsgestein spricht. Die von Gürich (47) wiedergegebene Analyse:

SiO_2	58,79 %	Na_2O	2,40 %
TiO_2	—	H_2O	0,54 »
Al_2O_3	11,42 »	CO_2	3,33 »
Fe_2O_3	0,87 »	SO_3	0,27 »
FeO	2,55 »	P_2O_5	0,20 »
CaO	14,79 »		100,14 %
MgO	1,90 »		
K_2O	3,08 »	Spez. Gewicht	2,873.

zeigt im Gegensatz hierzu einen auffallend geringen Magnesium- und hohen Kalkgehalt, so daß anzunehmen ist, daß das Ursprungsgestein aus einer Wechsellagerung von kalkigem und dolomitischem Material bestand. Die Mineralzusammensetzung des analysierten Gesteins hat GÜRICH leider nicht angegeben. Der Analyse nach wäre hier Wollastonit zu erwarten.

II. Kristalline Schiefer eruptiven Ursprungs

1. Amphibolite

Einen wichtigen Anteil unter den kristallinen Gesteinen des inneren und mittleren Kontaktgürtels nehmen die Amphibolite ein, die als konkordante Einlagerungen innerhalb der Schiefer auftreten. Als ehemalige Eruptiva mögen sie — und dafür liegen Anzeichen vor — häufig die Sedimentformation diskordant durchbrochen haben. Später einsetzende gebirgsbildende Vorgänge und namentlich der Streß bewirkten ihre mit den Nachbargesteinen einheitliche Schieferung, wodurch sie sich konkordant in das übrige Gebirge einfügten. Daß sie ehemals gangartige Apophysen ausgesandt haben, ergibt sich aus nur nach Metern messenden, heute teilweise zusammenhangslosen Linsen innerhalb der Granatglimmerschiefer des Hohenbrückenberges bei Domanze.

Das Verbreitungsgebiet der Amphibolite beschränkt sich ausschließlich auf den südöstlichen Teil des Kontaktgürtels. Nördlich des Raabenberges verschwinden sie plötzlich, wie von einer tektonischen Linie abgeschnitten. Bei Kuhnau liegen sie bereits außerhalb des Granitkontaktes, hingegen sind sie dort von Gabbro durchbrochen. Die Vorkommen beim Schützenhause Zobten, am Bahnhofsberg bei Zobten und an der Anhöhe dieser Stadt gehören zur Kontaktzone des Serpentins, vielleicht auch des Gabbros. Vom Gabbro- und Granitkontakt beeinflußt ist das zwischen beide Gesteine eingezwängte ausgedehntere Vorkommen des Engelberges, Mittelberges, Stollberges und Bartehübels, alles ansehnliche Höhen der Zobtengruppe. Weiter nach NW finden sich die Amphibolitstöcke als Linsen innerhalb der kontaktmetamorph veränderten Schiefer oder im direkten Kontakt mit dem Granit. Man kennt sie aus den Glimmerhornfelsen der Steinberge bei Rogau, am Granitkontakt zwischen Ströbel und Galgenberg, am Schloßberg von Domanze und an verschiedenen, in der Nähe der Weistritztalgehänge aus dem Diluvium emportauchenden Gesteinskuppen. Ihr Kontakt gegen die Graphitquarzite und Glimmerhornfelse kommt am besten bei Domanze und Schönfeld zur Geltung. Am Hohenbrückenberge treten sie in unbedeutenden Linsen innerhalb der dortigen kri-

stallinen Schiefer auf. Wichtige Amphibolitstöcke schließt das Hohenposeritz-Freudenthaler Schiefermassiv ein, von denen die ansehnlichste Kuppe hart am Granitkontakt zwischen Hohenposeritz und Konradswaldau zutage streicht, während zwei weitere größere Vorkommen bei Freudenthal inmitten der Schiefergruppe emportauchen. Amphibolitstöcke enthält auch der Raabenberg.

Die Amphibolite des Zobtengebietes sind von Finckh (49, 50) eingehend untersucht und beschrieben worden, der als erster ihren umstrittenen Ursprung einwandfrei geklärt hat.

Die Struktur aller Amphibolite ist mittelkörnig bis feinkörnig dicht. Am Bartehübel fand Finckh ein porphyrisches Gestein, dessen Einsprenglinge von tafelig entwickelten Plagioklasen herrührten, die in einer feinkörnigen Grundmasse schwammen. An einem Schliff einer mittelkörnigen Abart hat Finckh die für die Diabase charakteristische ophitische Struktur festgestellt.

Zumeist zeigt das dunkelgrüne, zuweilen graugrüne Gestein schwache Anzeichen von Schieferung, die in der nächsten Nähe des Kontaktes am geringsten erscheint, nach außen zusehends zunimmt und schließlich in einen Amphibolitschiefer hinüberleitet. Diese Etappe tritt am schönsten zwischen Konradswaldau, Freudenthal und Tarnau in Erscheinung. Flaserige, durch weiße Feldspatflecken an Gabbro erinnernde Textur ist an den Amphiboliten nur zwischen Galgenberg und Ströbel und bei Freudenthal beobachtet worden.

Hervorzuheben ist eine an manchen Gesteinen entwickelte streifen- und lagenförmige Anordnung der Plagioklase und Amphibole, namentlich am Granitkontakt bei Konradswaldau, bei Reusewinkel und im Zobtengebiet. Sie ist von Druckerscheinungen abzuleiten, die während der Kontaktmetamorphose auftraten.

Mineralogisch bestehen die Amphibolite (Amphibolitfacies von Eskola) aus Plagioklasen und Amphibolen und enthalten in wechselnder Menge Titaneisen bezw. Titanit und bisweilen Epidot. Finckh (49, 50) bezeichnet sie als Plagioklasamphibolite. Als Nebenmineralien erwähnt Traube (12) aus dem Zobtengebiet Arsenkies und Magneteisen und Roth (9) vom Lämmelberge Granat. Das letztgenannte Mineral findet sich in größeren Mengen auch bei Freudenthal. Bei Schönfeld, Konradswaldau und zwischen dem Galgenberg und Ströbel führt das Gestein bis zu mehreren Zentimetern mächtige Plagioklasadern und hellgrüne und rötliche Schmitzen und Trümer eines sich aus Epidot und Granat zusammensetzenden Kalksilikatfelses. Hier liegen bereits Anzeichen des nahen Granitkontaktes vor, für den beim Konradswaldauer Gestein makroskopisch wahrzunehmende Biotitblättchen sprechen. Die Anordnung dieser Biotite ist häufig lagenförmig. Finckh (50) beobachtete desgleichen im Zobtengebiet, daß der Biotit den Amphiboliten im allgemeinen fehlt, daß er sich jedoch bei der Annäherung an den Granit einstellt.

Gangtrümer von Quarz und Epidot kennt man am Engelberge, Mittelberge und Bartehübel und reine Quarzgängchen zwischen Domanze und Hohenposeritz.

Die chemische Zusammensetzung der Amphibolite wird durch folgende Analysen gekennzeichnet:

	Engelberg bei Zobten (nach Finckh)	Schönfeld	Tarnau (Amphibolitschiefer)
SiO_2	47,02	45,60	48,62 %
TiO_2	2,10	2,35	2,77 »
Al_2O_3	13,68	16,10	15,76 »
Fe_2O_3	3,63	4,17	4,14 »
FeO	10,01	8,30	8,46 »
CaO	12,56	12,75	8,63 »
MgO	6,95	6,82	4,42 »
K_2O	0,31	0,48	0,58 »
Na_2O	2,25	2,57	4,06 »
H_2O	1,35	0,99	1,92 »
SO_3	—	—	—
S	0,03	—	— »
P_2O_5	0,29	0,34	0,40 »
	100,18	100,47	100,07 %
Spez. Gewicht	3,065	3,032	2,971

Analytiker: Eyme.

Demnach ergibt sich eine auffallende Gleichheit in der Zusammensetzung der Amphibolite, die auch für die verwandten Amphibolitschiefer und Grünschiefer zutrifft. Man geht kaum fehl, wenn man in ihnen das gleiche Gestein sieht, das in den Amphiboliten nur in kontaktmetamorph veränderter Form vorliegt.

Der stark metamorphe Zustand der Amphibolite mag der Grund gewesen sein dafür, daß man bis in die letzte Zeit (Lepsius, 43) über ihren Ursprung im Unklaren war. Finckh (49, 50) hat an Hand der mikroskopischen und chemischen Analyse die Diabasnatur dieser Gesteine erkannt und betont. Ob lediglich reine Diabase oder nicht auch gleichzeitig Diabastuffe vorliegen, kann zweifelhaft sein.

Die Eruption der Diabase ist der Hauptgebirgsbildung vorausgegangen oder hat bei ihrem Beginn stattgehabt und fällt dem Alter nach anscheinend in das frühe Unterdevon. Späterer Streß verwandelte die Gesteine in Grünschiefer, die erst bei der jüngeren Granitintrusion zu Amphiboliten metamorphosiert wurden.

2. Muscovitschiefer

Gleich den Amphiboliten gehören die im mittleren Kontakthof auftretenden Muscovitschiefer und die ihnen entsprechenden, nur eine größere Kontaktnähe andeutenden, weißlichen, sericitisch glänzenden Quarzfeldspatschiefer zu der Gruppe der Eruptivgesteine. Aus dem Kontaktgebiet kennt man diese vornehmlich von den Höhen von Hohenposeritz und jene vom Raabenberge, wo sie in größerer Ausdehnung ausstreichen, selten jedoch gute Aufschlüsse aufweisen. Zumeist ist ihre Oberfläche stark verwittert und eingeebnet. Mitunter bilden sie unbedeutende Zwischenschichten, sie können jedoch auch ansehnliche Ausdehnung gewinnen. Auch bei der Buschmühle von Domanze, südlich des Bahnhofs Ingramsdorf gehen sie zutage. Von Granit injizierte Quarzfeldspatschiefer finden sich zwischen dem Galgenberge und Ströbel.

Der typische Muscovitschiefer ist ein helles, weißliches, bisweilen etwas bräunliches Gestein. In seiner Mineralzusammensetzung besteht er aus Muscovit und Quarz. Die bräunlichen Bestandteile rühren wahrscheinlich von zersetzten Biotiten her. Quarzausscheidungen in den Kluftsystemen gehören zu keiner Seltenheit.

Starke Verquarzungen liegen bei der Buschmühle von Domanze vor, wo der Schiefer unter Beibehaltung seiner Textur in eine etwas sericitisch glänzende verquarzte Masse umgewandelt ist.

An dem Chausseeaufschluß bei der Kirche Hohenposeritz geht der normale Muscovitschiefer in Sericitschiefer über. Anders ausgebildete Schiefer stehen beiderseitig des Freudenthaler Amphibolites an. Die dortigen Gesteine sind weißlich trübe, bisweilen etwas sericitisch glänzend und bestehen vorwiegend aus Quarz, Feldspat und Muscovit. Verwandt mit diesen Gesteinen ist der vom Granit injizierte Schiefer zwischen Galgenberg und Ströbel. Bei diesem ausschließlich aus Feldspat und Quarz zusammengesetzten Gestein liegt eine noch hochgradigere Metamorphose vor.

Die chemische Zusammensetzung beider Schieferabarten ergibt sich aus folgenden zwei Analysen:

	Muscovitschiefer vom Weistritzabhang des Raabenberges	Weißlicher muskovitführender Quarzfeldspatschiefer von Freudenthal
SiO_2	69,73 %	77,84 %
TiO_2	0,68 »	0,25 »
Al_2O_3	15,70 »	11,35 »
Fe_2O_3	2,43 »	0,72 »
FeO	0,73 »	0,65 »
CaO	0,30 »	0,15 »
MgO	0,72 »	0,22 »
K_2O	6,23 »	7,95 »
Na_2O	1,33 »	0,21 »
H_2O	2,32 »	0,90 »
P_2O_5	0,20 »	0,13 »
	100,37 %	100,37 %

Analytiker: Eyme.

Beide Gesteine zeigen eine ähnliche, den Graniten verwandte Zusammensetzung und zeichnen sich durch hohen Kaligehalt aus, wie er vorwiegend bei Eruptivgesteinen in Erscheinung tritt. Es ist sehr schwer, heute das Ursprungsgestein zu ergründen. Man könnte an Aplite, Kalikeratophyre, eventl. auch an jüngere Ergußgesteine der Porphyrreihe denken. Für die erste Anschauung hat nach freundlicher mündlicher Mitteilung Dr. E. Meister aus dem Gnadenfreier Gebiet wichtige Anhaltspunkte. Das verbreitete und lokal recht ausgedehnte Vorkommen spricht eher für Ergußgesteine, die in die Sedimentgesteine eingedrungen und mit diesen nachträglich geschiefert worden sind. Bei dem Streß kann die Porphyrstruktur vollkommen verloren gegangen sein, worauf Grubenmann an anderen Beispielen (a. a. O., S. 63) aufmerksam gemacht hat. Die Granitintrusion verwandelte die Sericitschiefer in nächster Kontaktnähe in Quarzfeldspatschiefer, weiter ab-

seits in Muscovitschiefer. In welchem Altersverhältnis die Eruptionen zu den Diabasen stehen, bleibt ungewiß. Am heutigen Kontakt liegen keinerlei Erkennungszeichen vor, die, wenn sie existiert haben, auch durch den Streß verwischt worden wären.

III. Die Scholle von Gohlitsch

Die vollkommen vom Granit eingeschlossene Scholle von Gohlitsch steht mit den übrigen Kontaktgesteinen in keinem unmittelbaren Zusammenhang. Man erachtet sie als ein vom Schieferdach losgelöstes und in das Granitmagma eingesunkenes Bruchstück. Dieses eigenartige Vorkommen, das bereits von GÜRICH (25, 26, 47) und FINCKH (37) erwähnt worden ist, hat neuerdings eine eingehende Bearbeitung durch CLOOS (52) erfahren.

Was die Tektonik anlangt, so ist nach CLOOS die Uebereinstimmung der westöstlichen Streichrichtung des steilgestellten Gesteins mit der Streckung des umschließenden Granits hervorzuheben, was CLOOS durch von außen kommenden Gebirgsdruck deutet. Die Scholle bricht nicht plötzlich gegen das Nebengestein ab, sondern wird durch zwischen die Schieferungsfugen eingedrungene granitische und pegmatitische Intrusionen in ein regelrechtes Blattsystem zerlegt. Die Pegmatit- und Granitgänge folgen hauptsächlich der Schieferung, schneiden jedoch diese auch gelegentlich schräg ab. Vom Hauptgestein losgelöste Schieferplatten sind eine häufige Erscheinung. Der Schiefer zeigt bisweilen Fältelungen und manchmal quer oder schräg zum Streichen verlaufende gefältelte Granitadern. Er hat demnach Torsionstextur und ptygmatische Fältelung aufzuweisen. Am Granit der nächsten Umgebung fällt die Häufigkeit der basischen Schlieren und der pegmatitischen Gesteinsabarten auf. Weitere Einzelheiten seien hier fortgelassen. Alles nähere ergibt sich aus der Arbeit von CLOOS.

Petrographisch gehört der vorwiegend aus Biotiten, Feldspäten und Quarzen gebildete Schiefer bereits zu den gneisähnlichen Gesteinen, obgleich er geologisch am ehesten mit den Glimmerhornfelsen der Kontaktzone verglichen werden kann. Zu berücksichtigen ist, daß hier höhere Temperaturen als am einfachen Kontakt vorlagen, die im Zusammenhang mit der granitischen Durchdringung bereits an die Verhältnisse der Injektionsgesteine erinnern. Von Nebengemengteilen sind im Schiefer noch viele kleine Granaten und bisweilen Muscovit zu nennen. Granaten finden sich auch in dem anschließenden Granit und in den injizierten Pegmatitgängen.

Im nördlichen Abschnitt der Gohlitscher Kuppe liegt eine zweite Scholle. Das hier zu den Glimmerhornfelsen zu rechnende, anscheinend weniger tief in das Granitmagma eingesunkene Gestein besteht aus einer Quarzgrundmasse mit viel Biotiten, etwas Feldspäten und strahlenförmig angeordneten Sillimanitnadeln, zu denen noch vereinzelt Muscovitblättchen, geringe Mengen von Titaneisen und kleine Granaten treten. Dieser Hornfels schließt ein seiner Herkunft nach porphyrisches Gestein ein, das in der Hauptsache aus leistenförmiges Plagioklasen, Amphibolen und Titaneisen bezw. Titanit gebildet wird und Plagio-

klasseinsprenglinge führt. Die im Gestein beobachteten, fetzenförmig zerfressenen Biotite sind der Korrosion durch Dämpfe am Kontakt zuzuschreiben.

B. Gesteine des äußeren Kontakthofes

1. Garbenschiefer

Zwischen die Knotenglimmerschiefer und Phyllite schaltet sich eine Zone von Garbenschiefern oder Knotenphylliten ein. Bisher kennt man diese Gesteine von Järischau, vom Streitberge und von Kohlhöhe, wo sie nach dem Granit hin in die entsprechenden Kontaktgesteine, nach auswärts in die vom Kontakt unbeeinflußten Phyllite übergehen. Hierbei verlieren sich allmählich die Knoten. Anfangs, wie nördlich des Gutsparkes Kohlhöhe, werden sie noch durch Streifen ersetzt, bis auch diese verschwinden und das unveränderte Gestein vorliegt. In den mehr dem Kontakt genäherten Knotenphylliten vom Järischauer Kirchhofsberg und Mühlberge bei Kohlhöhe ist diese Knotenbildung auf Cordierite und Andalusitbildung zurückzuführen. Hautförmig ausgezogene, z. T. chloritisierte Biotite und in der Schieferungsfläche verlaufende Quarzlagen sind an quarzreichen Gesteinen kenntlich. Die bereits zum äußersten ausklingenden Kontakt gehörigen Garbenschiefer gleichen vollkommen ihren Muttergesteinen, den Phylliten, mit dem einzigen Unterschiede, daß sich die Knoten und Flecken als Anreicherungen ihres sonst gleichmäßig verteilten Pigments erweisen. Außer der eigentlichen Phyllite sind nördlich des Streitberges noch Sericitphyllite als Garbenschiefer entwickelt.

2. Sericitquarzite und Phyllitquarzite

Neben den Garbenschiefern führt der äußere Kontakthof am Nordfuße des Streitberges und zwischen diesem und Kohlhöhe Sericitquarzite und südlich Barzdorf, an der Grenze der Meßtischblätter Kuhnern und Striegau, Phyllitquarzit.

Die Sericitquarzite bestehen vorwiegend aus Quarz und aus mit diesem alternierenden bräunlichen sericitischen Häuten. Zwischen Kohlhöhe und dem Streitberge gehen sie in die Glimmerhornfelse der inneren Zone über. Sie zeichnen sich dort durch Granat- und Feldspatführung aus.

Die dunklen Phyllitquarzite und Quarzphyllite südlich Barzdorf zeigen ebenfalls Anzeichen von Kontakteinwirkung, so Knotenbildung und Neubildung von Epidot und Biotit. Mitunter sind in ihnen die einzelnen Mineralien lagen- und fleckenförmig angeordnet.

3. Geschieferte Amphibolite

Geschieferte Amphibolite gehören zu den Eruptivgesteinen des äußeren Kontaktgürtels. Man kennt sie aus der Gegend von Tarnau und Marxdorf; auch die Amphibolite von Freudenthal, zum mindesten ein Teil derselben gehören zu ihnen. Die chemische Zusammensetzung und die Mineralbestandteile gleichen den normalen Amphiboliten, von denen sie sich nur texturell unterscheiden.

C. Ganggesteine

I. Eruptive Ganggesteine

Im Zusammenhang mit der Granitintrusion sind einzelne Apophysen des Magmas als Gänge in die Kontaktgesteine des Innengürtels eingedrungen. Im allgemeinen treten die Gangbildungen jedoch stark, man möchte beinahe sagen auffallend zurück. Es ist aber in Erwägung zu ziehen, daß die Gesteine des gesamten Kontakthofes äußerst schlechte Aufschlüsse aufweisen und in den meisten Fällen nur an Lesestücken zu erkennen sind. Demzufolge mögen verschiedene Vorkommen übersehen sein.

Am Nordostkontakt beschreibt ROTH (9) einen nur wenige Fuß mächtigen Granitgang mit Schriftgranittextur vom Steinbruch Belvedere am Raabenberge. Ein zweiter, zuckerkörnig aplitischer, nur 14 cm mächtiger Gang steht am Weistritztalabhang unweit des Gutes Raaben an.

Am Südwestkontakt schließen die Graphitquarzite der Fuchs- und Ritterberge zwei turmalinführende geschieferte Pegmatitgänge ein. Das Gestein besteht aus Quarz, Muscovit, viel Plagioklas und schwarzen Turmalinnadeln, denen sich nach GÜRICH (47) zuweilen noch Granaten zugesellen.

Die chemische Zusammensetzung wird nach GÜRICH durch folgende zwei Analysen wiedergegeben:

SiO_2	78,52 %	74,17 %
TiO_2	—	—
B_2O_3	Spur	Spur
Al_2O_3	12,72 »	14,81 »
Fe_2O_3	0,45 »	1,09 »
FeO	0,30 »	0,30 »
CaO	0,51 »	0,46 »
MgO	0,16 »	0,23 »
K_2O	1,27 »	3,52 »
Na_2O	5,10 »	4,42 »
H_2O	0,33 »	0,39 »
SO_3	0,17 »	0,30 »
P_2O_5	0,17 »	0,21 »
	99,70 %	99,90 %
Spez. Gew.	2,635	2,675

Berechnete Mineralzusammensetzung:

Orthoklas	7,52 %	20,86 %
Oligoklas	45,81 »	39,79 »
Ab : An	17 : 1	16 : 1
Quarz	40 »	30 »

Rest von Turmalin, Muscovit, Granat, Apatit, Kaolin:

6 %	9 %

Auch dieser Pegmatit bildet eine Apophyse des granitischen Hauptherdes. Die Turmaline deuten auf pneumatolytische Einwirkungen hin. Beim Empordringen des Gangmagmas muß noch beträchtlicher Druck geherrscht haben, sonst wäre die Schieferung des Gesteins nicht zu erklären.

2. Quarzgänge

Den Abschluß der Granitintrusion kennzeichnen die im Massiv und im anschließenden Schiefergürtel verbreiteten Quarzgänge. Sie sind, wenigstens soweit es sich um größere Vorkommen handelt, ausnahmslos an die nordwestlich streichenden Q-Klüfte gebunden. Dieselbe Richtung behalten sie, abgesehen von unwesentlichen Ausnahmen, im Schiefermantel bei, nur fügen sie sich dort in die leichter neu aufreißenden L-Klüfte ein. Die Richtung der Längsklüfte bei den kristallinen Schiefern stimmt ungefähr mit der der Q-Klüfte des Granits überein, so daß hier die Gänge unter Beibehaltung ihrer Streichrichtung in tektonisch andere Kluftsysteme übertreten.

Am häufigsten finden sich die Quarzgänge in der nächsten Kontaktnähe, mitunter wie bei Järischau direkt am Kontakt. Neben den eigentlichen Gangbildungen findet man gelegentlich vollkommene Verquarzung des bereits kontaktmetamorph veränderten Gesteins. Derartige verquarzte Zonen liegen stets im inneren Kontakthof. Größere, hervortretende Gänge gibt es in der Kontaktzone nur wenig. Der ansehnlichste bildet den Bergrücken bei der Kirche in Hohenposeritz. Ein zweiter ist aus der Stadt Jauer bekannt. Die Gesteinsbeschaffenheit stimmt mit den Gängen des Granitgebietes überein nur mit dem Unterschiede, daß der Quarz weniger kompakt ist als dort, z. T. schaumige Ausbildung zeigt und vielfach von sekundären Eisen- und Manganausscheidungen an den Kristallbegrenzungsflächen und in den Hohlräumen überzogen ist.

Abgesehen von vielen unbedeutenden Gängen des Kontakthofes sind Quarzlösungen aus der Tiefe in die unveränderten Schiefer eingedrungen und in deren Klüften zur Ausscheidung gelangt. Mit der Entfernung vom Ursprungsort nimmt die Zahl dieser Gängchen zusehends ab. Sie brauchen nicht immer, wie die Vorkommen des Pitschenberges zeigen, an eine bestimmte Kluftrichtung gebunden zu sein, im allgemeinen bevorzugen sie jedoch die Längsklüfte.

Nordöstlich Merzdorf, weitab vom Striegauer Granit, zwischen diesem und dem Granitgneis von Groß-Wandriß setzt inmitten der Phyllitformation ein mehrere Meter mächtiger, in der Streichrichtung an Lesestücken einige Hundert Meter zu verfolgender Quarzgang auf. An seinen Kontaktflächen ist der sericitisch-phyllitische Schiefer z. T. verquarzt und kaolinisiert.

Dieselbe nordwestliche Streichrichtung zeigt der im Glimmerschieferkontakt des Groß-Wandrisser Granitgneises liegende Quarzgang von Tentschel. Es bleibt ungewiß, ob dieser Gang, wie auch der Gang von Klein-Jänowitz, seine Quarzzufuhr vom weiter abgelegenen Striegauer Granit erhalten hat, oder ob diese auf das ältere Massiv von Groß-Wandriß zurückzuführen ist. Die übereinstimmende Streichrichtung aller Gänge spricht für eine einheitliche Entstehung! Andererseits springt die erneute und verstärkte Gangausbildung in nächster Nähe des Groß-Wandrisser Granitgneises in die Augen. Immerhin

scheint ein Zusammenhang mit der Gangbildung des Zobten-Striegauer Granits wahrscheinlicher, dem ein besonderer Reichtum von Quarzgängen eigen ist.

Der Granitgneis von Groß-Wandriß

Der früher schlechthin als Gneis beschriebene, einen stark geflaserten Granit darstellende Orthogneis von Groß-Wandriß hat seit ROTH (9) nur wenig Beachtung gefunden. Erst GÜRICH (47) erkannte seine Granitnatur und verglich ihn mit den Gesteinen von Striegau. Granittektonische Studien veranlaßten CLOOS (52) zu der Ansicht, daß im Granitgneis von Groß-Wandriß ein selbständiges, dem Grauwacken-Phyllitgebirge konkordant eingefügtes Granitmassiv vorliegt, und daß dieses ungefähr den älteren Riesengebirgsgraniten gleichzustellen ist. Das Gestein soll einen Vorläufer des Striegauer Granites bilden, mit dem es die Quelle der Materialzufuhr gemeinsam hat.

Der zwischen Groß-Wandriß, Nikolstadt und Würschwitz gelegene Granitgneis taucht aus der tertiären Decke in einem gegen 2—3 km breiten und etwa 6 km langen, fast einheitlich zusammenhängenden, morphologisch wenig scharf ausgeprägtem Zuge empor. Nur im SO finden sich einzelne, von der Hauptgruppe durch jüngere Ablagerungen getrennte Kuppen. Der Verlauf des Gesteinskomplexes ist nordnordwestlich. Er entspricht ungefähr dem im Anstehenden gemessenen Streichen. Gute Aufschlüsse bieten ein paar hart nördlich des Dorfes Groß-Wandriß gelegene Steinbrüche. Sonst tritt das Gestein zumeist verwittert an Bergkuppen und Wegeeinschnitten zutage.

Mineralogisch besteht dieser Granitgneis aus großen, schön ausgebildeten Feldspäten, bläulichen Quarzen, Biotiten und vereinzelten Muscoviten. Seine Farbe ist bläulich weißlich, gelegentlich finden sich rötliche Abarten. Die Struktur ist grobkörnig bis porphyrartig.

Ganz ausgezeichnet wird das Gestein durch seine Streckung gekennzeichnet, die derjenigen eines kristallinen Schiefers entspricht und dasselbe in die Reihe der Orthogneise stellt. Alle Mineralien sind in der Streckungsrichtung ausgezogen, auch die großen Feldspäte, so daß das infolge der starken Pressung schön geflaserte Gestein einem Augengneis gleicht.

Wie das mikroskopische Bild zeigt, ist der Granitgneis von den Erscheinungen der Kataklase und Kristalloblastese betroffen worden, von dieser vornehmlich die Quarze, bei denen eine vollkommene Umkristallisation vor sich gegangen ist. Nur gelegentlich lassen sie undulöse Auslöschung erkennen, die bei vereinzelten Kristallen als kataklastische Relikterscheinung erhalten geblieben ist. Zumeist hat die Umkristallisation bei ihnen zu einer granoblastischen Struktur geführt. Die widerstandsfähigeren Feldspäte sind häufig kataklastisch zerbrochen. An den Bruchrissen macht sich bereits eine beginnende Entmischung und Albitneubildung bemerkbar. Verbiegungserscheinungen sind vielen Glimmern und manchen Plagioklaslamellen eigen. Auch Sericitneubildung macht sich vielfach bemerkbar.

Zuweilen ist der Granitgneis durch ausgesprochene Schieferung gekennzeichnet, namentlich südöstlich des Gutes Groß-Wandriß, an einem am äußersten Rande des Massivs gelegenen Hügel. Auffallender Weise können stärker geschieferte, mehr verwitterte Schichten von frischen, bankig ausgebildeten, jedoch ebenfalls geflaserten Granitgneisen überlagert werden. So am Hauptsteinbruch nördlich des Dorfes, wo dieser Wechsel wiederholt auffällt. Beim schärfer geschieferten Gestein sind die einzelnen Minerale weniger deutlich abgegrenzt und beträchtlich gepreßt.

Am Hauptbruch 500 m nördlich der Haltestelle verläuft die Streckung 285—315° NW und fällt nach SO ein. Die Q-Klüfte streichen 195—220° SW und fallen 65—75° NW ein. Vielfach sind sie auch steilgestellt. Die Streichrichtung der S-Klüfte schwankt bei Steilstellung von 303—330° NW. Gelegentliche unbedeutende Abweichungen beider Hauptklüfte spielen eine untergeordnete Rolle. Ungefähr dasselbe Streichen wurde im alten Bruch bei der Haltestelle gemessen. Die Q-Klüfte führen schönen Pyrit, Brauneisenausscheidungen, Strigowit, Quarz und Feldspat. Ihnen folgen auch die vielen, nur nach Zentimetern messenden, wenig mächtigen Quarzgänge. Ein südlich Groß-Wandriß an Lesestücken wahrzunehmender mächtigerer Gang zeigt das gleiche Streichen. (Auf der geologischen Karte 1:25000 kommt die Streichrichtung nicht zum Ausdruck.) Für einen unbedeutenderen Gang westlich Groß-Wandriß gibt Tietze (Bl. Wahlstatt) ungefähr NS-Richtung an.

Im erwähnten Hauptbruch wurde an einem steilgestellten 10 cm mächtigen Aplitgang 320° NW-Streichen gemessen. Cloos erwähnt aus dem gleichen Gestein aplitische Schlieren. Deutliche schiefrige Textur kennzeichnete ein vom Verf. beobachteter, von Pyritkristallen durchsetzter Pegmatitgang.

Basische Schlieren finden sich vereinzelt, treten jedoch im allgemeinen zurück. Sehr belangreich ist ein von Cloos (52) aus demselben Bruch beschriebener, allseitig von geflasertem Granit umgebener Schiefereinschluß mit ausgesprochener Schiefertextur. Dieser mehrere Kubikmeter umfassende Block führte nach Cloos reichlich silbergrauen Glimmer und war »streckenweise diskordant von grobkörnigem Granit abgeschnitten«. Die helle aplitische Randzone des Granites rings um den Einschluß war z. T. entwickelt. Teile der Scholle zeigten Granitimprägnationen. Fremde Schiefereinschlüsse im »Gneis« von Groß-Wandriß erwähnt auch Tietze in seinen Erläuterungen zu Blatt Wahlstatt.

Die chemische Zusammensetzung des Groß-Wandrisser Gesteins kennzeichnet eine von Gürich (47) wiedergegebene Analyse, nach der der Granitgneis eine große Ähnlichkeit mit dem Durchschnittswert des Striegauer Granits aufweist.

	Durchschnittswert des Striegauer Granits (n. Milch u. Riegner)	Granitgneis von Groß-Wandriß, Hauptbruch (nach Gürich)
SiO_2	72,45 %	76,22 %
TiO_2	—	—
Al_2O_3	13,19 »	12,26 »
Fe_2O_3	1,43 »	0,41 »
FeO	1,20 »	1,11 »
CaO	1,72 »	0,57 »
MgO	0,77 »	0,38 »
K_2O	4,50 »	5,40 »
Na_2O	3,81 »	2,84 »
H_2O	0,63 »	0,60 »
SO_3	—	0,24 »
P_2O_5	0,25 »	0,11 »
	99,95 %	100,14 %

Spez. Gewicht 2,655.

Die Vermutung von Cloos, daß der Groß-Wandrisser Granitgneis und der Zobten-Striegauer Granit dem gleichen Magmaherde entstammen, hat viel wahrscheinliches für sich, wenn auch ein Unterschied im Alter der beiden Massive besteht. Es ist demnach möglich, daß in der Tiefe ein gewisser Zusammenhang beider Gesteine vorliegt. Allerdings scheint der zeitliche Unterschied zwischen Granit und Granitgneis sehr beträchtlich zu sein, denn wir wissen von den ganz analogen Verhältnissen im Riesen- und Isergebirge (Berg[1]), daß dort die Gneise präculmischen Alters sind, während der Granit höchstwahrscheinlich spätcarbonisches (vielleicht auch permisches?) Alter hat.

Die Ausscheidung des Granitgneises muß, abgesehen von seiner Konkordanz, unter wesentlich anderen physikalisch-chemischen Bedingungen als beim Striegauer Granit stattgefunden haben. Schon seine außergewöhnlich grobkörnige porphyrartige Struktur unterscheidet ihn beträchtlich von diesem. Ferner bildet er ein geflasertes gneisartiges Gestein, wogegen jenes teilweise richtungslos körnig oder nur wenig gestreckt ist. Striegauer und Wandrisser Intrusion liegen dem Alter nach ziemlich weit auseinander. Daß der Aufstieg des Groß-Wandrisser Granits unter Streß vor sich gegangen sein muß, und dieser auch nach der Erstarrung beträchtlich eingewirkt hat, ersieht man aus der mikroskopischen Gesteinsstruktur.

Die Konkordanz des Groß-Wandrisser Massivs mit den benachbarten Schiefern ergibt sich aus der gleichen Streckung, Klüftung und Streichrichtung beider Gesteine (siehe Abschnitt Tektonik). Das Empordringen seines granitischen Magmas fällt in die Zeit der Gebirgsbildung im vorsudetischen Schiefergebirge.

Der Glimmerschieferkontakt des Groß-Wandrisser Granitgneises

Von einer Kontaktzone des Groß-Wandrisser Granitgneises war bisher nichts bekannt und doch mußte eine solche vorhanden sein, wenn

[1]) Notiz in der Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1911, S. 191.

nicht das Gestein durch Verwerfungen von den Schiefern getrennt ist. Auffallenderweise steht im SO des Massivs, keine 300 m vom letzten Aufschluß entfernt, bereits phyllitischer, stark durch Streß gepreßter, aber keine Merkmale der Kontaktmetamorphose zeigender Tonschiefer an (Schieferberg bei Augustenhof). Der Schieferberg ist vom Granit zweifelsohne durch eine Verwerfung getrennt und gehört einem anderen, viel höheren Niveau an. Bei normaler Lagerung müßte er sonst in dieser geringen Entfernung vom Massive eine einer tieferen Stufe entsprechende Mineralzusammensetzung zeigen.

Nordwestlich des Schieferberges, anscheinend vom Granitgneis umschlossen, geht ein wahrscheinlich auf Diabase zurückzuführender Amphibolitstock zutage. Sein unmittelbarer Kontakt mit dem Granit ist nicht wahrzunehmen. Im W, N und SO ist der Amphibolit von Erhebungen des Massivs umsäumt, aus dem er schollenartig aufsteigt. Das nur in verwitterten Lesestücken wahrzunehmende Gestein besitzt mittelkristalline Beschaffenheit und besteht aus deutlichen dunklen Amphibolen und weißen Feldspäten. Seine schiefrige Textur ist auf Streß zurückzuführen, wenngleich die Schieferung nicht annähernd den Grad derjenigen der benachbarten Sedimentgesteine besitzt. Die nächsten, von Domanze und von Zobten bekannten Amphibolite zeigen eine wesentlich andere strukturelle Beschaffenheit, auch stehen sie in der Menge der Feldspäte zurück.

Die ganze S- und N-Flanke des Massivs wird von Schiefern umsäumt, die in nächster Nachbarschaft im Anstehenden nirgends aufgeschlossen sind. Die einzige Ausnahme bildet Tentschel, woselbst ein ansehnlicher, nordwestlich gerichteter Quarzgang verläuft. An den Flanken soll nach Tietze (Erläuterungen zu Bl. Wahlstatt) zu Ton verwitterter Schiefer anstehen. Über die Natur dieses Gesteins ist nichts bekannt. Vereinzelte Lesestücke sprechen für einen Graphitquarzit.

Schöne, einer größeren Tiefenstufe angehörende Gesteine stehen erst zwischen Mankelwitz und Tschierschkau an. Tietze hat diese Schiefer als Phyllite beschrieben. In Wirklichkeit handelt es sich um Graphitschiefer, Glimmerschiefer, Muscovitschiefer und Quarzite aus der Gruppe der phyllitischen Glimmerschiefer, also alles sichere und bedingte Gesteine einer anderen Reihe. Ihr nur an Lesestücken zu verfolgendes Vorkommen beschränkt sich auf drei, nach der Schichtenaufeinanderfolge zu urteilen, ungefähr ostwestlich streichende Hügel. In der weiteren Umgebung findet sich noch ein weiteres toniges Verwitterungsprodukt dieser Gesteine. Am verbreitetsten treten schwarze bis silbergraue schmierende Graphitschiefer auf. Der schuppige Graphit wechsellagert mit Quarzen und einer sericitisch-muscovitischen Grundmasse. Die Textur ist häufig stark gefältelt. Neben diesen Gesteinen finden sich noch Zweiglimmerschiefer und vor allem weißliche Muscovitschiefer, die z. T. sehr quarzreich ausgebildet sein können. Ein derartiger rötlicher und weißlicher glimmerschieferartiger Quarzit wurde häufig beobachtet, mit Übergängen in den Muscovitschiefer. Herkunft und Entwicklung dieser Gesteine dürften den benachbarten

phyllitischen Gesteinen entsprechen, mit dem Unterschiede, daß die Streßeinwirkung im Kontakthofe des Granitgneises vor sich ging.

Das Vorkommen von Mankelwitz zeigt die weiter nach W vorgeschobene Fortsetzung des Groß-Wandrisser Massivs an, das entweder von jüngeren Sedimenten bedeckt, bis in die nächste Nähe der Schiefer heranreicht, oder bei flacherem Einfallen sie in geringer Tiefe unterlagert. Bei der flachen Aufwölbung des Gneisgranits wäre das letzte nicht ausgeschlossen. Die Entfernung von dem Mankelwitzer Vorkommen bis zu dem nächsten Massivaufschluß beträgt 5 km.

Die Tektonik des Schiefergebietes

1. Streichrichtung

Tektonisch scheint das ganze Gebiet äußerlich einfach aufgebaut zu sein und doch liegen große Unregelmäßigkeiten in ihm verborgen, die aber auf den ersten Blick nicht ins Auge fallen. Genauere Untersuchungen zeigen, daß Streichrichtung und Streckung keineswegs übereinzustimmen brauchen. Während diese eine gewisse Beständigkeit aufzuweisen hat, ist jene, wenn sie auch in großen Zügen gleich bleibt, beträchtlichen, bis zu 90° betragenden Schwankungen unterworfen.

An der Grenze des Zobten-Striegauer Granitgebiets, wie bei Marxdorf und Rogau und zwischen dem Galgenberge und Ströbel, streichen die kristallinen kontaktmetamorphen Schiefer südwest-nordöstlich. Bereits bei Domanze hat sich die Streichrichtung um 90° gedreht, d. h. von NO nach NW. Diese nordwestliche Richtung läßt sich mit wenigen Ausnahmen längs dem ganzen NO-Kontakt des Granitmassivs verfolgen. Sie ist nicht nur an einzelnen Aufschlüssen durch genaue Messungen wahrzunehmen, sondern kommt auch häufig bei der Kartierung in der Umrandung der einzelnen, aus dem Tertiär und Diluvium emportauchenden Schieferinseln zum Vorschein, so namentlich bei Hohenposeritz, am Raabenberge, bei den Järischauer Bergen, zwischen Kohlhöhe und Barzdorf und am Streitberge. So mißt man in den Aufschlüssen des Hohenbrückenberges bei Domanze nordwestliche Streichrichtung bei 25° Einfallen NO, ebenso bei der Buschmühle unweit Domanze und am Raabenberge, wo die Schiefer allerdings steiler, 40° NO einfallen. An der Kalksilikatlinse bei Järischau streichen die Schichten 285° WNW und fallen mit 30° N ein. Am Nordfuße des Streitberges mißt man 315° NW und 20° Fallen NO. 38° Fallen nach N kennzeichnet die O—W streichenden Amphibolitschiefer hart östlich Tarnau.

Die nordwest-südöstliche Streichrichtung fehlt in nächster Nähe des Granitkontaktes nur bei Schönfeld. Hier streichen die Graphitquarzite und Glimmerhornfelse bei steilem, 70—85° nach N gerichtetem Einfallen ostwestlich, wodurch diese Hügel in ihrer Verlängerung in spitzem Winkel zu dem Hohenposeritzer Höhenzuge stehen.

Die gleiche ostwestliche Streichrichtung besitzen die Schiefer des südwestlichen Granitkontaktes. Wie an der NO-Flanke die Schiefer

vom Granit fort nach der nördlichen Ebene einfallen, so neigen sie sich hier südwärts. Das Streichen der Graphitquarzite an den Ritterbergen beträgt 280° W, das Fallen 30° S. Am Außenmantel bei Teichau fallen die Phyllite 35° S und streichen 285° W.

Wandert man vom Hauptkontakte nordwärts, so trifft man im Gebiet der Phyllit- und Grauwackenschiefer auf die gleiche nordwestliche, gelegentlich ost-westliche Streichrichtung mit südlichen bezw. südwestlichen, den Kontaktschiefern entgegengesetzten Fallwinkeln. Abweichendes, auf lokale Störungen zurückzuführendes NO-Streichen kennt man in der Hauptsache vom Pitschenberge, doch geht dieses an seinen NO-Ausläufern bei Bockau in westliches Streichen (Fallen 12° S) über und erlangt bei der aus dem Alluvium von Viehau emportauchenden Schieferinsel bereits die alte nordwestliche Richtung und das südwestliche Fallen. Der Vollständigkeit halber sei hier eine Reihe von Messungen vom Pitschenberge wiedergegeben.

Ort	Streichen	Fallen
Tarnau	280° W	38° N
Pitschenmühle	35° NO	18° SO
Pitschenhöhe	45° NO	18° SO
Klein-Merzdorf	45° NO	15° SO
Pitschenturm	25° NON	19° SOS
Ingramsdorfer Mühle	205° SW	15° SO
Nordwestlich Bockau am Wege	285° W	12° S

Überall kommt hier die südliche bezw. südöstliche Fallrichtung zum Vorschein, so daß nach Tarnau zu, wo die Schichten steil nach N fallen, eine Mulde liegen muß, die auch in der Landschaftsform zum Ausdruck kommt. Am Pitschenberge bilden die Grünschiefer örtliche Aufwölbungen von untergeordneter Bedeutung.

Gleich den Gesteinen der Kontaktzone gehen die Schiefer des Hauptfeldes nur inselförmig zutage, vorwiegend im Gelände der Weidelache und der Linie Barzdorf-Kuhnern-Weißenleipe.

Im Hauptgebiet von Kuhnern-Weidelache sind es namentlich zwei ausgedehntere Bergketten, die ins Auge fallen und durch ihren Verlauf die Streichrichtung kennzeichnen: erstens die Gruppe Kohlhöhe, Sanderwald, Beerberge, Buhnberg und Domsberg und zweitens der Weißenleipe-Jenkau-Tschinschwitz-Merzdorfer Höhenzug. Die erstgenannte Bergkuppe gehört bei Kohlhöhe noch zum Kontakt des Striegauer Granits und zeigt die dort übliche nordwestliche Streichrichtung. Bereits bei den Beerbergen hat sich diese erheblich nach W gedreht und verläuft zwischen 280 und 300° WNW bei 25—40° Fallen nach WSW. Im Steinbruch des Buhnberges mißt man schon westliches Streichen (255—275°) mit 25—35° S-Fallen. Eine ähnliche Streichrichtung haben die drei auf dem Domsberge liegenden Brüche aufzuweisen, die folgende Richtungen kennzeichnen:

	Streichen	Fallen
Domsberg, Blaubruch	240—255° WSW	30° SOS
» Turmbruch	270—290° W	30—40° S
» Hauptbruch	280—285° W	33° S

Der Verlauf der den Domsberg und den Buhnberg bildenden Kette ist annähernd westlich bis west-nordwestlich und tritt als Geländeerhebung deutlich hervor.

Vom Nordfuß des Domsberges strahlt in zwei Richtungen der Merzdorf-Tschinschwitz-Jenkau-Weißenleiper Höhenzug aus, dessen Knie etwas östlich Merzdorf liegt. Von hieraus erstreckt sich ein langer Bergrücken in ost-nordöstlicher Richtung nach Weißenleipe, während westlich von Merzdorf der Schieferberg und die Höhe nordwestlich hiervon nach NW ausgezogen sind, so daß die gesamte Hauptkette die Form einer flachen Gabel aufweist.

Im einzelnen wurden folgende Richtungen gemessen:

	Streichen	Fallen
Leiperberg, Ostende	220° SW	20° SO
Jenkau, Hauptbruch	215—235° SW	20° SO
» Bruch östlich hiervon	210° SW	10° SO
» 100 m weiter östlich	205° SW	12° SO
Tschinschwitz, Chausseebruch nach Gränowitz	280° W	6° S
Höhe östlich Merzdorf	285° W	12° S

Nördlich Tschinschwitz verlaufen der Spitzberg und der Galgenberg ost-westlich.

	Streichen	Fallen
Galgenberg, Kuppe	250—275° W	20° S
» am Wege	240—275° W	20° S

Auch die nördlich hiervon gelegenen, dem Groß-Wandrisser Granitgneis auf 300 m genäherten Schiefer des Augustenhofer Schieferberges streichen 240—270° W und fallen 15—20° S.

Bei Mertschütz, Skohl und Hertwigswaldau macht sich wiederum die nordwestliche Hauptrichtung bemerkbar. So wurden gemessen:

	Streichen	Fallen
Mertschütz, Burgberg	310—315° NW	15° SW
Höhe 190,9 m bei Hertwigswaldau	320° NW	22—25° SW

Auch hier kommt die Streichrichtung in der Längserstreckung der einzelnen Hügel zum Ausdruck.

Noch weiter im N bei Groß-Wandriß und Nikolstadt zeigen die dortigen Granitgneise vollkommene Konkordanz mit der Phyllitgrauwackengruppe. Auch bei diesen granitischen Gesteinen haben unbedeutende Bewegungen kleine tektonische Veränderungen geschaffen, die gegenüber der Streckung gewisse Abweichungen zeigen. Am Hauptbruch bei Groß-Wandriß beträgt die Streichrichtung 185—225° SWS bei 9—17° Fallen SOS und östlich des Gutshofes 240° WSW bei 14° Fallen OSO. Hier herrscht wiederum mehr ostwestliche Richtung vor, anscheinend ebenfalls bei den einzig bekannten Kontaktschiefern dieses Massivs, die leider in keinerlei freiliegenden Aufschlüssen zwischen Mankelwitz und Tschierschkau zutage gehen.

2. Klüftung

Geringe Aufmerksamkeit hat man bisher den Klüften der kristallinen Schiefer geschenkt, die wohl zumeist erwähnt, kaum jedoch zur Klärung der Tektonik verwendet wurden. Erst durch die neuen granittektonischen Methoden von Cloos ist ihre Bedeutung scharf gekennzeichnet, und es wird sich in der Zukunft zeigen, ob sie ähnlich wie bei den Graniten als gesetzmäßige Kennzeichen der Tektonik in Betracht kommen.

Wie bereits im Abschnitt über den Zobten-Striegauer Granit hervorgehoben wurde, unterscheidet Cloos im Granit zwei Hauptkluftgruppen, nämlich die Längsklüfte S, die der Faserung, Streckung und Schieferung folgen und senkrecht zum Drucke stehen, und die zu ihnen senkrecht verlaufenden Querklüfte Q, die in der Richtung des größten Druckes streichen. Außer diesen Klüften gibt es im Granit diagonal zu den eben beschriebenen und zur Druckrichtung verlaufende Klüfte, die sich ebenfalls aus dem Hauptdruck ableiten lassen und ferner die Lagenflächen L.

Auch bei den kristallinen Schiefern werden von Becke[1]) und Grubenmann[2]) Klüfte erwähnt. So die Querklüfte oder Zerrklüfte, die senkrecht zur Schieferung und Streckung verlaufen, und die Längs- oder Scheerklüfte, die senkrecht zur Schieferung, aber parallel zur Streckung liegen. Die Längsklüfte sind meistens uneben und parallel der Streckungsrichtung gerieft. Mit der Ebene der Schieferung fallen ferner die Hauptklüfte zusammen.

Auch das vom Granitkontakt nicht heimgesuchte Grauwacken-Phyllitgebiet des vorsudetischen Schiefergebirges zeigt ein stark entwickeltes Kluftsystem, das auffallend mit dem des Granitgneises von Groß-Wandriß übereinstimmt. Die Streckung des Granitgneises beträgt am Hauptbruch 285—315° NW bei einem Fallen nach SW. Die mit Mineralbelägen versehenen, senkrecht zu ihr stehenden Q-Klüfte zeigen ein Streichen von 195—220° SW und ein Fallen von 65° nach NW bis Steilstellung. Seltener beobachtet man ein abweichendes Streichen von 185° und über 220°. Wenngleich nicht so zahlreich und häufig sind die senkrecht auf Q stehenden S-Klüfte gut entwickelt, sie stehen steil und streichen von 300—330° NW. Die streichenden Diagonalklüfte treten gegenüber diesen beiden Hauptsystemen beträchtlich zurück.

Am alten Bruch unweit des Haltepunktes schwankt das Streichen der Q-Klüfte von 190—220° SW, bei 90—70° Fallen nach NW, während die senkrecht auf sie stoßenden, steil gestellten S-Klüfte 325 bis 340° NW verlaufen. Fast alle im Bruche sichtbaren Quarzgänge haben die Streichrichtung von Q, ebenso der große Quarzgang gleich südlich des Dorfes.

---

[1]) Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschrift der Wiener Akademie der Wiss. 1903.

[2]) Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910, S. 110. Grubenmann-Niggli: Die Gesteinsmetamorphose. 1924, S. 477—478.

Da Streckung und Streichrichtung des Groß-Wandrisser-Nikolstadter Granitgneismassivs konkordant zu den Schiefern liegt, war anzunehmen, daß auch die Klüftung Übereinstimmung zeigen würde, eine Vermutung, die in großen Zügen durch zahlreiche Messungen bestätigt wurde. Hauptsächlich treten zwei Kluftsysteme in den Vordergrund, von denen das eine in der Streckung der Schiefer liegt und den S-Klüften von CLOOS und den Längsklüften GRUBENMANN's entspricht, während das zweite, häufiger und besser ausgebildete senkrecht oder nahezu senkrecht zu ihm verläuft und die Querklüfte (Q-Klüfte von CLOOS) bildet. Die Streichrichtung der Querklüfte ist annähernd südwestlich gerichtet und zeigt steiles Einfallen nach NW bis Steilstellung. Mineralausfüllung wie bei den Graniten sind an den Schiefern nicht beobachtet worden. Höchstens kommen auf ihnen kleine Quarzgänge und Quarzausscheidungen vor, so am Hauptbruch des Buhnberges, am Galgenberg bei Dobershöh und an einzelnen anderen Punkten. Am häufigsten kennt man diese Gängchen von einem Bruch nordöstlich Merzdorf, wo sie 6—10 cm mächtig sind und bei Steilstellung 195° streichen. Sie kommen gewöhnlich nur an den Stellen vor, wo auch innerhalb der Schieferung Verquarzungen auftreten. sonst spielen sie eine untergeordnete Rolle. Die anderen Kluftrichtungen sind meistens von der Verquarzung verschont geblieben, doch gibt es auch hiervon Ausnahmen, wie im Bruch auf der Höhe 228,8 bei Tschinschwitz, wo eine Diagonalfläche Quarzbeläge führt. Nicht einbegriffen hierin sind die nordwestlich gerichteten, mit der jüngeren Zobten-Striegauer Granitintrusion im Zusammenhange stehenden Quarzgänge, die eine Ausnahme bilden. Ebenso können in der Nähe des Granitmassivs, wie an der Ingramsdorfer Mühle (Pitschenberg) alle Klüfte quarzführend sein, was im weiter abgelegenen Gelände nie zutrifft.

Neben den Quer- und Längsklüften führen die Schiefer verschiedentlich spitzwinklig dazu Diagonalklüfte. Gewöhnlich kommt eine der beiden Richtungen zum Vorschein, doch braucht dieses nicht immer der Fall zu sein. Quarzbeläge fehlen fast immer.

Alle gemessenen Klüfte sind in beifolgenden zwei Tabellen zusammengestellt. Tabelle I zeigt nur die Aufschlüsse mit Quer- und Längsklüften, wogegen Tabelle II auch die sicher festgestellten Diagonalklüfte enthält. Zum Vergleich ist stets das Streichen und Fallen hinzugefügt.

Aus beiden Tabellen ist ersichtlich, daß die Querklüfte stets die SSW- bis SW-Richtung innehalten, wobei die Längsklüfte senkrecht zu ihnen stehen, jedoch nicht einen Winkel von strengen 90° mit ihnen zu bilden brauchen, somit vollkommene Übereinstimmung mit den CLOOS'schen Linien im Granitgneisgebiet von Groß-Wandriß zeigen. Ebenso fallen die Längsklüfte mit der Streckung zusammen. Hingegen kann die Streichrichtung erhebliche Abweichungen aufweisen, was mit örtlichen tektonischen Faltungen zusammenhängt. Der Einfallswinkel der Querklüfte ist stets nordwestlich, häufig kommt ebenso wie bei den Längsklüften Steilstellung vor.

Ort	Streichen und Fallen		Q-Klüfte		S- und L-Klüfte	
	Streichen	Fallen	Streichen	Fallen	Streichen	Fallen
Granitgneis von Groß-Wandriß, Hauptbruch	185°–225°	10°–20° SO	195°–220° (185°)	65°–75° NW, bis steil	300°–330°	steil
Granitgneis, Bruch am Halteplatz	220°–240°	9°–17° SSO	190°–220°	70° NW, bis steil	325°–340°	»
Schiefer Beerberge, Bruch	280°–300°	25°–40° SSW	205°–220° (190°)	50°–70° NW, bis steil	300°–320°	45°–65° NO
» Buhnberg, »	255°–275°	25°–35° S	190°–220°	45°–65° NW, » »	280°–290°	80° NO, bis steil
» Domsberg, Turmbruch	270°–290°	30°–40° S-SSW	190°	steil	305°–310°	55°–65° NO
» Galgenberg b. Dobershöh, Bruch auf der Höhe	250°–275°	20° S	225°–245°	60° NW, bis steil	305°–315°	steil
Schiefer, Hauptbruch Galgenberg	240°–275°	12° S	185°–195°	steil	310°–325°	82° NO, bis steil
» Heidenberg, Höhe 190,9	320°	22°–25° SW	215°–235°	»	310°–335°	steil (55° SW)
» Mertschütz, Burgberg	310°–315°	15°–16° SW	200°–225°	»	305	steil

Ort	Streichen und Fallen		Klüftung							
	Streichen	Fallen	Streichen	Fallen	Streichen	Fallen	Streichen	Fallen	Streichen	Fallen
Schieferberg bei Groß-Wandriß	240°–270°	15°–20° SO	205°–225°	steil NW	295°–315°	steil 40° SW	255°	steil	325°–350°	steil
Tschinschwitz, Bruch an der Chaussee nach Gränowitz	280°	6° S	195°–210°	85° NW, steil	285°–320°	steil	220°–240°	»	—	—
Höhe 183,5 östlich Skohl	265°–295°	15°–20° S-SW	195°–230°	»	285°–315°	steil SW	235°–245°	»	325°–340°	80° W, steil
Blattgrenze bei Merzdorf	285°	12° S	195°–210° (220°)	»	295°–315°	62° SW, steil	230°–240°	»	—	—
Tschinschwitz, Bruch 2	—	—	190°–220°	»	310°–320°	»	230°–235°	»	335°	steil
Domsberg, Hauptbruch	280°–285°	33° SSW	175°–215°	»	290°–320°	»	225°–265°	»	—	—
Pitschenberg, Ingramsdorfer Mühle	—	—	200°–230°	65° und 75° SO, steil	300°–330°	»	260°–280°	»	345°–5°	steil
Jenkau, Hauptbruch	215°–235°	20° SO	195°–215°	steil	300°–320°	»	—	—	360°	»
Bruch östlich hiervon	210°	10° SO	205°–215°	»	303°	»	—	—	—	—
Bruch 100 m weiter östlich	205°	12° SO	210°	»	330°	»	—	—	350°	steil

Die Querklüfte wiegen gegenüber den Längsklüften wesentlich vor. Ihre Aufeinanderfolge ist an keine Gesetzmäßigkeit gebunden. Sie können, wie am Beerberge, häufig nur wenige Zentimeter, ja Millimeter auseinanderstehen und somit das Gestein griffelartig zerlegen, ebenso aber auch meterweit entfernt liegen. Wenn sie kaum klaffend, dicht gestellt und von sekundären Eisenlösungen durchsickert sind, verleihen sie dem Gestein ein streifiges Gefüge.

Bei alleiniger Ausbildung von Quer- und Längsklüften zerfällt der Schiefer in viereckige Platten. Anders, wenn Diagonalklüfte hinzukommen, die zur Bildung von verschiedenen Dreiecken und Vierecken führen, je nach der Kombination der einzelnen Kluftsysteme. Ihre geometrisch einfach auszuführenden Formen lassen sich in der Natur häufig beobachten.

Da bei der mechanischen Beurteilung der Kluftsysteme die Einzelbeobachtung von großem Werte ist, sind im folgenden die Verhältnisse verschiedener Diagonalklüfte zu den dicht beieinander liegenden Quer- und Längsklüften wiedergegeben. Die Streichrichtung ist nur mit dem Gradwinkel bezeichnet, der Fallwinkel bei Steilstellung fortgelassen.

I. Höhe 183 östlich Skohl

1) 225°:350°; 2) 190°:315°; 3) 195°:245°:300°; 4) 195°:245°:330°; 5) 195°:250°:320°, wobei 195°:320° ein Dreieck bildet; (Fig. 13). 6) 200°:235°:320° (Fallen SW) (Fig. 14); 7) 200°:245°:300°; hier stößt 245° senkrecht auf die von 200°:300° gebildete Fläche; (Fig. 15). 8) 195°:290° und darüber eine 12 cm mächtige Schieferbank als in der Fläche gedrehter Würfel 245°:335°; Die Querklüfte streichen hier etwa 125°, die Längsklüfte rechtwinklig dazu.

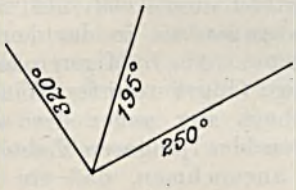


Fig. 13.

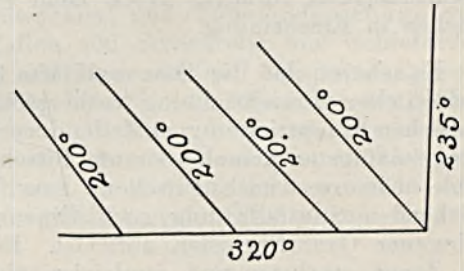


Fig. 14.

II. Domsberg, Hauptbruch

1) 215°:290°; 2) 265°:320°; 3) 195°:395°; 4) 185°:300°:325° (Fallen 55 NO). Auch hier hält Q, um 30° schwankend, seine Richtung ein.

III. Tschinschwitzer Bruch am Westflügel des Berges, hart am Wege nach Gränowitz

1) 195°:230°:335°; 2) 185°:230°; 3) 190°:310°.

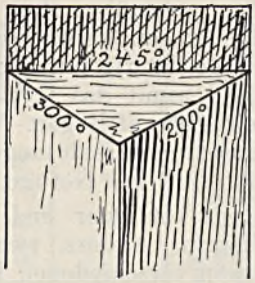


Fig. 15.

IV. Tschinschwitz, Bruch an der Chaussee nach Gränowitz

1) 195°: 220°; 2) 195°: 230° (sehr häufig); Die 195° streichende Querkluft ist im Gegensatz zur L-Kluft gut ausgebildet.

V. Jenkau, Hauptbruch

200°: 180°: 200° (Fig. 16). Anscheinend eine lokale Ablenkung der Querkluft von 200° auf 180°.

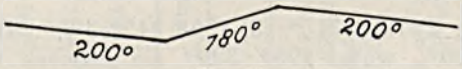


Fig. 16.

VI. Pitschenberg, Bruch an der Ingramsdorfer Windmühle

260°: 300°: 345°. Hier treten, wie aus der allgemeinen Tabelle hervorgeht, Klüfte in fast allen Himmelsrichtungen auf, so daß keinerlei Gesetzmäßigkeit vorliegt. Noch mehr tritt dies an der Chaussee nach Pitschen in Erscheinung.

Es scheint, daß die Diagonalklüfte in den Gebieten westlicher und nordöstlicher Streichrichtung vorherrschen, wogegen sie in der nordwestlichen Hauptrichtung auffallend zurücktreten. Am häufigsten und unregelmäßigsten kommen sie am Pitschenberge (Ingramsdorfer Windmühle, Chaussee nach Pitschen) zum Vorschein, der außer der abweichenden Spezialfaltung noch Einwirkungen der jüngeren Zobten-Striegauer Granitintrusion aufweist. Es ist anzunehmen, daß sie in den Zonen stärkster und ungleichmäßigster tektonischer Störung am unregelmäßigsten und häufigsten zur Ausbildung gelangten.

Für das vorsudetische Schiefergebirge ist die Übereinstimmung der Klüfte mit dem konkordanten Massiv von Groß-Wandriß von Wichtigkeit, das zusammen mit den phyllitischen Schiefern einer tektonischen Einheit angehört.

Auf die Entstehungsweise der Klüfte soll hier nicht näher eingegangen werden. Sie ist namentlich in letzter Zeit an der Hand geologischer Beobachtungen, technischer Experimente und physikalischer Ausführungen eingehend in verschiedenen Arbeiten besprochen worden und hat die Schwierigkeit des Problems zur Genüge bewiesen. In den

kompliziert gefalteten Gebieten der kristallinen Schiefer dürfte ihre Analyse sich besonders schwierig gestalten. SCHWINNER hat mit Nachdruck und mit Recht auf den hohen Wert der Beobachtung in der Natur hingewiesen, hauptsächlich auf die Erscheinungen der Scheerung und Gleitung, die der Geologie die besten Anhaltspunkte tektonischer Vorgänge bieten dürften. Nur weitumfassende genaue Beobachtungen können hierin zum Ziele führen, im Gegensatz zu mechanischen Experimenten deren Bedingungen in der Natur in der versuchten Form kaum zu erwarten sind.

3. Streckung und Schichtung

Von großer Bedeutung für die Schiefer ist die aus dem Streß hervorgegangene Schieferung, deren Streckungsrichtung gleich wie bei den Graniten als Anhaltspunkt der Druckrichtung dient. Bei einem in den kristallinen Schiefer konkordant eingeschalteten Granit muß demzufolge die Streckungsrichtung mit der ihn umschließenden Hülle übereinstimmen, im entgegengesetzten Falle ist das plutonische Gestein im Alter von der Hauptfaltung verschieden.

Beim Granitgneis von Groß-Wandriß herrscht vollkommene Übereinstimmung mit den südlich anstehenden Grauwacken und phyllitischen Tonschiefern. Die Streckung dieser streicht im Mittel 285 bis 295° WNW, ausnahmsweise 315°, während sie bei jenem zwischen 285° und 315° schwankt und südlich einfällt. Die Druckrichtung kann demnach südlich bezw. südwestlich gewesen sein.

Gewöhnlich steht die durch Streß hervorgegangene Druck- oder Transversalschieferung unter einem schiefen Winkel zur eigentlichen primären Schieferung und Schichtung. Dies braucht jedoch nicht immer der Fall zu sein und man kennt ebenso gut Übereinstimmung der beiden Flächen. Für das Grauwacken- und Tonschiefergebirge vermutete CLOOS (52) Zusammenfallen von Schichtung und Schieferung und führt als Beweis überfaltete und flach isoklinal aufeinandergelegte Schichten bei Jenkau an. Ähnliche Verhältnisse sollen bei der Windmühle von Mertschütz vorherrschen. Auch der Verf. hat verschiedentlich die gleiche Beobachtung machen können. Häufig ist es schwierig, die Schieferung von der Schichtung zu trennen, doch sprechen auch andere Tatsachen für das Zusammenfallen beider Richtungen. So fand

---

[1]) H. CLOOS (53, 56).
E. SUESS: Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. Mitt. Geol. Ges. in Wien VI, 1913.
STIELER: Ein Beitrag zum Kapitel »Klüfte«. Centralbl. f. Min. 1922. N 21 u. 22.
A. EBERT: Beiträge zur analytischen Tektonik. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 75 Bd., Heft 1—4, 1923.
M. WEBER: Bemerkungen zur Bruchtektonik. Ebenda.
H. FOERSTER: Beiträge zur tektonischen Deutung der Kluftsysteme im Sächsischen Quadergebirge. Ebenda, 76 Bd., A. H. 1—2, 1924.
F. BECKE: Struktur und Klüftung. Fortschritte der Mineralogie usw., Bd. 9, 1924 (Literatur).
R. SCHWINNER: Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik. Centralbl. f. Min. 1924.
W. SCHMIDT: Gesteinsumformung. Denkschriften des Naturhistorischen Museums, Bd. 3, 1925.

sich am Beerberge ein Grauwackenschiefer, dem mit der Schieferung konkordant eine phyllitisch-tonige Linse eingelagert war, die darauf schließen ließ, daß sie auch früher im ehemalig sandigen Gestein die gleiche Lage innegehabt haben muß. Am Galgenberge bei Dobershöh ist noch die undeutliche Wellenfurchung in der Schieferungsfläche erhalten. Im Gegensatz hierzu liegt an verschiedenen Stellen des Schiefergebirges die Schichtung senkrecht zur Schieferung, so am NO-Rande



Fig. 17. Fältelung durch Gleitbretterbildung.

des Sanderwaldes und nordöstlich von Merzdorf, woselbst sie an farbigen Streifen zu erkennen ist. Ähnliche Beobachtungen beschreibt Berg (a. a. O.). Noch deutlicher kommt die Schichtung durch senkrecht zur Schieferungsfläche der Grauwackenschiefer stehende schwarze phyllitische Tonschieferstreifen zum Ausdruck, wie nordöstlich von Merzdorf, die ehemals tonige Zwischenschichten gebildet haben mögen und nach ihrer Aufrichtung geschiefert wurden. Weitere derartige Funde machte Verf. am Buhnberge. An einigen Handstücken von dort

ist die schräg zur Schieferung stehende Kreuzschichtung noch deutlich zu erkennen. Ein ebenfalls von dort stammender phyllitischer Tonschiefer zeigt senkrecht zu den 2—5 mm messenden Schieferblättern stehende aus »Gleitbretterbildung hervorgegangene Fältelung« (Fig. 17), wie sie W. SCHMIDT[1]) so anschaulich schildert.

Alle oben wiedergegebenen Tatsachen sprechen dafür, daß das Grauwacken- und Tonschiefergebirge bereits vor dem Schieferungsprozeß beträchtlichen tektonischen Störungen unterworfen worden ist, daß jedoch ein Teil der Sedimente sich noch in horizontaler oder nahezu horizontaler Lagerung befunden haben muß.

Die scheinbar einfache Lagerung der Schichten wird durch die Einförmigkeit der Sedimente vorgetäuscht. Mikrotektonisch lassen sich die kompliziertesten ausgequetschten, isoklinal gefalteten und steilgestellten Falten mit allen Übergängen feststellen, die ein Licht auf die Tektonik des Schiefergebirges werfen.

Vergleichende Rückblicke auf die Entstehungsgeschichte des vorsudetischen Schiefergebirges

Obgleich das vorsudetische Schiefergebirge in engem Zusammenhang mit dem Bober-Katzbach-Gebirge und der Freiburger Gebirgslandschaft steht, unterscheidet es sich doch in vielem sehr wesentlich von diesen. Die Gegensätze hat CLOOS (58, S. 13) mit Nachdruck hervorgehoben und namentlich das Fehlen permischer Ergußgesteine im vorsudetischen Schiefergebirge betont. Auch die Armut an sauren und basischen Ganggesteinen ist augenscheinlich, ebenso die Abwesenheit juveniler Erzgänge und von Kontaktlagerstätten. Tektonische Störungen und vulkanische Ergüsse sind im Gegensatz zu den Sudeten seit dem Palaeozoicum unterblieben. Es scheint, als ob das ganze Gebiet einer ruhenden Scholle angehöre.

Die Grenze beider Gebirge liegt im viel jüngeren tertiären Sudetenrandbruch, der demnach schon seit dem Palaeozoicum eine Scheide gebildet haben soll. Erst die Basalteruptionen der Tertiärzeit gehen wieder über die Sudeten hinaus und kommen auch im vorsudetischen Schiefergebirge zur Geltung.

Die ersten Anfänge der Entstehung des Schiefergebirges fallen anscheinend in das frühe Devon, indem bei Beginn der Faltung vulkanische Eruptionen stattfanden. Wann die Hauptfaltung mit der Streßwirkung und der konkordanten Emporpressung des Groß-Wandrisser Granitgneises einsetzte, bleibt ungewiß, anscheinend fällt sie jedoch in das Unterdevon. Jüngeren Ursprungs ist die Zobten-Striegauer Intrusion, über deren Alter die nächsten Gebiete keine Anhaltspunkte geben. Prof. Dr. L. FINCKH glaubt einer freundlichen Mitteilung zufolge aus Vergleichen mit den Nachbargebirgen auf Obercarbon bis Perm schließen zu dürfen. Sollte sich das letzte bewahrheiten, so entspräche

[1]) Gesteinsumformung. Denkschriften des Naturhistorischen Museums, Bd. 3, 1925, S. 21 u. 22.

der Granit gegenüber den Porphyren des Bober-Katzbach-Gebirges nur einer tieferen Eruptionszone, womit gleichzeitig das Fehlen der Ergußgesteine und juvenilen Erzgänge eine Erklärung finden würde.

Der Zobten-Striegauer Granit fügt sich konkordant in die nordwestlich streichenden Schiefer ein, doch ist diese Konkordanz nur scheinbar. An der ganzen NO-Flanke des Massivs fallen die Schichten in häufig ziemlich steilen, mitunter gegen 25° betragendem Winkel nach NO. Weiter nach dem Hauptfelde hinaus ändert sich die Fallrichtung in eine südwestliche bis südliche. Die an der SW-Flanke, des Massivs bekannten Kontaktschiefer zeigen gleich ihrem Phyllit-Grünschiefermantel südliche Fallrichtung. Demnach wird das Granitmassiv, soweit es an das vorsudetische Schiefergebirge grenzt, also im mittleren Abschnitt des Striegau-Zobtener Massivs, von einer phyllitischen Schieferaufwölbung umrahmt, deren oberes Dach der Erosion zum Opfer gefallen ist.

Das schwach südliche Einfallen des Groß-Wandrisser Granitgneises läßt Cloos (60) vermuten, daß dieses Tiefengestein sich unter den Schiefern fortsetzt. Da die am Zobten-Striegauer Massiv gehobenen Schichten nur Schiefer und keinen Granitgneis führen, glaubt Cloos diesen im Liegenden des jüngeren Massivs annehmen zu dürfen. Demnach hätte sich der Zobten-Striegauer Granit zwischen den älteren Granitgneis und die Schiefer eingeschoben, und zwar in Form eines am ehesten mit einem Lagergang zu vergleichenden Gebildes. Die an der »Wurzel« bei Zobten in vertikaler Richtung bekannte Grenzfläche von eigentlichem Gneis gegen Schiefer wäre in der Tiefe beibehalten worden. Diese Annahme von Cloos steht im Widerspruch zu den obigen Ausführungen. Der Groß-Wandrisser Granitgneis gehört einem bei der Gebirgsbildung entstandenen eruptiven Zentralkern an und hat sich in die frei werdenden Hohlräume eingeschoben. Sein flaches Einfallen gegen S und SO ist durch erhebliche tektonische Störungen unterbrochen. Den untrüglichen Beweis dafür liefert das Fehlen eines Glimmerschieferkontaktes an dem dem Massiv auf 300 m genäherten Schiefermantel. Im W bei Mankelwitz kommt der Glimmerschieferkontakt dagegen deutlich zur Geltung.

Das Granitmassiv von Striegau-Zobten hingegen ist wahrscheinlich längs einer Spalte, annähernd parallel dem Sudetenrandbruch, hochgestiegen und hat sich lakkolithartig in die obere Gesteinsdecke eingefügt. Auf die von H. Cloos für die Einschiebungshypothese gebrachten Gesichtspunkte soll hier nicht näher eingegangen werden. Sie sind bereits vom Verf. (65) in einer früheren Arbeit ausführlich behandelt und bestritten worden. Das Empordringen des Granitmagmas fällt in die jüngere paläozoische Zeit, in der das Gebirge erneuten tektonischen Vorgängen unterworfen worden ist, die sich bei der bereits einmal gefalteten Masse in Bruch- und Schubwirkungen auswirken mußten.

Das Fehlen der Ganggefolgschaft braucht kein Beweis für einen derartig eingeschalteten Batholithen zu sein. Auch bei Groß-Wandriß mangelt es an ihr, obgleich dort nicht die geringsten Anhaltspunkte für eine unterlagernde Gneisschicht vorliegen. Ein Mangel an sauren

Gängen liegt, wie die vielen Pegmatitgänge es beweisen, nicht vor. Auch die Armut an Kontaktlagerstätten findet ihre natürliche Erklärung. Dieser Lagerstättentypus bildet sich vornehmlich in der Dachregion der Batholithen, in der sich die leichtflüchtigen, die Erzbildung bedingenden Magmastoffe anreichern. Ferner ist die Anwesenheit carbonatischer Nebengesteine hierfür besonders günstig, da durch diese die Erzlösungen und Dämpfe »schwammartig« aufgenommen werden. Dem vorsudetischen Schiefergebirge fehlen mit geringen Ausnahmen, wie wir bereits sahen, derartige Gesteine. Auch das ehemalige Dach des Massivs ist fast vollkommen der Abtragung anheimgefallen, so daß demnach im Zobten-Striegauer Gebiet kaum nennenswerte Erzanreicherungen zu erwarten sind.

Den bisherigen Ergebnissen zufolge fällt das vorsudetische Schiefergebirge in die oberste, phyllitische Tiefenstufe BECKE-GRUBENMANN's. Eine Ausnahme bildet der Groß-Wandrisser Granitgneis und sein Glimmerschieferkontakt, die der Mesozone gleichzustellen sind. Die Gneise der Eule gehören den Untersuchungen FINCKH's zufolge zu den Katagesteinen. Wie sie mit den Phylliten des vorsudetischen Schiefergebirges zusammenhängen, ist ungewiß. Eine verbindende Glimmerschieferzone besteht nicht und es ist ungewiß, ob diese infolge der großen, das ganze Gebiete betreffenden Störungen der Beobachtung verloren gegangen sind, oder aber ob die Eule, wie es neuerdings von KOSSMAT (65) darzustellen versucht wird, einem anderen Verbandsverhältnis angehört. Glimmerschieferverdächtig scheint das Schiefergebiet noch nördlich des Zobten, wo bisher nur Kontaktgesteine bekannt sind und wo man noch keinerlei Phyllite beobachtet hat. Die Bohrung bei Peterwitz auf Bl. Canth, von der ROEMER (11) »Glimmerschiefer« angibt, spricht für das Vorhandensein einer mutmaßlichen Glimmerschieferzone, über deren tektonische und Verbandsstellung vor der Hand nichts bekannt ist.

Bezeichnenderweise konzentrieren sich im vorsudetischen Schiefergebirge die älteren und auch die jüngeren Eruptivgesteine in nächster Nähe oder unmittelbar an den Granitmassiven, wo bereits vor und auch nach der Intrusion der Massive das aufsteigende Magma die geringsten Widerstände gefunden haben muß. So die ehemaligen Diabase und sauren Ergußgesteine am Zobten-Striegauer und Groß-Wandrisser Massiv und die tertiären Basalte in der Umgebung von Striegau und Groß-Wandriß.

Verzeichnis der wichtigsten schlesischen Literatur

1. 1810. KUNOWSKI, Der Zobtenberg. Schlesische Provinzialblätter Bd. 52, S. 105—120, 208—226, 322—538.
2. 1832. LUETTWITZ, Die Granitbrüche am Zobtenberge. Prov. Blätter 95.
3. 1856. SADEBECK, Der Zobtenberg und seine Umgebung. Verh. Kais. Leop. Carol. Akad. Naturf. Breslau und Bonn. S. 593—766.
4. 1859. FIEDLER, H., Übersicht der Mineralien Schlesiens. Progr. Heilige Geist-Realschule Breslau.
5. 1863. —, Die Mineralien Schlesiens mit Berücksichtigung der angrenzenden Länder. Breslau.

6. 1865. Websky, M., Das Vorkommen von kristallisierten Varietäten von Orthoklas, Albit und Quarz im Granit von Striegau. 46. Jahresb. Schlesische Gesell.
7. 1865. Assmann, G., Die Granitbrüche in Oberstreit bei Striegau. Zeitschr. f. Bauwesen. Berlin.
8. 1867. v. Buch, L., Über die Gebirgsart des Zobtengebirges. Entwurf einer geognostischen Beschreibung Schlesiens. Gesammelte Schriften. Berlin.
9. 1867. Roth, J., Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und der umliegenden Gegenden. Berlin.
10. 1868. Becker, E., Über das Mineralvorkommen im Granit von Striegau. Inaug. Diss. Breslau.
11. 1882. Roemer, F., Über ein Vorkommen von Glimmerschiefer bei Groß-Peterwitz bei Canth unweit Breslau 60. Jahresb. Schles. Gesell.
12. 1884. Traube, H., Beiträge zur Kenntnis der Gabbros, Amphibolite und Serpentine des Niederschlesischen Gebirges. Greifswald.
13. 1887. Hintze, C., Zinkblende als Drusenmineral im Striegauer Granit. 65. Jahresb. Schles. Ges.
14. 1887. Beutell, A., Über Prehnit von Striegau und Jordansmühl. N. Jahrb. Min. I.
15. 1888. Traube, H., Die Minerale Schlesiens. Breslau.
16. 1889. —, Pleochroitische Höfe im Turmalin. N. Jahrb. Min. II, S. 186.
17. 1890. Guerich, G., Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau.
18. 1893. —, Über den geologischen Bau der Berge von Jauer. 70. Jahresb. Schles. Ges. f. 1892.
19. 1894. —, Die nutzbaren Gesteine Schlesiens. Schlesisches Gewerbeblatt, 36–37.
20. 1896. Hintze, C., Phenakit von Striegau. 74. Jahresb. Schles. Gesell.
21. 1896. Schwantke, A., Die Drusenmineralien des Striegauer Granits. Leipzig.
22. 1900. Hintze, C., Über ungewöhnliche Ausbildung eines Karlsbader Zwillings im Striegauer Kalifeldspat. Zeitschr. f. Kristallogr.
23. 1902. Guerich, G., Über die Aufnahmen im Jahre 1902. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXIII.
24. 1904. –, Über Granit und Schieferkontakt in Schlesien. 81. Jahresb. Schles. Gesell. f. 1903.
25. 1904. –, Über Granit und Quartär aus der Gegend von Jauer. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXV.
26. 1905. —, Granit und Gneis. Himmel und Erde. XVII.
27. 1906. —, Untersilur bei Jauer in Schlesien. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXVII.
28. 1906. Sachs, A., Die Bodenschätze Schlesiens. Leipzig.
29. 1907. Guerich, G., Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmearbeit in der Gegend Jauer und Striegau, Schlesien. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXVIII.
30. 1908. Guerich, G., Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Striegau im Jahre 1908. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXIX, II.
31. 1909. Sachs, A., Das erstbekannte schlesische Topasvorkommen. Centralbl. Min. 1910.
32. 1910. Guerech, G., Über die wissenschaftliche Aufnahmetätigkeit in der Gegend von Striegau. Jahrb. Pr. Geol. A.—A. XXXI, II.
33. 1910. Milch und Riegner, Über basische Konkretionen und verwandte Konstitutionsfazies im Granit von Striegau. N. Jahrb. Min. Beil. Bd. XXIX.
34. 1910. Sachs, A., Berichtigung des Striegauer Topasvorkommens. Centralbl. Min.
35. 1911. Tietze, O, Erläuterungen zu Blatt Koberwitz. Geol. Karte von Preußen, Lief. 179.
36. 1912. Dathe, E. und Zimmermann, E., Erläuterungen zu Blatt Freiburg. Geol Karte von Preußen, Lief. 145.
37. 1912. Finckh, L., Die Granite des Zobtengebietes und ihre Beziehungen zu den Nebengesteinen. Z. D. G. G. 64.
38. 1912. —, Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Weizenrodau. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXVIII, II.
39. 1912. Stahl, A., Die Verbreitung der Kaolinlagerstätten in Deutschland. Archiv f. Lagerstättenforschung, H. 12,
40. 1913. Tietze O., Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXXI, I.
41. 1913. Finckh, L., Berichte über die geologischen Aufnahmen auf den Blättern Weizenrodau und Reichenbach. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXXIV, II.

42. 1913. Frech, F. und Kampers, F., Schlesische Landeskunde. Bd. I. Leipzig.
43. 1913. Lepsius, R., Geologie Deutschlands III. Teil. Lief. 1. Schlesien und die Sudeten. Stuttgart.
44. 1914. Michael, R. und Quitzow, W., Die geologische Literatur der Provinz Schlesien und der Nachbargebiete. Geol. Literatur Deutschlands. Berlin.
45. 1914. Tietze, O. und Finckh, L., Erläuterungen zu Blatt Jordansmühl. Geol. Karte von Preußen. Lief. 189.
46. 1915. Behr, J. und Barsch, O., Die Vorkommen der nutzbaren Gesteine in der Provinz Schlesien und ihre Verwertung. Handbuch der Steinbruchindustrie. Bd. I. Berlin.
47. 1915. Guerich, G., Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Striegau bis 1911. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXXVI, II.
48. 1915. Tietze, O., Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXXVI, I.
49. 1915. Finckh, L., Zur Kenntnis der Gneise und Amphibolite des Eulengebirges sowie des Gabbros und der Amphibolite des Zobtengebietes. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XXXVI, II.
50. 1920. —, Erläuterungen zu Blatt Zobten und Weizenrodau. Geol. Karte von Preußen. Lief. 210.
51. 1920 —, Zur Kaolinfrage. Z. D. G. G. 72.
52. 1920. Cloos, H., Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Abhandl. Pr. Geol. L.—A. N. F. Heft 81.
53. 1921. —, Der Mechanismus tiefenvulkanischer Vorgänge. Braunschweig, Sammlg. Vieweg. Heft 57.
54. 1921. von zur Mühlen, L., Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Ingramsdorf. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XLI, II.
55. 1921. —, Über die Kaoline und kaolinisierten Granite im Gebiete zwischen Ströbel und Saarau in Schlesien, sowie deren Entstehung. Zeitschr. f. prakt. Geol. XXIX.
56. 1922. Cloos, H., Tektonik und Magma. Abhandl. Pr. Geol. L.—A. N. F. Heft 89.
57. 1922. Lopianowski, S., Zur Tektonik des Granitmassivs von Striegau-Zobten. In »Tektonik und Magma«.
58. 1922. Cloos, H., Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin.
59. 1922. von zur Mühlen, L., Über die Quarzgänge zwischen Zobten und Striegau in Schlesien. Z. D. G. G. 74.
60. 1923. Cloos, H., Das Batholithenproblem. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Heft 1. Berlin.
61. 1923. Finckh, L., Die varistische Gebirgsbildung des Eulengebirges und ihre Beziehungen zu den sudetischen Streichen der Eulengneise. Z. D. G. G. 75, Bd. B. 1923, 1—4.
62. 1923. —, Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneisen und Graniten. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. XLII. 1921.
63. 1924. Bederke, E., Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, H. 7.
64. 1925. —, Bau und Alter des ostsudetischen Gebirges. N. Jahrb. Min. Beil. Bd. LIII. Abt. B. Heft 1.
64. 1925. von zur Mühlen, L., »Batholithenproblem« und Striegau-Zobtener Granitmassiv. Jahrb. Pr. Geol. L.—A. f. 1925, Bd. XLVI.
65. 1925. Kossmat, F., Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirge Sachsens und der Sudeten. Centralbl. Min. B.
66. 1925. Suess, Franz Ed., Bericht über eine geologische Exkursion nach Hauzenberg im Bayrischen Walde. (Ein Beitrag zur Kritik der sogenannten Granittektonik.) Sitzungsberichte d. Akad. d. Wissenschaften in Wien. Mathem.-naturw. Klasse, Abt. I, 134. Bd., 3. und 4. Heft.
67. 1925. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Lieferung 222 (L. von zur Mühlen, Bl. Striegau, Ingramsdorf und Mörschelwitz; O. Tietze, Bl. Wahlstatt und Kunitz).

Wassergewinnung in Bielefeld und seiner Umgebung

Von Herrn **A. Mestwerdt** in Berlin

Mit 4 Figuren

Inhalt

		Seite
I.	Quellen und Grundwasser im Osning	290
II.	Die Wasserversorgung von Brackwede	295
III.	Die Wassergewinnungsanlagen der Stadt Bielefeld in der Senne	299
IV.	Windelsbleiche in der Senne	307
V.	Hillegossen	311
VI.	Wassergewinnung im Bielefelder Stadtgebiet und in der nördlichen Umgebung der Stadt	318
	Zusammenfassung	329

Meine geologischen Untersuchungen in der Gegend von Bielefeld, die mit der Veröffentlichung der 256. Kartenlieferung[1]) zu einem gewissen Abschluß gelangt sind, haben mir als Aufgaben der angewandten Geologie immer wieder Fragen nach der Gewinnung von Süßwasser zugeführt. Die bescheidenen Bodenschätze des Teutoburger Waldes, so die Wealdenkohle, Eisensteine, Gips und bituminöse Schiefer, haben vergangene Generationen zum Abbau gereizt, und wo die Kriegs- und Nachkriegszeit versucht hat, den alten Bergbau aufleben zu lassen, da ist dieser fast überall wieder zum Erliegen gekommen. Die Kalk- und Zementindustrie allein hat am Teutoburger Walde einen großen und ständig wachsenden Umfang angenommen, während sich die Steinbruchs- und Tonindustrie den örtlichen Bedürfnissen anschließt.

Die Bielefelder Industrie, deren Hauptzweige der Maschinenbau und die Leineweberei sind, hat in den Jahrzehnten raschen Aufblühens um die Wende des Jahrhunderts in Stadt- und Landgemeinden die Bevölkerungsziffer schnell gehoben. Bielefeld selbst ging in dieser Zeit von dem Zustand der Einzelversorgung jedes Grundstücks durch Hausbrunnen zu der städtischen Wasserversorgung über, und seinem Beispiele folgte die Gemeinde Brackwede. Neben den kom-

[1]) Bl. Bielefeld, gemeinsam mit O. Burre bearbeitet, Bl. Brackwede, Bl. Halle i. Westf., Bl. Herford-West, bearbeitet von O. Burre, Bl. Neuenkirchen, bearbeitet von W. Dienemann.

munalen Wassergewinnungsanlagen blieben die industriellen Unternehmungen, die teils im Stadtgebiet, teils draußen in den Landbezirken belegen sind, zum großen Teil auf Selbstversorgung angewiesen. Unter ihnen sind die Spinnereien und Bleichereien als Großverbraucher zu betrachten. Über die Grundwasserverhältnisse im Bereiche der Spinnerei »Vorwärts« habe ich früher berichtet[1]). In der vorliegenden Abhandlung werde ich auf die Wasserversorgung der Firma Hermann Windel G. m. b. H., Windelsbleiche in der Senne, zu sprechen kommen. Zu den Großverbrauchern gehört aber vor allem auch die der Koholyt-Aktien-Gesellschaft angehörende Papierfabrik Halbrock in Hillegossen, deren Wasserverbrauch dem einer größeren Stadt gleichkommt. Die Kleinversorgung auf dem Lande endlich schuf nach wie vor neue Hausbrunnen, und die aufgelöste Siedlungsweise der Ravensbergischen Bauerschaften zwang zu Brunnenbauten unter den verschiedenartigsten und oft auch schwierigsten geologischen Vorbedingungen.

Von den Beobachtungen und Erfahrungen, die bei Wassererschließungsarbeiten gewonnen worden sind, möchte ich hier eine Auswahl zusammentragen, die einen Anhalt für künftige Aufgaben der gleichen Art bieten könnte. Die Mannigfaltigkeit der geologischen Verhältnisse schafft hierbei immer neue Probleme, deren Lösung durch die bemerkenswerte Lage Bielefelds an der Wasserscheide von Weser und Ems erschwert wird. Schotterreiche Flußniederungen sind nicht vorhanden, und wenn auch in der Senne, wie wir sehen werden, der Stadt Bielefeld ein ausgedehntes Grundwassergebiet zur Verfügung steht, so zwingen doch die infolge der weiten Zuleitung beträchtlich hohen Gestehungskosten die Verwaltung der Städtischen Wasserwerke dazu, durch Erschließung neuer Wasservorräte, wo sich nur Gelegenheit bietet, dem wachsenden Bedarf gerecht zu werden und womöglich billigeres Wasser zu beschaffen.

Eine Übersicht über die im Teutoburger Walde, dessen Bielefelder Abschnitt der Osning im engeren Sinne ist, möge den weiteren Ausführungen über das Grundwassergebiet der Senne auf der Südseite des Gebirges und über das Keuper- und Liasgebiet im Norden vorangehen. Der vorliegenden Arbeit habe ich nur eine Übersichtskarte beigefügt, in der die natürlichen oder künstlich erschlossenen Quellen, soweit sie hier erläutert werden, durch Zahlen kenntlich gemacht sind. Im übrigen sei auf die schon erwähnten geologischen Kartenblätter verwiesen.

Wiederholt haben Wassergewinnungsarbeiten mineralhaltige Wässer erschlossen, und auch solche Erscheinungen mußten hier erörtert werden, da sie wertvolle Aufschlüsse über die Wasserbewegung in der Tiefe geben.

Für die Wasserwirtschaft mag noch vorweg erwähnt sein, daß die durchschnittliche jährliche Niederschlagshöhe in der Gegend von Biele-

[1]) Über Grundwasserverhältnisse in dem Bielefelder Quertale des Teutoburger Waldes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 64, Jahrg. 1912, Mon.-Ber. Nr. 4, S. 245.

feld etwas über 800 mm beträgt. Nach G. Hellmann[1]) hat der Osning selbst eine größere Regenhöhe als das flachere nördliche und südliche Vorland. In und an der Bergkette sind Niederschlagshöhen zwischen 800 und 900 mm, im Vorland solche zwischen 700 und 800 mm festgestellt worden.

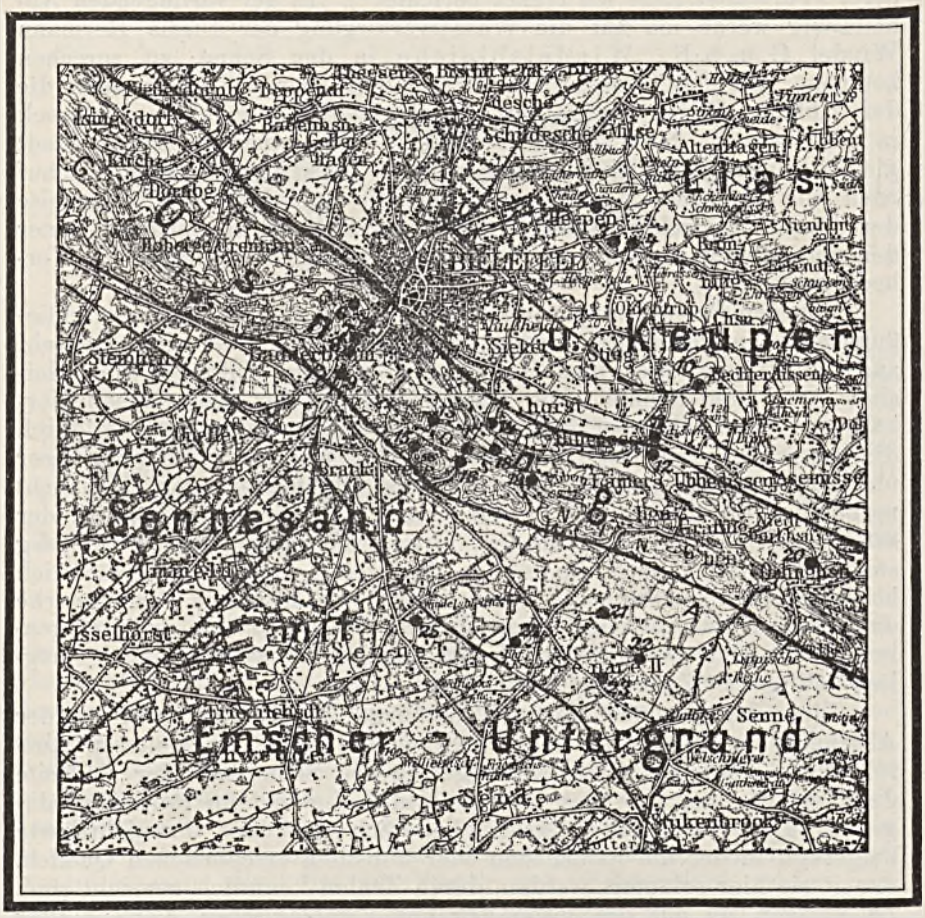


Fig. 1. Übersichtskarte der Gegend von Bielefeld.
Maßstab 1 : 100000.

I. Quellen und Grundwasser im Osning

Bevor die Stadt Bielefeld ihr Wasserwerk in der Senne einrichtete, mag auch der Plan erwogen sein, Quellen im Osning selbst für die Versorgung der Stadt nutzbar zu machen, ein Plan, wie er später von der Gemeinde Brackwede (vergl. S. 295) zur Ausführung gebracht

[1]) Regenkarte der Provinz Westfalen, Berlin 1903.

ist. Der Osning birgt indessen keine Quelle, die allein ausreichend gewesen wäre, um auch in trockener Jahreszeit den städtischen Bedarf zu decken. Mehrere und vielleicht weit auseinander liegende Quellen zu vereinigen, wird man schon aus technischen Gründen zu vermeiden suchen, zumal wenn andere und günstigere Wassergewinnungsmöglichkeiten zur Verfügung stehen.

Der Grund für den Mangel an bedeutenden Quellen im Bielefelder Osning — die Lutterquelle kann wohl als einzige so bezeichnet werden — ist in folgenden Umständen zu erblicken. Bei einer Gesamtbreite von kaum 3—4 km besteht das Gebirge aus einem mehrfachen Wechsel wasserdurchlässiger und -undurchlässiger Gesteine. Die vorwiegend steilere Lagerung der Schichten gestattet nur einen schmalen Ausstrich jeder Stufe an der Tagesoberfläche, so daß es an breit ausladenden Einzugsgebieten für die atmosphärischen Niederschläge fehlt. In der Längsrichtung aber werden die Bergkämme, die sich mit ihren höchsten Gipfeln kaum 200 m über das beiderseitige, flache Vorland des Gebirgszuges erheben, durch Quertäler meist in Abständen von 1—2 km zerteilt, so daß die Quellbildung auf eine große Zahl kleinerer Wasseraustritte eben in jenen Quertälern verteilt wird, wo sie freilich oft unter den Alluvionen von schon weiter aufwärts entspringenden Bächen verborgen liegen.

Die wichtigen wasserführenden Horizonte liegen im Muschelkalk, in der Unteren und in der Oberen Kreide. Diese Stufen bilden die drei parallelen Hauptkämme des Gebirges, von denen jeder sich noch weiter in zwei Kammrücken gliedert.

Im Muschelkalk ist der annähernd 100 m mächtige Wellenkalk, wie so oft im deutschen Triasbergland, einer der wertvollsten Wassersammler. Größere Quellen sind freilich kaum zu nennen, und zwar aus den oben allgemein für den Osning angeführten Gründen. In dem Sieker Quertale tritt dicht oberhalb des Strunk'schen Hofes eine kräftige Quelle (14) aus dem Wellenkalk hervor, und zwar wird das Wasser hier zum Austritt gezwungen, weil unmittelbar neben dem Wellenkalk Juratone lagern. Fast 800 m oberhalb dieser Quelle an der Straße zum »Stillen Frieden« versickert das Wasser des bis dorthin auf Röt hinfließenden kleinen Baches im Wellenkalk. Seine große hydrologische Bedeutung erlangt der Untere Muschelkalk im nördlichen Vorlande des Osnings, wo man durch Tiefbohrungen das in ihm artesisch gespannte Wasser erschließen kann. Bislang sind hier auf meinen Vorschlag zwei Tiefbohrungen ausgeführt, die eine beim Städtischen Betriebsamt in Bielefeld (1, s. S. 290), die andere bei der Papierfabrik in Hillegossen (10, s. S. 316), und wenn auch keine von beiden Bohrungen den Wellenkalk selbst erreichte, so hat sich doch nachweisen lassen, daß dieser allein als der Spender der an beiden Stellen erschlossenen, bedeutenden Wassermassen in Betracht kommen kann.

Im Oberen Muschelkalk ist der Trochitenkalk, wie ja auch anderswo, nur ein geringfügiger Wasserbringer. Die Gründe hierfür habe ich bei Besprechung der Habigsberger'schen Quelle

in Hillegossen (12, s. S. 311), die als einzige hier genannt zu werden verdient, angeführt.

In der Unteren Kreide sind Osningsandstein und Flammenmergel als wasserführende Stufen zu nennen. Der Sandstein der Unteren Kreide wird am ganzen Teutoburger Walde wegen seines weichen Wassers besonders geschätzt. Das Wasserwerk der Gemeinde Brackwede bezieht einen Teil seines Wassers aus dem Sandstein des Eberges (s. S. 296). Ebenso haben die Bodelschwingh'schen Anstalten Quellzuflüsse in der Sohle des kleinen Quertales bei Salem (13) gesammelt. Bei Verbreiterung des Bahngeländes zwischen Bielefeld und Brackwede wurde dicht an der neuen Haller Kreisstraße eine Quelle freigelegt, die sich offenbar bis dahin dem Grundwasser der überlagernden Sandmassen mitgeteilt hatte. Dadurch nun, daß der Osningsandstein an seiner Liegendgrenze von Wealdenschiefertonen, an seiner Hangendgrenze von dem tonigen Grünsand des Ober-Alb begleitet wird, ist auf dem Nord- wie auf dem Südhang des Sandsteinkammes eine Quellinie vorhanden, die sich durch zahlreiche gute Quellen auszeichnet und den Gesteinswechsel oft auch trotz beträchtlichen Abhangsschuttes verrät. Es würde zuweit führen, alle Quellen dieser Art hier namhaft zu machen. Als Beispiele von Quellen an der Grenze von Wealden- und Osningsandstein seien diejenigen auf der Nordseite des Eberges südöstlich vom Sanatorium genannt. An einer Stelle (18) hat man vor einigen Jahren versucht, durch einen Schurf dem Quellgerinsel nachzugehen. Es wäre wohl zweckmäßiger gewesen, den Schurf nicht schräg abwärts, sondern als Stollen mit geringem Anstieg in den Berg hineinzutreiben, so wie es bei dem erwähnten Wasserstollen der Gemeinde Brackwede auf der Südseite des Eberges geschehen ist.

Die schönste Quelle an der Hangendgrenze des Osningsandsteins ist die Hauptquelle bei der Sommerfrische Quellental in der Gemeinde Steinhagen (5). Man sieht das Wasser aus dem Sandstein hervorquellen und daneben den tonigen Grünsand des Ober-Alb aufgeschlossen.

Der Flammenmergel ist vermöge seiner harten, zerklüfteten, kieseligen Gesteine und eingebettet zwischen dem eben erwähnten Grünsand im Liegenden und dem undurchlässigen Cenomanmergel im Hangenden ein im ganzen freilich nur bescheidener Wasserbringer, so z. B. in den Spiegel'schen Bergen (17). Eine kräftigere Quelle (8) wurde im Bahngelände zwischen Bielefeld und Brackwede unfern der erwähnten, aus dem Osningsandstein hervortretenden Quelle aufgedeckt. Ferner sind Quellen zu nennen, die auf der Nordseite des Kahlen Berges (»am Wellenkotten«, 6) an der Verwerfung von Flammenmergel gegen Doggertone hervortreten.

In der Oberen Kreide sind die über 300 m mächtigen Cenoman- und Turonkalke sehr wichtige Wassersammler. Bei der weitgehenden Zerklüftung des Gesteins sollte man erwarten, daß Wassergewinnungsarbeiten im Plänergebirge im allgemeinen von gutem Erfolge begleitet sein müssen. Wir wissen indessen durch die Untersuchungen von

H. Stille[1]) im Pläner der Gegend von Paderborn, daß ein Erfolg an eine Reihe sehr wichtiger Voraussetzungen geknüft ist. Eine Wasserbewegung ist auf den Klüften nur möglich, wenn diese zugleich Verwerfungsklüfte sind. Die Verwerfungen brauchen keine große Sprunghöhe zu haben, müssen aber von einer Zertrümmerung des Nachbargesteins begleitet sein. Im Bielefelder Osning sind nun trotz der Überkippung der Kreideschichten Verwerfungen von größerer Sprunghöhe nur vereinzelt vorhanden, aber in den meisten Steinbrüchen kann man Klüfte verbunden mit Trümmerbildung beobachten.

Mit befriedigendem Erfolge ist eine Tiefbohrung im »Windfang« bei Brackwede (15, s. S. 295) ausgeführt worden.

Zwei natürliche Quellen, die Weser-Lutter (9) und daneben die Ems-Lutter entspringen aus dem Pläner nördlich vom Bahnhof Brackwede. Das Quertal, in dem der Bahnkörper belegen ist, schneidet den Plänerrücken. Die Quellen liegen also im Pläner an dem tiefsten Schnittpunkte der Tagesoberfläche mit dem Grundwasserspiegel. Beide Quellen flossen ursprünglich nach Südwesten, also zur Ems ab. Aber durch ein Privileg wurde die östliche der beiden Quellen der Stadt Bielefeld zugesprochen und künstlich ihr zugeleitet; damit wurde sie zur Weser-Lutter. Der Weser-Lutterkolk ist eine erdfallartige Einsenkung hart an der steilen Ostböschung des Tales. Er ist mit Sand ausgefüllt und seine Tiefe beträgt etwa 20 m[2]).

Die aus diesem Kolk abfließende Wassermenge hat sich durch Arbeiten an dem daneben belegenen Bahnkörper verringert, so daß der Kolk jetzt meist trocken liegt. Die Hauptwassermasse des Quertales fließt jetzt zur Ems ab und empfängt alsbald noch einen Zufluß aus den höchsten Turonkalken, wo sich diesem undurchlässige Mergel vorlagern, deren Hauptmasse zum Emscher gehört. Die Pläner-Emscher-Grenze ist eine wichtige Quellinie am Abfall des Teutoburger Wald zum Münster'schen Tiefland[3]).

Neben den im vorstehenden, kurz aufgeführten Hauptwassersammlern kommen auch in andern Formationen quellbringende Horizonte vor, so im Keuper. Da dessen Verbreitung innerhalb der Bergketten des Osnings nur gering, im nördlichen Vorland dagegen für die Wasserwirtschaft von großer Bedeutung ist, so werden wir an anderer Stelle darauf zurückzukommen haben[4]). Innerhalb der vorwiegend tonigen oder mergelig-tonigen Juraschichten geben die Posidonienschiefer und die Einlagerungen fester Bankzonen im Weißen Jura, so der Oxford-Sandstein und der Gigas-Kalk zu einer Quellbildung von bescheidenerem Ausmaß und mehr örtlicher Bedeutung Anlaß.

Die Längstäler des Osnings bestehen aus mürben Mergeln und Tonen der Trias, des Jura und der Kreide, mithin aus wasser-

[1]) H. Stille, Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 38, Berlin 1903.
[2]) Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Chr. Knebel, Bohrunternehmer, Bielefeld.
[3]) Siehe Stille, a. a. O., Fig. 1, S. 44.
[4]) Siehe Abschnitt V, S. 311 und VI, S. 318.

armen Gesteinen. Gerade in diesen Talräumen sieht man sich als Geologe sehr häufig vor die Aufgabe gestellt, Wasserversorgungsfragen zu beantworten. Denn hier ist der gegebene Platz für Neuansiedelungen, und mag es sich dabei meist auch nur um kleine Anwesen handeln, so kommen doch gelegentlich Fabriken mit einem größeren Wasserbedarf hinzu, und außerdem sei daran erinnert, daß die umfangreichen Bodelschwingh'schen Anstalten in Bethel (Gemeinde Gadderbaum) zum großen Teil in einem weiten Talraum des Osnings belegen sind und gerade hier die Schwierigkeiten der Wasserversorgung sich sehr bemerkbar machen.

Über die Wasserführung der wasserarmen Schichten des Osnings, von denen eine jede in ihrer Gesamtheit geradezu als wasserundurchlässig bezeichnet werden kann, wie etwa ein Sieb mit sehr sparsamen und sehr feinen Löchern die Wasserbewegung hemmt, lassen sich kurz folgende Angaben meist allgemeinerer Art machen.

Im Röt als der ältesten hier in Betracht zu ziehenden Gebirgsstufe, die einen großen Teil des Hauptlängstales im Osning erfüllt, kann sich das Wasser nur in gewissen Lagen von härteren, stückigen Mergeln sammeln, die hinsichtlich ihrer Wasserführung etwa mit Steinmergeln im Keuper verglichen werden können, wenn auch dahinter zurückbleiben. So ist der Wasservorrat für Hausbrunnen wohl überall ausreichend und hat anscheinend auch in dem trockenen Sommer 1921 gut ausgehalten. Eine Bohrung in den Röt hinein wurde in Oerlinghausen auf dem Fabrikgelände der Firma Weber & Co. (20) im Jahre 1903 ausgeführt, und zwar mit befriedigendem Erfolg. Die Schichtenfolge dieser Bohrung sei hier mitgeteilt, weil sie wegen der Mächtigkeit und Beschaffenheit der Deckschichten bemerkenswert erscheint:

Bis	1,60 m	1,60 m	Lößlehm	Diluvium
»	5,00 »	3,40 »	Sand und Kies überwiegend einheimischer Gesteine (Pläner), aber auch nordischer Herkunft	»
»	11,65 »	6,55 »	gelbbrauner und grauer Geschiebemergel mit nordischen und einheimischen Gesteinsbrocken	»
»	33,85 »	22,20 »	roter Mergel, in den zuoberst noch nordische Geschiebe eingeknetet sind	Röt (Oberer Buntsandstein)
»	40,00 »	6,15 »	grauer Mergel	» » »

Dicht bei der Fabrik und ebenso in dem benachbarten Menkhausen nimmt ein Wasserriß im Rötgebiet seinen Anfang, andere beim »Stillen Frieden« und an ähnlichen Stellen. Die vielfach behauptete gänzliche Wasserlosigkeit des Röts trifft somit für unser Bielefelder Gebiet und wohl auch für andere Gegenden nicht unbedingt zu. Hierbei wird nicht vergessen, daß der Röt flach überschoben auf jüngeren Formationen lagert. Unter diesen kommen aber vorwiegend Juraschichten in Frage, die gleichfalls wasserarm sind. Immerhin soll die Möglichkeit der Mitwirkung von Spalten und einer Heranführung von Wasser aus andern Gebirgsstufen zu jenen in den erwähnten Wasserrissen vorkommenden kleinen Quellen nicht bestritten werden. Erscheint eine Wassergewinnung im Röt als aussichtslos, so müssen benachbarte, wasserreichere Gebirgsschichten aus-

genutzt werden. So hat z. B. der »Stille Frieden« seine Wassergewinnungsanlage im Osningsandstein des Eberges ausgebaut.

Im Mittleren Muschelkalk ist die Wasserbewegung gleichfalls sehr behindert. In der »Sieker Schweiz« beobachtete ich vier Quellen im Bereich des Mittleren Muschelkalks. Es erscheint mir nicht ausgeschlossen, daß sie mit dem Auslaugen gipsführender Schichten und einer daraus sich ergebenden Trümmerstruktur des Gesteins, die eine Wassersammlung und -fortleitung ermöglichen könnte, in Zusammenhang steht. Ein starkes Quellenbündel tritt bei Theenhausen nördlich von Halle i. W. aus dem Mittleren Muschelkalk hervor.

Die Juratone erreichen bei den Bodelschwingh'schen Anstalten eine ansehnliche Oberflächenverbreitung. Von einer erfolglosen Tiefbohrung auf Wasser, die vor längeren Jahren auf den Rat eines Wünschelrutengängers unternommen worden war, habe ich früher berichtet[1]). Man wird im Juragebiet, wenn es sich um größeren Bedarf handelt, auf eine Wassergewinnungsanlage in andern Gebirgsschichten bedacht sein müssen, es sei denn, daß mächtige, sandige Deckschichten, wie bei der Spinnerei »Vorwärts«, die Möglichkeit zur Anlage einer Brunnenkette bieten.

In der Unteren Kreide gilt der Wealden mit seinen vorwiegend tonig entwickelten Schichten in seiner Gesamtheit, zumal gegenüber dem Osningsandstein (vgl. S. 292), als wasserundurchlässig. Der Bergbau auf Wealdenkohle am Teutoburger Walde hat indessen gezeigt, daß aus dem Wealdenschiefer und aus den Einlagerungen harter Bänke eine unerwünscht große Wassermenge zusammenläuft.

Von der Stauwirkung des tonigen Grünsandes im Ober-Alb gegenüber dem Osningsandstein und dem Flammenmergel ist bereits oben die Rede gewesen. Der Cenomanmergel ist als wasserundurchlässig zu betrachten[2]), nicht aber in gleichem Maße der Labiatusmergel, der infolge größerer Härte zur Kluftbildung besser geeignet ist.

II. Die Wasserversorgung von Brackwede

Die Gemeinde Brackwede liegt auf der Südseite des Osnings, gewissermaßen am Eingange zur Senne. Obwohl hier eine Wasserversorgungsanlage in der Weise möglich gewesen wäre, wie sie die Stadt Bielefeld in der Senne ausgebaut hat, so hat Brackwede es doch vorgezogen, indem die Gemeinde wohl hauptsächlich den Anregungen des Geh. Kommerzienrates Dr. K. Möller †, Kupferhammer, folgte, Quellen im Osning auszunutzen. Gegenwärtig stehen dem Brackweder Wasserwerk drei Quellgebiete zur Verfügung, deren Wasser einem gemeinsamen, am Rosenberge gelegenen Hochbehälter zugeführt wird. Diese drei Quellgebiete sind

1. der Wasserstollen am Eberg (19),
2. zwei Bohrlöcher im »Windfang« (15) und
3. Quellen bei dem Hofe von Waterboer (16).

[1]) a. a. O., S. 247.
[2]) Vgl. aber S. 297.

Das Wasser aus dem Stollen am Eberg und der Quellen bei Waterboer wird einem am Rosenberge belegenen Hochbehälter zugeführt. Für das mit Pumpen im »Windfang« geförderte Wasser ist ein besonderer Behälter neben der Pumpanlage vorhanden. Beide Behälter sind durch die Entnahmeleitung miteinander verbunden und liegen mit ihrer Sohle auf gleicher Höhe.

Der Wasserstollen oberhalb des Große Bockermann'schen Hofes ist am Südhange des Eberges angesetzt und sammelt Zuläufe, die dem wichtigen Quellhorizont an der Hangendgrenze des Osningsandsteins gegen den Grünsandton (vgl. S. 292) angehören. Das Stollenmundloch liegt in fast 240 m über N.N., der Hochbehälter am Rosenberg in fast 180 m, so daß es wohl angängig gewesen wäre, den Stollen nicht an der Austrittsstelle der alten, natürlichen Quellen selbst, sondern noch etwas unterhalb am Hange anzusetzen. Der Stollen hätte dann freilich eine größere Länge erhalten müssen, indem der Grünsandton oder gar noch ein Teil des Flammenmergels zu durchfahren gewesen wäre, aber der Vorteil hätte in der Erzielung einer größeren Wassermenge gelegen. Der vorhandene Stollen ist 35 m lang und liefert nach einer Mitteilung des Brackweder Wasserwerks vom 16. April 1926 in den trockensten Sommermonaten etwa 280 cbm, in wasserreichen Zeiten etwa 500 cbm Wasser täglich.

Die Untersuchungen einer Wasserprobe vom 5. Januar 1926 und einer anderen vom 7. Juni 1926 durch das Städtische Untersuchungsamt Bielefeld mögen hier als Beispiele für ein aus dem Osningsandstein stammendes Wasser mitgeteilt werden. Das farblos blanke Wasser enthält unfiltriert Spuren von Schwebestoffen. Die Reaktion gegen Lackmus ist neutral, gegen Phenolphtalein nicht alkalisch, ein Geruch nicht wahrnehmbar. 1 l Wasser enthält in Milligrammen:

Abdampfrückstand	60,8	82,4
Glühverlust	19,2	14,4
Glührückstand	41,6	68,0
Zur Oxydation erforderliches Permanganat in saurer Lösung	6,2	2,3
Ammoniak (NH_3)	nicht nachweisbar	desgl.
Salpetrige Säure (N_2O_3)	—	»
Salpetersäure (N_2O_5)	0,5	8,1
Chlor (Cl)	14,2	10,3
Schwefelsäure (SO_3)	4,1	14,5
Kieselsäure (SiO_2)	—	—
Aluminiumoxyd (Al_2O_3)	—	—
Eisenoxyd (Fe_2O_3), gelöst	0,14	0,1
» , suspendiert	0,14	0,07
Calciumoxyd (CaO)	10,8	20,5
Magnesiumoxyd (MgO)	2,2	6,0
Bakterium Coli	nicht nachweisbar	desgl.
Gesamthärte in deutschen Graden	1,4	2,9
Vorübergehende Härte	0,8	1,9
Bleibende Härte	0,6	1,0
Keimzahl für 1 ccm nach 3 Tagen	6 Keime	9 Keime

Im »Windfang« (15), einem kleinen Quertale der Plänerkette des Osnings auf der Nordwestseite des Rosenberges, liegt die zweite Wassergewinnungsanlage der Gemeinde Brackwede. Die Anlage be-

steht aus zwei 4 m voneinander entfernt liegenden Bohrlöchern von je 70 m Tiefe und 500 mm Durchmesser. Die von der Firma H. Anger's Söhne, Nordhausen, ausgeführten Bohrungen sind neben einem Erdfall fast an der Grenze der *Labiatus-* und *Lamarcki*-Schichten angesetzt. Bei der steilen Lagerung der Bänke dürften in 70 m Tiefe *Lamarcki*-Schichten anstehen, also die Kalkstufe des Turons, die am besten wasserführend ist. Bereits in 12 m Tiefe zeigte sich etwas Wasser, dessen Menge aber nicht für den Bedarf genügte. Nach einem Gutachten der Preußischen Geologischen Landesanstalt, das 1907 von H. Stille ausgearbeitet worden ist, mußte die Bohrung bis zur Höhenlage des Weser-Lutterkolkes im Bielefeld-Brackweder Quertal des Gebirges niedergebracht werden. In diesem Quertal ist der tiefstgelegene Schnittpunkt des Wasserhorizontes der Turonkalke mit der Tagesoberfläche (vgl. S. 293). Der Lutterkolk liegt rd. 140 m über N.N., die Ansatzpunkte der beiden Bohrungen im „Windfang« in rd. 200 m über N.N. Daraus ergab sich, wenn man das leichte Ansteigen des Grundwasserspiegels im Gebirge unberücksichtigt läßt, daß die Bohrungen mindestens 60 m tief werden mußten. Bei der tatsächlich erreichten Tiefe von 70 m tauchen die Bohrlöcher in ausreichender Weise in das Grundwasser hinein. Der Wasserstand schwankt in beiden Bohrlöchern innerhalb eines Jahres um den Betrag von 6—8 m. Zwei Tiefbrunnenkolbenpumpen mit 275 mm Zylinderbohrung schaffen das Wasser zutage. Wegen der dadurch verursachten hohen Gestehungskosten wird die Pumpanlage im »Windfang« nur dann benutzt, wenn das Wasser aus dem Wasserstollen am Eberg und aus der Quelle bei Waterboer nicht ausreicht. In der Zeit vom 1. Januar bis 31. Dezember 1925 waren die Pumpen während 2194 Stunden in Benutzung und lieferten in dieser Zeit 70218 cbm Wasser.

Das Wasser aus dem »Windfang« enthält nach einer Untersuchung des Städtischen Untersuchungsamtes Bielefeld vom 29. April 1908 und einer andern vom 12. Juni 1926 in 1 l in Milligrammen:

Feste Rückstände bei 105° C	275,60	288,0
Glühverlust	8,80	48,0
Glührückstand	266,80	240,0
Salpetersäure (N_2O_5)	6,61	8,6
Salpetrige Säure (N_2O_3)	0	nicht nachweisbar
Ammoniak (NH_3)	0	desgl.
Chlor (Cl)	17,75	16,0
Schwefelsäure (SO_3)	16,60	39,2
Kieselsäure (SiO_2)	7,53	—
Calciumoxyd (CaO)	119,46	114,8
Magnesiumoxyd (MgO)	2,35	2,4
Aluminiumoxyd (Al_2O_3)	—	—
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,40	0,25
Zur Oxydation erforderliches Permanganat in mg	11,40	2,8
Gesamthärte	12,30	11,8
Bleibende Härte	—	2,0

Die Keimzahl betrug für 1 ccm Wasser nach 3 Tagen: 17 (14).

Die Quellen bei dem Hofe von Waterboer (16) treten inmitten des von Cenomanmergel eingenommenen Talzuges zutage. Ihr Abfluß

vereinigt sich mit Quellen, die bei der Försterei Spiegelsberge und mehrere hundert Meter weiter östlich in der Unteren Kreide entspringen. In dem Quertale zwischen Rosenberg und Togdrang, die aus Oberer Kreide, hauptsächlich aus Turon, bestehen, fließen die gesammelten Quelläufe zur Senne ab. Ihr Wasser versickert aber beim Rüterschen Hofe in dem Sennesand, um erst in der Nähe von Oetker's Hof wieder an die Tagesoberfläche zu kommen.

Die Quellen bei Waterboer sind darum bemerkenswert, weil sie eines der seltenen Beispiele für Quellbildung in dem mit Recht als wasserundurchlässig geltenden Cenomanmergel bilden. Kommen nun auch in dieser Stufe, und zwar besonders nach dem Hangenden zu, Einlagerungen von Kalkbänken vor, so hat man doch in ihnen nirgends am Teutoburger Wald eine Wasserführung beobachtet, die zu einer Quellbildung wie bei Waterboer führen könnte. Es müssen daher wohl dem Cenomanmergel benachbarte durchlässige Gesteine die Wassersammler sein. Etwa 1 km südöstlich vom Waterboer'schen Hofe entspringt eine Quelle an der Grenze des Cenomanmergels gegen den aus klüftigen, kieseligen Gesteinen bestehenden und einen schmalen Bergrücken bildenden Flammenmergel. So könnte man denn auch wohl für die Waterboer'schen Quellen vermuten, daß sie ihr Wasser aus dem Flammenmergel beziehen. Mit der geringen Ausdehnung des so beschaffenen Einzugsgebietes würde in Einklang stehen, daß die Schüttung der Waterboer'schen Quellen den Schwankungen der atmosphärischen Niederschläge, wie Messungen ergeben haben, rasch folgt. Nun ist aber der Flammenmergel ein vorwiegend kieseliges und nur schwach mergeliges Gestein, die Analyse des Quellwassers (s. S. 299) zeigt aber eine große Ähnlichkeit mit dem im »Windfang« aus dem Pläner gewonnenen Wasser. So ist es denn wahrscheinlich, daß nicht der Flammenmergel, sondern der Pläner der Wassersammler für die Waterboer'schen Quellen ist. Bei der überkippten Lagerung der Kreideschichten unseres Osningabschnittes unterteuft der Pläner den Cenomanmergel, dessen Undurchlässigkeit für Wasser mit Hilfe von Klüften überwunden wird. Solche Klüfte sind zwar an Ort und Stelle in dem Cenomanmergel bei dem Fehlen geeigneter Aufschlüsse nicht nachweisbar, sie sind jedoch in allen Steinbrüchen, die in den Kreideschichten angelegt sind, zu sehen. Mit den Klüften sind zwar meist keine nennenswerten Schichtenverschiebungen, wohl aber oft weitgehende Gesteinszerrüttungen verbunden. Diese Diaklase, wie auch die von Harnischen begleiteten Spalten, begünstigen nicht nur im Osningsandstein und im Pläner die Wasserbewegung, sondern auch in den Mergeln, in denen Kluftbildungen in einer dem mürben Gestein entsprechenden Form wohl nicht zu bezweifeln sind. Daß aber Spalten in bröckligen Mergeln und Tonen klaffen können, dafür liegen auch aus anderen Formationen sichere Anzeichen vor.

Die in den hiesigen Steinbrüchen zu beobachtenden Klüfte streichen hauptsächlich im Sinne des ganzen Gebirges, also etwa SO—NW. Seltener sind Spalten, die spießeckig oder quer hierzu verlaufen. Die Querklüfte sind wie die streichenden Spalten nur selten Verwerfer in

einem Ausmaße, daß sich eine Querverschiebung beim Verfolgen der Schichtgrenzen über Tage erkennen ließe. Auch im Bereiche der Waterboer'schen Quellen ist ein Querbruch nicht nachweisbar, dennoch möchte ich ihre Entstehung auf den Schnitt streichender und querverlaufender Klüfte zurückführen, von denen die letzteren auch wohl die Talbildung zwischen Togdrang und Rosenberg begünstigt haben dürften.

Von den Quellen bei Waterboer ist eine für die Gemeinde-Wasserversorgung von Brackwede nutzbar gemacht. Sie liefert in wasserarmen Zeiten etwa 15 cbm, in wasserreichen Zeiten etwa 80 cbm Wasser täglich. Das Wasser gelangt mit eigenem Gefälle zum Behälter am Rosenberg. Die Beantwortung der Frage, ob durch eine Bohrung die Wassermenge erhöht werden könnte, muß einer näheren Prüfung vorbehalten bleiben.

Vom Städtischen Untersuchungsamt Bielefeld ausgeführte Analysen der von Brackwede ausgenutzten Quelle bei Waterboer ergab folgendes. Das farblos blanke Wasser enthält unfiltriert Spuren von Schwebestoffen, die Reaktion gegen Lackmus ist neutral, gegen Phenolphtalein nicht alkalisch. 1 l Wasser enthält in Milligrammen:

Probe eingegangen am:	5. Januar 1926	7. Juni 1926
Abdampfrückstand	249,6	286,4
Glühverlust	33,6	33,16
Glührückstand	216,0	252,8
Zur Oxydation erforderliches Permanganat in mg in saurer Lösung	2,3	5,8
Ammoniak	nicht nachweisbar	desgl.
Salpetrige Säure (N_2O_3)	»	»
Salpetersäure (N_2O_5)	7,6	5,9
Chlor (Cl)	16,0	14,2
Schwefelsäure (SO_3)	25,8	35,1
Kieselsäure (SiO_2)	—	—
Aluminiumoxyd (Al_2O_3)	—	—
Eisenoxyd (Fe_2O_3), gelöst	0,11	0,10
» (»), suspendiert	0,14	0,11
Calciumoxyd (CaO)	105,2	117,7
Magnesiumoxyd (MgO)	2,2	1,1
Bakterium Coli	nicht nachweisbar	desgl.
In deutschen Graden beträgt die		
Gesamthärte	10,8	11,9
Vorübergehende Härte	9,0	9,5
Bleibende Härte	1,8	2,4
Keimzahl für 1 ccm nach 3 Tagen	keine Keime	44 Keime, z. T. verflüssigt

III. Die Wassergewinnungsanlagen der Stadt Bielefeld in der Senne

(Hierzu der Lageplan auf S. 302)

Die Senne ist das südwestliche Vorland des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Paderborn. Es ist ein ausgedehntes Diluvialgebiet, in dem, wie der Name schon sagt, der auch in der Form von »Sende« vertreten ist, der Sand die vorwaltende Bodenart ist. Der

Untergrund des Diluviums besteht fast überall aus Emscher-Mergel, der wahrscheinlich mehrere hundert Meter mächtig ist. Bislang hat ihn noch keine Bohrung außerhalb der dünneren Randzone durchsunken, aber immer hat er sich als gänzlich wasserarm und wasserundurchlässig erwiesen. Im allgemeinen zeigt der Emscher in den spärlich vorhandenen Aufschlüssen ein flaches südwestliches Einfallen. Am Fuß der Plänerkette überlagert der Emscher-Mergel das Turon, doch wird die Grenze beider Schichtenglieder überall von Sand verdeckt, so daß auch die mergelreichen *Schloenbachi*-Schichten meist der Beobachtung entzogen sind und erst die Scaphitenschichten in dem steiler werdenden Hange zutage treten.

Die Sandmassen der Senne, die in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 20 m auf dem Emscher lagern, sind nun nicht als eine einheitliche Aufschüttung zu betrachten, sondern verdanken ihre Entstehung den wechselvollen Vorgängen des Diluvialzeitalters. Das beweisen schon humose Einschaltungen, die wiederholt bei Brunnenbohrungen mehrere Meter unter der Tagesoberfläche angetroffen worden sind und die man wohl als interglaziale Bildungen ansehen muß. Der darunter lagernde, meist kiesreiche Sand ist als eine Ablagerung der ältesten Eiszeit anzusehen. An seiner Basis ist er vielfach vermischt mit der aufgeweichten und tonig verwitterten Oberkante des Emscher-Mergels. Der Kies besteht ganz überwiegend aus einheimischen Gesteinen und zwar aus dem Pläner des Teutoburger Waldes, nicht selten aber auch aus kieseligen Gesteinen des Flammenmergels. Für die Wasserhaltung sind diese tiefen, kiesreichen Sandlagen von großer Wichtigkeit, wie auch die Härte des Wassers durch die Berührung mit dem Kalkschotter bedingt wird.

Von großer Bedeutung für die Wasserwirtschaft der Senne ist die Einlagerung von Geschiebemergel im Sennesand. Sein Anteil an der Zusammensetzung des Diluvialprofils ist sehr verschieden und zeigt beachtenswerte Eigentümlichkeiten. In weiten Gebieten der Senne besteht die Diluvialdecke lediglich aus Sand, in anderen Teilen zeigt sich eine Geschiebemergelbank von 0,5 bis höchstens 1,5 m Stärke. In 3—4 km Entfernung vom Teutoburger Walde schwillt aber der Geschiebemergel rasch zu mehreren Metern, stellenweise sogar bis über 10 m Mächtigkeit an und bildet dabei auch in breiten Streifen die Tagesoberfläche. Seine Unterkante hält sich vom Emscher 8—10 m und mehr entfernt, und gerade dieser von kiesreichem Sand eingenommene Zwischenraum zwischen Emscher und Geschiebemergel ist der wertvollste Grundwasserträger der Senne. Das Wasser ist hygienisch einwandfrei, da es gegen Verunreinigungen von oben durch den undurchlässigen Geschiebemergel geschützt wird. Kleinbesitzer, denen die Kosten für einen Brunnen mit über 10 Ringen zu hoch werden, begnügen sich wohl mit dem Grundwasser, das über dem Geschiebemergel in dem Decksand angetroffen wird, das aber meist nicht einwandfrei zu sein pflegt und in trockenen Monaten ganz verschwinden kann.

Die Einschaltung mächtigeren Geschiebemergels in dem erwähnten Abstande vom Gebirge bedeutet eine Verringerung des Querschnittes für den Grundwasserträger, den Sennesand. Infolgedessen wird ein Teil des Grundwassers an die Tagesoberfläche gedrängt und tritt hier in Quellen zutage. So sind die in der Gemeinde Senne II entspringenden Quellen des Sprungbaches (22) und Bullerbaches (21) zu erklären, die sich zur Dalke, einem rechten Zufluß der Ems, vereinen. In welcher Weise die gleiche Ursache durch Schaffung von Erosionsformen auf die Oberflächengestaltung der Senne eingewirkt hat, kann hier nicht näher erläutert werden. Es mag hier nur erwähnt sein, daß die auf dem geologischen Blatt Brackwede und auch auf den Nachbarblättern dargestellten »Einebnungsstufen im Sander« großenteils zu jenen Erosionsformen gehören.

Der eben erwähnte Sander, wie auch der oben genannte Decksand und nicht zuletzt der Geschiebemergel selbst sind Ablagerungen der vorletzten Vereisung. Die Deutung der vom Gebirge her mit leichter Neigung nach SW hin abfallenden Sandmasse als Sander hat Keilhack[1]) gegeben. Dieser Sander bildet mit Ausnahme des schmalen Randes, wo er auf durchlässigem Plänerkalk liegt, das Niederschlagsgebiet für das im Sennesand angesammelte Grundwasser. Selbstverständlich gehören zu dem Niederschlagsgebiet auch die erwähnten Einebnungsstufen im Sander, sowie alle die Flächen, in denen der Sand zu Dünen zusammengeweht worden ist. Es muß indessen erwähnt werden, daß das Niederschlagsgebiet der Senne im Teutoburger Walde noch etwas über die Verbreitung des Sanders hinausgreift, nämlich bis zur Wasserscheide zwischen Ems und Weser, die nicht immer dem Hauptkamm des Gebirges folgt, sondern in einer sich mehrfach hin und her wendenden Linie auch die Längstäler schneidet. So nimmt z. B. der Menkhauser Bach jenseits des Hauptkammes im Rötgebiet seinen Anfang. Die aus den Bergketten südwärts heraustretenden Bäche verlieren großenteils ihr Wasser im Bereich des Sennesandes und tragen so zur Vermehrung des in ihm sich ansammelnden Grundwassers bei. Es besteht endlich auch die Möglichkeit, daß an der Turon-Emscher-Grenze unter dem Sand Quellen liegen, die unmittelbar in den Grundwasserstrom einmünden.

Die Hauptbewegung des Grundwassers erfolgt in der Richtung der offenen Bachläufe, also meist senkrecht vom Gebirge fort. Denn in dieser Richtung fällt die Oberkante des Emschers und damit auch des Sennesandes zur Emsniederung ab.

Bei dieser geologischen Sachlage und unter Berücksichtigung des Umstandes, daß die Besiedelung nur spärlich ist und große Flächen nur Heide oder Kiefern tragen, muß die Senne als ein günstiges Gelände für Wassergewinnungsanlagen bezeichnet werden. In der Umgebung von Bielefeld ist die Senne obendrein das einzige Niederschlagsgebiet, das genügende Ausdehnung hat, um den Wasserbedarf

[1]) Erläuterungen zu den Blättern Lage und Senne, Lief. 197.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

der Stadt zu decken und bei wachsender Einwohnerzahl die erforderliche Ausdehnung der Wassergewinnungsanlagen zu gestatten.

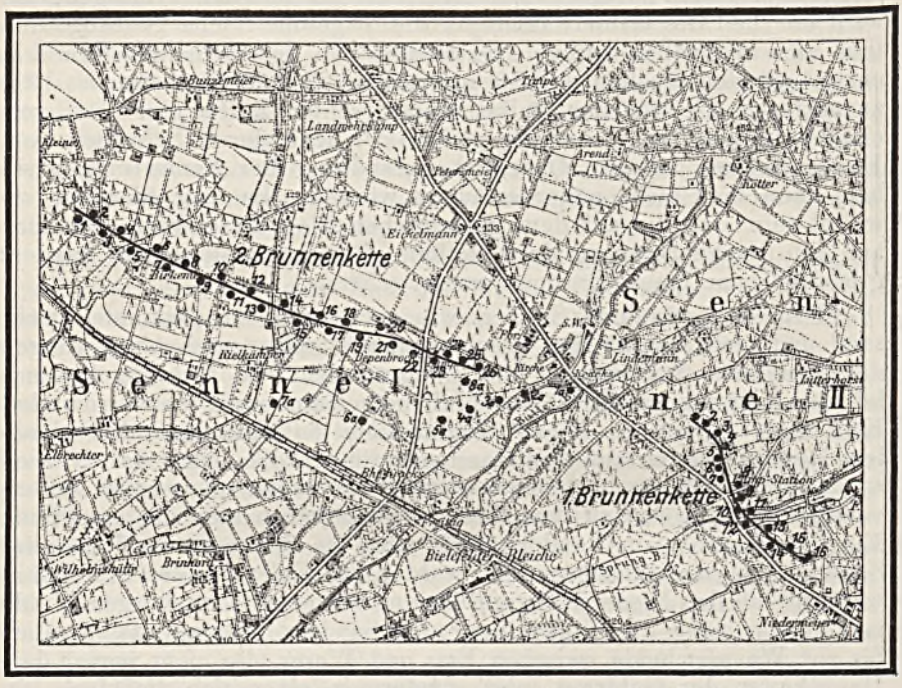


Fig. 2. Lageplan der beiden Brunnenketten des Bielefelder Wasserwerks in der Senne.
Maßstab 1 : 35000. 1a—8a Versuchsbohrungen.

Die erste Brunnenkette (23) für das Wasserwerk der Stadt Bielefeld wurde 1890 in der Gemeinde Senne II zu beiden Seiten des Sprungbaches angelegt[2]). Die Kette umfaßt heute bei etwa 800 m Länge 16 Brunnen, so daß diese rund 50 m voneinander entfernt stehen. Sie haben eine Tiefe von 6,3—10 m. Bodenproben und Schichtenverzeichnisse sind nicht vorhanden. Die Entfernung des Pumpwerks von der Stadt beträgt etwa 15 km.

Eine zweite Kette von 26 Brunnen (24) wurde bis zum Jahre 1912 nördlich vom Bahnhof Kracks ausgebaut. Sie liegt wie die erste quer zur allgemeinen Grundwasserrichtung. Der Brunnenabstand beträgt 75 m und ist mit Rücksicht auf die größere Tiefe der Brunnen, die durchschnittlich mehr als 15 m beträgt, größer gewählt als bei der ersten Brunnenkette. Unser Lageplan gibt die Lagepunkte von 26 Vorbohrungen an. Die Brunnen sind teils an der Stelle dieser Vorbohrungen selbst, teils dicht daneben niedergebracht worden. Die

[1]) Vergl. C. Brüggemann, Die Entstehung und der Werdegang der städtischen Betriebe. Das Buch der Stadt. Bielefeld 1926, S. 86.

Vorbohrungen der Brunnen sind größtenteils bis in den Emscher hinabgeführt und dann alsbald gestundet. Die Bohrergebnisse sind unten mitgeteilt. Es ergibt sich aus ihnen, daß die Oberfläche des Emschers verschieden tief liegt. Die geringste Tiefe, nämlich 15,50 m, wird bei Nr. 26 verzeichnet; in andern Brunnen ist der Emscher bei 21 m noch nicht erreicht worden. Unmittelbar über dem Emscher ist der Sand vielfach mit Ton aus dem Untergrunde vermengt. Die kiesigen Einlagerungen sind, wie schon oben erwähnt, im untersten Abschnitt des Diluviums häufig und fehlen nur selten. Immerhin können sich aus solchen Abweichungen Unterschiede in der Leistungsfähigkeit der Brunnen ableiten, die andererseits auch von der Stärke der Geschiebemergeleinlagerungen abhängig sein kann. Im Anschluß an die Vorbohrungen werden noch einige weitere Schichtenverzeichnisse von Bohrpunkten I—VIII (Versuchsbohrungen 1a—8a des Lageplans) aus der Umgebung der Brunnenkette mitgeteilt.

Nr. 1 = Bohrloch Nr. 9b der Bielefelder Wasserwerke

0— 1,00 m	Grauer Sand	Diluvium
1,00— 3,00 »	Ortstein	»
3,00— 9,00 »	feiner grauer und gelber Sand	»
9,00—10,00 »	toniger Sand	»
10,00—13,50 »	ziemlich grober gelber Sand	»
13,50—21,00 »	Kies (Pläner der Oberen Kreide) mit Sand	»

Nr. 3 = Bohrloch Nr. 8b der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,20 m	Mutterboden	Diluvium
0,20—12,00 »	feiner grauer Sand	»
12,00—21,00 »	Sand und Kies (teils eisenschüssige Sandsteine der Unteren Kreide des Osnings, teils Pläner)	»

Nr. 4 = Bohrloch Nr. 7'b der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,50 m	Mutterboden	Diluvium
0,50— 2,10 »	feiner brauner Sand	»
2,10— 4,25 »	blauer, sandiger Ton (Geschiebemergel)	»
4,25— 9,50 »	feiner gelber Sand	»
9,50—19,00 »	Kalkgeröll mit feinem grauem Sand	»
19,00—21,00 »	feiner gelber Sand	»
21.00—23,00 »	blauer harter Tonmergel	Emscher
	Grundwasser bei 1,25 m	

Nr. 5 = Bohrloch Nr. 7b der Bielefelder Wasserwerke

0— 1,90 m	Feiner grauer Sand	Diluvium
1,90— 3,50 »	blauer Geschiebemergel	»
3,50—12,00 »	feiner gelber Sand	»
12,00—19,00 »	Kies mit hellgrauem Sand	»
19,00—21,00 »	gelber harter toniger Sand	»

Nr. 6 = Bohrloch Nr. 6'b der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,50 m	Mutterboden	Diluvium
0,50— 2,00 »	feiner brauner Sand	»
2,00— 4,00 »	blauer Geschiebemergel	»
4,00— 6,00 »	feiner gelber Sand	»
6,00— 6,25 »	gelber toniger Sand	»
6,25—13,00 »	ziemlich grober gelber Sand	»
13,00—19,50 »	Kalkgeröll mit ziemlich grobem gelbem Sand	»

19,50—20,00 m	gelber Ton	Emscher
20,00—23,00 »	blauer harter Ton	»

Grundwasser bei 0,55 m

Nr. 7 = Bohrloch Nr. 6b der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,40 m	Mutterboden	Diluvium
0,40— 1,50 »	feiner gelber Sand	»
1,50— 2,25 »	blauer Geschiebemergel	»
2,25— 8,00 »	ziemlich grober grauer Sand	»
8,00—16,00 »	gelber Sand	»
16,00—21,00 »	Kies (Pläner der Oberen Kreide)	»

Nr. 9 = Bohrloch Nr. 5b der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,30 m	Mutterboden	Diluvium
0,30— 2,30 »	feiner grauer Sand	»
2,30— 3,00 »	feiner hellgrauer Sand	»
3,00— 6,45 »	blauer Geschiebemergel	»
6,45—16,00 »	gelber Sand	»
16,00—17,00 »	gelber Sand mit Plänerkies	»
17,00—21,00 »	ziemlich grober grauer Sand	»

Nr. 10 = Bohrloch Nr. 4b der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,50 m	Mutterboden	Diluvium
0,50— 5,50 »	ziemlich grober grauer Sand	»
5,50— 5,75 »	grober Kiessand	»
5,75— 6,00 »	gelber toniger Sand	»
6,00—14,00 »	gelber toniger Sand	»
14,00—21,00 »	gelber Sand mit Plänerkies	»

Nr. 12 = Bohrloch Nr. 3b der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,75 m	Mutterboden	Diluvium
0,75— 2,75 »	feiner grauer Sand	»
2,75— 3,75 »	grauer toniger Sand	»
3,75— 6,00 »	feiner grauer Sand	»
6,00— 8,00 »	blauer Geschiebemergel	»
8,00—20,00 »	gelber Sand	»
20,00—21,00 »	Plänerkies mit Sand	»

Nr. 13 = Bohrloch Nr. 2'b der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,75 m	Mutterboden	Diluvium
0,75— 2,50 »	feiner brauner Sand	»
2,50— 3,50 »	ziemlich grober grauer Sand	»
3,50— 8,00 »	gelber sandiger Geschiebelehm	»
8,00— 8,50 »	blauer Geschiebemergel	»
8,50—18,00 »	grober grauer Sand	»
18,00—21,25 »	Plänerkies mit feinem grauen Sand	»
21,25—21,55 »	gelber Ton	Emscher
21,55—23,00 »	blauer harter Ton	»

Grundwasser bei 1,14 m

Nr. 14 = Bohrloch Nr. 2b der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,25 m	Mutterboden	Diluvium
0,25— 3,75 »	grauer Sand	»
3,75— 8,25 »	blauer Geschiebemergel	»
8,25—18,00 »	ziemlich grober grauer Sand	»
18,00—20,00 »	Kies mit Sand	»
20,00—21,00 »	gelber, feiner, toniger Sand	»

Nr. 16 = Bohrloch Nr. 1b der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,50 m	Mutterboden	Diluvium
0,50— 1,25 »	Ortstein	»
1,25— 9,00 »	feiner grauer Sand	»
9,00—10,00 »	grober Kiessand	»
10,00—19,00 »	blauer Tonmergel	Emscher

Nr. 21 = Bohrloch Nr. 9a der Bielefelder Wasserwerke

0— 1,00 m	Mutterboden	Diluvium
1,00— 3,00 »	grober gelber Sand	»
3,00—15,00 »	feiner hellgrauer Sand	»
15,00—22,50 »	Kalkgeröll mit Sand	»
22,50—23,00 »	blauer Mergel	Emscher

Nr. 22 = Bohrloch Nr. 22a der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,50 m	Mutterboden	Diluvium
0,50— 1,50 »	feiner gelber Sand	»
1,50— 3.75 »	feiner grauer Sand	»
3,75— 5,00 »	blauer Lehm	»
5,00—20,50 »	Kalkgeröll mit feinem Sand	»
20,50—20,75 »	blauer harter Tonmergel	Emscher

Nr. 23 = Bohrloch Nr. 21a der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,75 m	gelber feiner Sand	Diluvium
0,75— 3,00 »	grauer grober Sand	»
3,00— 3,75 »	toniger Sand	»
3,75— 6,75 »	grauer feiner Sand	»
6,75—10,00 »	gelber grober Sand	»
10,00—18,00 »	Plänerkies mit feinem Sand	»
18,00—18,50 »	blauer harter Ton	Emscher

Nr. 24 = Bohrloch Nr. 18a der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,50 m	Mutterboden	Diluvium
0,50— 4,50 »	feiner grauer Sand	»
4,50— 6,00 »	grober gelber Sand	»
6,00—11,00 »	feiner grauer Sand	»
11,00—18,25 »	feiner grauer Sand mit Kies	»
18,25—19,00 »	blauer harter Tonmergel	Emscher

Nr. 25 = Bohrloch Nr. 19a der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,50 m	Mutterboden	Diluvium
0,50— 8,00 »	feiner grauer Sand	»
8,00—13,00 »	grober gelber Sand	»
13,00—16,50 »	feiner grauer Sand	»
16,50—17,50 »	feiner grauer Sand mit Plänerkies	»
17,50—18,00 »	blauer harter Ton	Emscher

Nr. 26 = Bohrloch Nr. 20a der Bielefelder Wasserwerke

0— 0,50 m	Mutterboden	Diluvium
0,50— 4,00 »	gelber Sand	»
4,00— 5,00 »	gelber toniger Sand	»
5,00— 7,00 »	feiner grauer Sand	»
7,00—10,00 »	feiner toniger Sand	»
10,00—14,80 »	grober gelber Sand	»
14,80—15,10 »	gelber toniger Sand	»
15,10—15,50 »	blauer harter toniger Sand	»
15,50—15,80 »	blauer Mergel	Emscher

Bohrpunkt I = Bohrloch Nr. 1a der Bielefelder Wasserwerke

0 – 3,00 m	blauer sandiger Ton	Alluvium
3,00 – 5,94 »	gelber Sand	Diluvium
5,94 – 10,44 »	Plänerkies mit Sand	»
10,44 – 11,00 »	gelber harter toniger Sand	»
11,00 – 13,00 »	blauer harter Ton	Emscher

Grundwasser bei 0,30 m

Bohrpunkt II = Bohrloch Nr. 2a der Bielefelder Wasserwerke

0 – 0,50 m	Mutterboden	Diluvium
0,50 – 3,50 »	feiner hellgrauer Sand	»
3,50 – 7,00 »	grober grauer Sand	»
7,00 – 11,50 »	feiner gelber Sand	»
11,50 – 14,00 »	Plänerkies und gelber Sand	»
14,00 – 14,50 »	gelber harter toniger Sand	»
14,50 – 16,25 »	blauer Mergel	Emscher

Grundwasser bei 0,65 m

Bohrpunkt III = Bohrloch Nr. 3a der Bielefelder Wasserwerke

0 – 0,50 m	Mutterboden	Diluvium
0,50 – 3,00 »	feiner grauer Sand	»
3,00 – 7,00 »	feiner hellgrauer Sand	»
7,00 – 8,00 »	grober grauer Sand mit Plänerkies	»
8,00 – 12,00 »	feiner gelber Sand	»
12,00 – 13,00 »	feiner hellgrauer Sand	»
13,00 – 14,00 »	gelber harter toniger Sand	»
14,00 – 15,25 »	blauer Mergel	Emscher

Bohrpunkt IV = Bohrloch Nr. 4a der Bielefelder Wasserwerke

0 – 0,35 m	Mutterboden	Diluvium
0,35 – 14,10 »	feiner grauer Sand	»
14,10 – 15,10 »	gelber Sand	»
15,10 – 15,75 »	blauer harter Ton	Emscher
15,75 – 20,00 »	blauer Mergel	»

Bohrpunkt V = Bohrloch Nr. 5a der Bielefelder Wasserwerke

0 – 4,00 m	feiner grauer Sand	Diluvium
4,00 – 8,00 »	feiner hellgrauer Sand	»
8,00 – 17,00 »	gelber lehmiger Sand	»
17,00 – 18,00 »	blauer harter Ton	Emscher

Bohrpunkt VI = Bohrloch Nr. 6a der Bielefelder Wasserwerke

0 – 0,25 m	Mutterboden	Diluvium
0,25 – 6,00 »	feiner grauer Sand	»
6,00 – 7,50 »	gelber Sand	»
7,50 – 8,50 »	blauer harter Ton	»
8,50 – 18,50 »	Plänerkies mit grauem Sand	»
18,50 – 23,00 »	blauer harter Ton	Emscher

Grundwasser bei 0,25 m

Bohrpunkt VII = Bohrloch Nr. 7a der Bielefelder Wasserwerke

0 – 0,25 m	Mutterboden	Diluvium
0,25 – 6,00 »	feiner grauer Sand	»
6,00 – 7,50 »	Kalkgeröll mit grauem Sand	»
7,50 – 8,75 »	blauer harter Geschiebemergel	»
8,75 – 12,00 »	gelber toniger Sand	»
12,00 – 17,00 »	feiner grauer Sand	»

17,00—18,00 m	gelber Sand mit Plänerkies	Diluvium
18,00—23,00 »	feiner grauer Sand	»
	Grundwasser bei 0,25 m	

Bohrpunkt VIII = Bohrloch Nr. 8a der Bielefelder Wasserwerke

0— 2,00 m	grauer feiner Sand	Diluvium
2,00— 2,50 »	lehmiger Sand	»
2,50— 8,50 »	feiner hellgrauer Sand	»
8,50—17,00 »	grober heller Kiessand	»
17,00—17,50 »	gelber, harter, toniger Sand	»
17,50—18,50 »	blauer Mergel	Emscher

Die Gesamtleistung der beiden Brunnenketten beträgt nach den Angaben der Wasserwerke bis zu 18000 cbm täglich, wovon auf die zweite Brunnenkette eine Tagesleistung von 12000 cbm entfällt. Das Wasser wird drei Hochbehältern zugeführt, von denen der älteste am Sparenberg, der zweite an der Waldstraße zwischen Johannisberg und Ochsenberg und der dritte am Kahlenberg belegen ist. Eine Durchschnittsanalyse des Wassers hat nach C. Brüggemann [1]) folgende Form:

Äußere Eigenschaften, unfiltriert: farblos, blank
» » , filtriert: » , »
Reaktion gegen Lackmus: neutral
» » Phenolphthalein: nicht alkalisch.

1 Liter Wasser enthält in Milligrammen:

Abdampfrückstand	186,4
» suspendiert	—
Organische Stoffe, gelöst	60,0
» » suspendiert	—
Mineralstoffe, gelöst	126,4
Zur Oxydation erforderlich Permanganat in saurer Lösung	3,2
Ammoniak (NH_3)	nicht nachweisbar
Salpetrige Säure (N_2O_3)	» »
Salpetersäure (N_2O_5)	9,2
Chlor (Cl)	21,3
Schwefelsäure (SO_3)	21,0
Kieselsäure (SiO_2)	—
Eisenoxyd (Fe_2O_3), suspendiert	0,14
» » gelöst	0,07
Calciumoxyd (CaO)	68,5
Magnesiumoxyd (MgO)	3,3
Bacterium coli	nicht nachweisbar
Keimzahl für 1 ccm nach 3 Tagen	keine Keime
In deutschen Graden beträgt die	
Gesamthärte	7,4
Vorübergehende Härte	4,2
Bleibende Härte	3,2

IV. Windelsbleiche in der Senne

Die gleichförmige Beschaffenheit der Senne ergibt sich aus den Brunnenbohrungen, die für die Bleicherei von Hermann Windel G. m. b. H. in Windelsbleiche (25) von der Wasserwerk- und

[1]) a. a. O., S. 89 und 90.

Brunnen-Bau-Gesellschaft m. b. H., Achim bei Bremen, ausgeführt worden sind. Die Brunnen in Windelsbleiche haben wie diejenigen bei dem benachbarten Pumpwerk 2 der Stadt Bielefeld eine Tiefe von 16—20 m. Die stündliche Gesamtleistung beträgt 400—500 cbm, mithin mehr als die Hälfte der beiden städtischen Brunnenketten in der Senne. Das Wasser hat eine Gesamthärte von 6—6½ und eine bleibende Härte von rund 3,5 deutschen Härtegraden. Der Eisengehalt wechselt und beträgt 0,1—0,6 mg in einem Liter.

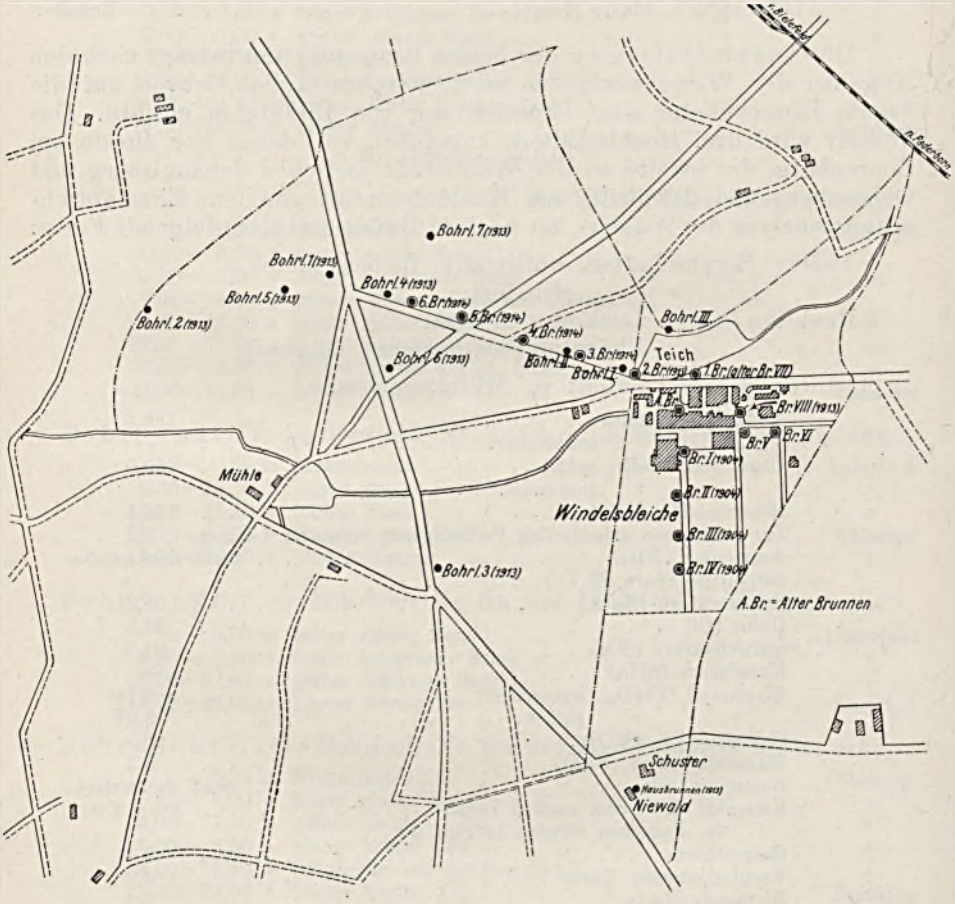


Fig. 3. Lageplan der Brunnen in Windelsbleiche.
Maßstab 1 : 10000.

Von den Schichtenverzeichnissen seien hier die folgenden mitgeteilt:

Bohrloch 1 (1913)

Bis	1,00 m	1,00 m	Mutterboden	Diluvium
»	3,90 »	2,90 »	weißer feiner Sand	»
»	7,40 »	3,50 »	gelber Sand	»
»	8,00 »	0,60 »	weißer grober Sand	»
»	8,05 »	0,05 »	Ton	»
»	10,40 »	2,35 »	blauer feiner Sand	»
»	17,50 »	7,10 »	gelber grober Sand	»
»	19,90 »	2,40 »	gelber grober Sand und Kies	»
»	— »	— »	toniger Mergel	Emscher

Bohrloch 3 (1913)

Bis	0,80 m	0,80 m	Mutterboden	Alluvium
»	1,20 »	0,40 »	mooriger Sand	»
»	4,00 »	2,80 »	weißer feiner Sand	Diluvium
»	7,20 »	3,20 »	lehmiger Sand (? dm)	»
»	9,50 »	2,30 »	gelber eisenhaltiger Kies	»
»	11,80 »	2,30 »	gelber feiner Sand	»
»	12,40 »	0,60 »	gelber toniger Schwemmsand	»
»	15,20 »	2,80 »	grauer grober Sand mit Kies	»
»	22,10 »	6,90 »	grauer feiner Sand	»
»	— »	— »	toniger Mergel	Emscher

Bohrloch 4 (1913)

Bis	0,2 m	0,2 m	Mutterboden	Diluvium
»	1,5 »	1,3 »	hellgelber Sand	»
»	4,3 »	2,8 »	bräunlicher Sand	»
»	4,8 »	0,5 »	grauer feiner Schlemmsand	»
»	10,4 »	5,6 »	grober weißer Sand	»
»	16,8 »	6,4 »	grober gelber Sand mit Kies	»
»	18,1 »	1,3 »	gelber grober Sand	»
»	20,0 »	1,9 »	Sand mit Streifen von Emscherton	»

Bohrloch 5 (1913)

Bis	2,20 m	2,20 m	gelber Sand	Diluvium
»	7,10 »	4,90 »	weißer feiner Sand	»
»	7,80 »	0,70 »	weißer grober Sand	»
»	8,00 »	0,20 »	Ton	»
»	12,40 »	4,40 »	toniger Sand und Kies	»
»	16,00 »	3,60 »	gelber grober Sand	»
»	— »	— »	toniger Mergel	Emscher

Brunnen 2 (1913)

Bis	3,00 m	3,00 m	gelber Sand	Alluvium
»	4,00 »	1,00 »	mooriger Sand	»
»	6,30 »	2,30 »	dunkelgrauer Sand	Diluvium
»	8,50 »	2,20 »	weißer grober Sand	»
»	8,70 »	0,20 »	blauer Ton	»
»	10,00 »	1,30 »	hellgelber Sand	»
»	18,20 »	8,20 »	grober Sand mit Kalksteingeröll	»
»	— »	— »	toniger Mergel	Emscher

Brunnen 3 (1914)

Bis	3,90 m	3,90 m	gelber feiner Sand	Diluvium
»	4,30 »	0,40 »	humoser Sand	»
»	6,40 »	2,10 »	weißer Sand	»
»	10,00 »	3,70 »	hellgelber Sand	»
»	13,50 »	3,50 »	gelber scharfer Sand	»
»	20,00 »	6,50 »	gelber scharfer Sand mit Kalksteingeröll	»
»	— »	— »	toniger Mergel	Emscher

Brunnen 4 (1914)

Bis	4,0 m	4,0 m	gelber Sand	Diluvium
»	5,0 »	1,0 »	heller scharfer Sand	»
»	5,1 »	0,1 »	blauer Ton	»
»	6,0 »	0,9 »	gelblicher feiner Sand	»
»	12,0 »	6,0 »	gelber scharfer Sand	»
»	16,0 »	4,0 »	gelber Sand mit feinem Kies	»
»	19,8 »	3,8 »	gelber scharfer Sand mit grobem Kies	»
»	— »	— »	Ton	Emscher

Brunnen 5 (1914)

Bis	3,30 m	3,30 m	gelber Sand	Diluvium
»	3,40 »	0,10 »	Ton	»
»	5,00 »	1,60 »	heller scharfer Sand	»
»	6,00 »	1,00 »	toniger Sand	»
»	6,50 »	0,50 »	blauer Ton	»
»	9,80 »	3,30 »	grauer scharfer Sand	»
»	12,00 »	2,20 »	gelblicher scharfer Sand	»
»	18,70 »	6,70 »	gelber scharfer Sand mit Plänerkies	»
»	— »	— »	weicher toniger Mergel	Emscher

Brunnen 6 (1914)

Bis	2,70 m	2,70 m	gelber Sand	Diluvium
»	3,40 »	0,70 »	Sand mit Tonstreifen	»
»	4,10 »	0,70 »	blauer Ton	»
»	4,80 »	0,70 »	grauer Sand mit Tonstreifen	»
»	6,20 »	1,40 »	gelblicher scharfer Sand	»
»	7,20 »	1,00 »	heller scharfer Sand	»
»	8,40 »	1,20 »	grauer Ton (dm)	»
»	13,60 »	5,20 »	heller scharfer Sand	»
»	18,70 »	5,10 »	gelber scharfer Sand mit feinem Kies	»
»	— »	— »	blauer toniger Mergel	Emscher

Brunnen I (1904)

Bis	3,30 m	3,30 m	feiner Sand	Alluvium und Diluvium
»	3,40 »	0,10 »	Ton	»
»	5,50 »	2,10 »	feiner Sand	»
»	5,60 »	0,10 »	humoser Sand (»Moor«, 1. Interglazial?)	»
»	15,50 »	9,90 »	feiner heller scharfer Sand mit Kies	»
»	19,50 »	4,00 »	grober heller scharfer Sand mit Kies	»
»	— »	— »	toniger Mergel	Emscher

Brunnen II (1904)

Bis	6,00 m	6,00 m	feiner Sand	Alluvium und Diluvium
»	9,00 »	3,00 »	feiner scharfer Sand	»
»	11,00 »	2,00 »	gelber feiner scharfer Sand	»
»	20,10 »	9,10 »	feiner scharfer Sand mit Kies	»
»	— »	— »	blauer toniger Mergel	Emscher

Brunnen III (1904)

Bis	9,00 m	9,00 m	feiner Sand	Alluvium und Diluvium
»	17,00 »	8,00 »	feiner scharfer Sand mit Kies	»
»	20,30 »	3,30 »	gelber scharfer Sand	»
»	— »	— »	blauer toniger Mergel	Emscher

Brunnen IV (1904)

Bis	1,00 m	1,00 m	aufgeschütteter Boden

Bis	5,00 m	4,00 m	weißer Sand	Alluvium und Diluvium
»	6,00 »	1,00 »	Sand mit Lehmstreifen	»
»	7,50 »	1,50 »	gelber scharfer Sand	»
»	11,00 »	3,50 »	desgleichen mit Kies	»
»	13,50 »	2,50 »	feiner scharfer Sand	»
»	20,50 »	7,00 »	grober scharfer Sand	»
»	— »	— »	blauer toniger Mergel	Emscher

Brunnen VIII (1913)

Bis	2,50 m	2,50 m	gelber Sand	Alluvium und Diluvium
»	3,00 »	0,50 »	harter Sand	»
»	7,00 »	4,00 »	heller Sand	»
»	7,15 »	0,15 »	Ton	»
»	10,50 »	3,35 »	grauer grober Sand	»
»	11,50 »	1,00 »	grauer feiner Kies	»
»	15,50 »	4,00 »	gelber feiner scharfer Sand	»
»	15,80 »	0,30 »	grauer feiner Sand mit Kies	»
»	19,40 »	3,60 »	grauer feiner Sand	»
»	— »	— »	toniger Mergel	Emscher

Hausbrunnen Niewald-Schuster (1913)

Bis	3,50 m	3,50 m	Lehm . . .	Geschiebelehm und -mergel	Diluvium
»	11,00 »	7,50 »	lehmiger Sand		»
»	12,00 »	1,00 »	unreiner Sand		»
»	13,50 »	1,50 »	weißer feiner Sand		»
»	17,00 »	3,50 »	weißer grober Sand		»
»	19,00 »	2,00 »	grober Kies		»
»	20,00 »	1,00 »	gelber feiner Sand		»

V. Hillegossen

Die Ortschaft Hillegossen liegt auf der Nordseite des Osnings etwa halbwegs zwischen Bielefeld und Oerlinghausen. Der tiefere Untergrund besteht größtenteils aus Keuper, bei einigen höher an der Bergkette gelegenen Anwesen aus Muschelkalk. Hierbei ist von der Diluvialbedeckung abgesehen, die freilich für viele der kleineren Hausbrunnen ein ausreichender Wasserhorizont ist, indem die Brunnenringe durch den Lößlehm und Geschiebelehm hinabgeführt werden und in dem darunter liegenden, meist kiesreichen Sande das gewünschte Wasser finden. Der Sand liegt auf Keuper, dessen tonig verwitterte Oberschicht das Grundwasser an einem raschen Abwandern in die Tiefe verhindert.

Wichtiger sind die Wasserverhältnisse innerhalb des festen Gebirgsuntergrundes, über die uns zwei Quellen, die bei dem Habigsberger'schen Hofe (12) und die bei der Siekmann'schen Wirtschaft (11), näheren Anhalt geben. Beide Quellen treten in der Talsohle des von Lämershagen herabkommenden Baches hervor. Bei der Habigsberger'schen Quelle steht Trochitenkalk an, der nach Westen den Kamm der Hillegosser Egge, nach Osten einen oberhalb Ubbedissen vorbeiziehenden Bergrücken bildet. Quellen, die aus dem Trochitenkalk hervortreten und obendrein so kräftig sind, wie in dem hier genannten Falle, gehören im westfälisch-lippischen Berglande zu den seltenen Erscheinungen. An sich ist der 10—15 m mächtige, zerklüftete Kalk zur Fortleitung von Wasser sehr wohl geeignet. Aber sein Aus-

strich über Tage vollzieht sich meist in einem schmalen Steilhang, vor dessen Fuß sich der tonig verwitterte Mergelboden des Mittleren Muschelkalks ausbreitet, während im Hangenden die gleichfalls für Wasser so gut wie undurchlässigen Ceratitenschichten folgen. So hat das Einzugsgebiet, das der Trochitenkalk bildet, meist nur eine kleine Flächenausdehnung. Zwischen Hillegossen und Ubbedissen ist es dadurch etwas verbreitert, daß der Trochitenkalk stellenweise nahezu mit dem Hange einfällt und außerdem eine Wiederholung der Schichten durch streichende Störungen stattfindet. Die hiermit verbundene Kluftbildung schneidet sich nun offenbar mit Querklüften, deren Vorhandensein sich aus der Umbiegung des SO—NW-Streichens in eine rein ostwestliche Richtung ergibt. Die Längs- und Querklüfte führen möglicherweise auch aus andern Gebirgsstufen Wasser herzu, das endlich im Trochitenkalk seinen Ausweg an die Tagesoberfläche findet. Von dieser letzteren Möglichkeit, auf die wir noch zurückzukommen haben werden, abgesehen, besteht das wesentliche bei der Entstehung der Habigsberger'schen Quelle darin, daß eine wasserführende Schicht, der Trochitenkalk, mit einer durch Längsstörungen begünstigten Wasserführung von starken Querklüften geschnitten wird.

Weniger deutlich ist die Entstehung der Siekmann'schen Quelle, die zu den bedeutendsten Quellen der Bielefelder Gegend gehört. Man kann hier von einem Quellenbündel sprechen. Am Grunde eines mehrere Meter im Durchmesser messenden Quellteiches steigen zahlreiche Quellen unter Abgabe von Luftblasen empor. Das Wasser wirbelt feinen Sand auf, aber obwohl anstehendes Gestein in der Umgebung der Quelle nicht zu sehen ist und sich statt dessen nur quartäre Bildungen ausbreiten, kann es keinem Zweifel unterliegen, daß das Wasser aus dem festen Gebirgsuntergrund hervorquillt. Das ergibt sich schon aus der Temperatur der Quelle, die nur wenig den Veränderungen der Jahreszeit folgt. In ihrer Ergiebigkeit ist die Quelle keineswegs ohne Schwankungen, aber die Schüttung blieb auch in den trockensten Sommern, wie 1911 und 1921, wo andere Quellen und viele Hausbrunnen längst versiegt waren, immer noch sehr kräftig.

Als fester Gebirgsuntergrund ist Keuper zu erwarten. Es liegen nun im Fortstreichen der Siekmann'schen Quelle nach Ubbedissen zu auf der Südseite der Landstraße mehrere Wasseraustritte. Bei zweien von ihnen stehen Schichten des Unteren Keupers aus der Zone des Hauptdolomits an. Diese Stufe ist mir aus dem benachbarten Lippischen Keupergebiet als ein, wenn auch im allgemeinen nur bescheidener Quellbringer bekannt. Bei Erbohrung des Leopoldsprudels in Bad Salzuflen wurden im Unteren Keuper, allerdings nicht nur in der Zone des Hauptdolomits Quellen mit einer Schüttung bis zu 2000 l in der Minute erschlossen, wobei freilich Störungen im Gebirge mitgewirkt haben können. Nun kommen im Unteren Keuper wohl auch Sandsteinlagen, besonders der Hauptlettenkohlensandstein, als Wassersammler in Betracht, doch spielen Sandsteine im Unteren Keuper des Bielefelder Osnings anscheinend eine nur untergeordnete Rolle, da sie bislang weder aus Bohrungen, noch aus Tagesaufschlüssen in der

sonst beobachteten Weise bekannt geworden sind. So möchte ich denn besonders mit Rücksicht auf die Quellen nach Ubbedissen zu für die Siekmann'sche Quelle in erster Linie den Hauptdolomit als Wasserbringer nennen. Ob auch streichende Störungen, etwa zwischen Unterem und Mittlerem Keuper, die Wasserführung begünstigen, ist bei dem Mangel an geeigneten Aufschlüssen vorläufig nicht zu entscheiden. Es könnten hierbei nur klaffende Spalten in Frage kommen, die einen Wasserzutritt aus andern Schichten gestatten, und das Vorhandensein solcher Spalten wird in Anbetracht des schmalen Niederschlagsgebietes, das der obendrein größtenteils von Diluvium verdeckte Untere Keuper bildet, sehr wahrscheinlich. Eine Querzerklüftung, und zwar dieselbe, wie bei der Habigsberger'schen Quelle, von der die Siekmann'sche Quelle nur 300 m entfernt ist, legt dann den Punkt fest, wo das im Hauptdolomit von beiden Seiten im Streichen heranwandernde Wasser seinen Ausweg an die Tagesoberfläche findet. Diese Austrittsbedingungen können aber allein nicht die große Schüttung der Siekmann'schen Quelle erklären, und wir werden ebenso wie für die Habigsberger'sche Quelle weiter unten noch auf andere Ursachen hinweisen, die besser noch als die aus dem Oberflächenbilde abgelesenen Vorbedingungen, aber immerhin im Zusammenwirken mit ihnen jene Quellen zutage führen.

Der nächsthöhere Wasserhorizont liegt im Unteren Gipskeuper, dessen mächtige Steinmergeleinlagerungen wichtige Wassersammler sind. Tiefere Brunnen, die das Diluvium ganz durchsinken, werden in den grauen Mergeln reichlich Wasser erschließen, und zwar um so mehr, je tiefer sie in ihn hineindringen. Die älteren Brunnen der Papierfabrik von Halbrock stehen im Steinmergel des Unteren Gipskeupers, und ebenso eine große Zahl von Hausbrunnen in Hillegossen, Stieghorst, Sieker, Ubbedissen und Frordissen. Zwischen den Steinmergeln und den wasserführenden Schichten des Unteren Keupers liegen vorwiegend rote, mürbe Mergel, deren Hauptmasse die Grundgipsschichten im tiefsten Teil des Gipskeupers bilden und die als wasserarm, in ihrer Gesamtheit sogar als wasserundurchlässig zu betrachten sind.

Zu den größten industriellen Wassergewinnungsanlagen in der Bielefelder Gegend gehört die der Papierfabrik Halbrock in Hillegossen (10). Das Werk ging nach Kriegsschluß in den Besitz der Koholyt-Aktiengesellschaft über. Eine bedeutende Vergrößerung des Betriebes machte die Erschließung erheblicher Wasservorräte notwendig. Lediglich eine Vergrößerung der Zahl der Brunnen, wie sie bereits vorhanden waren und die, wie schon bemerkt, im Steinmergel des Unteren Gipskeupers stehen, schien mir für die Beschaffung der erforderlichen Wassermenge nicht erfolgversprechend. Andere zum Halbrock'schen Besitz gehörige Grundstücke durch Brunnenbauten auszunutzen, hätte kostspielige Rohrleitungen erfordert, wobei fremde Grundstücke hätten durchquert werden müssen. So erhob sich die Frage nach der Aussicht von Tiefbohrungen auf dem Fabrikgelände selbst.

Drei Wasserhorizonte standen, wie oben gezeigt, zur Verfügung: der Untere Gipskeuper, der Untere Keuper und der Muschelkalk. Der Untere Gipskeuper erschien durch die vorhandenen Brunnen hinreichend ausgenutzt, eine Schädigung dieses obersten Horizont sollte nötigenfalls durch Verrohrung und Abdichtung des Bohrloches verhindert werden. Es wurde daher beschlossen, mit einem engeren Bohrloch nur bis in den zweiten Horizont, den Unteren Keuper, und mit einem weiteren Bohrloch bis in den dritten Horizont, den Muschelkalk, zu bohren. Beide Horizonte durch ein Bohrloch anzuzapfen erschien wegen der bei einem vorwiegend mürben Gebirge notwendigen Verrohrung nicht ratsam, dann aber wollte man auch das im Unteren Keuper erhoffte Wasser alsbald dem Betrieb zuleiten, wozu das Bohrloch betriebsfertig ausgebaut werden mußte.

Beide Bohrungen wurden 1921 mit dem Meißel ausgeführt. Das Schichtenverzeichnis der Bohrung I mit dem größeren Durchmesser, die dicht neben dem Klärteich südlich der Fabrikgebäude angesetzt wurde, lautet folgendermaßen:

Bis 103 m	graue und rote Mergel von wechselnder Festigkeit mit Gips	Mittlerer Keuper
» 127 »	bunte Mergel mit sandigen Einlagerungen ohne Gips .	Unterer Keuper
» 150 »	grauer, kalkiger Bohrschlamm	Oberer Muschelkalk

In der andern, etwa 150 m weiter östlich gestoßenen Bohrung II traten die gleichen Lagen 10 m tiefer auf.

Die Wasserführung in beiden Bohrlöchern war folgende. In den grauen, steinmergelartigen Schichten des Mittleren Keupers fand sich Wasser bis zu 90 m Tiefe. Darunter folgte ein wasserfreies Gebirge, vorwiegend roter Mergel mit Gips der Grundgipsschichten. Die Hauptwassermenge stellte sich in einer Reihe von Gesteinslagen zwischen 103 und 127 m ein und stieg mit eigenem Druck zutage. Die Zugehörigkeit der in dieser Tiefe durchsunkenen Schichten zum Unteren Keuper ist nicht zweifelhaft. Wahrscheinlich kann man ihm auch noch einen Teil der grauen Schichten unterhalb 127 m zurechnen, die wasserfrei waren und in der Hauptsache zu den Ceratitenschichten gehören. Entgegen dem ursprünglichen Plane wurde das weitere Bohrloch nicht bis in die wasserführenden Schichten des Muschelkalks vertieft, sondern ebenso wie das engere Bohrloch durch Verrohrung und Abdichtung der Schichten des Mittleren Keupers und durch Einbau von Kreiselpumpen in Betrieb genommen. Mit Hilfe der Pumpen wurde die Wasserförderung bis zu 70 cbm in der Stunde gesteigert.

Bei dem außerordentlich großen Wasserbedarf einer Papierfabrik war es unbedingt notwendig, Gewißheit darüber zu erlangen, ob der ergiebigste Wasserhorizont aller Formationen, nämlich der Muschelkalk, auch hier im Untergrunde des Fabrikgeländes mit Wasser gefüllt ist. Vor allem war hierbei an den Unteren Muschelkalk zu denken, in dem eine Tiefbohrung in dem benachbarten Bad Salzuflen eine Quelle mit einer Schüttung von 3 cbm in der Minute erschlossen hatte. Gewisse Bedenken, daß man auch in Hillegossen im Muschelkalk ein salzhaltiges Wasser antreffen könnte, zerstreuten sich, nach-

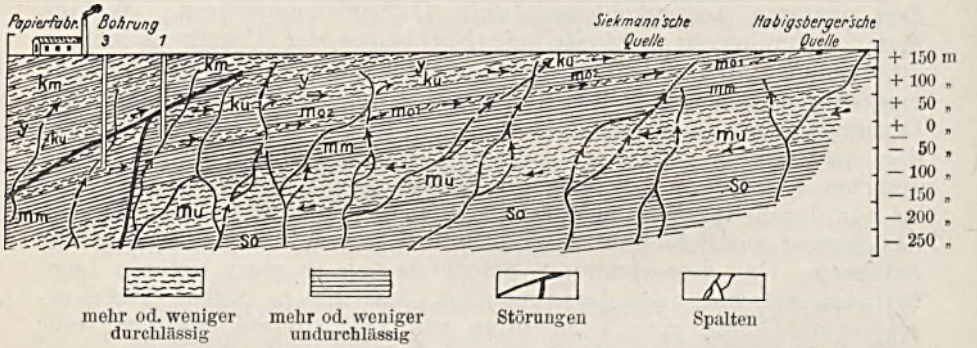
dem die beiden vorher ausgeführten Bohrungen vollkommen salzfrei sich erwiesen hatten. Der Untere Muschelkalk war bei der Papierfabrik von etwa 300 m Tiefe an zu erwarten, und es wurde 1922 eine Tiefbohrung mit großem Durchmesser neben der Drehscheibe am Ende des Anschlußgeleises ausgeführt. Die von dieser Bohrung III durchsunkene Schichtenfolge hatte folgendes Aussehen:

Bis 4,50 m	Lößlehm, darunter Sand und Kies	Diluvium
» 14,00 »	grauer Mergel	Unterer Gipskeuper
» 32,00 »	vorwiegend roter Mergel	» »
» 38,50 »	grauer Mergel	» »
» 42,50 »	grauer, harter Steinmergel	» »
» 134,00 »	grauer und roter Mergel, bei 120 m mit viel Gips (Grundgipsschichten)	» » unterhalb 120 m Unt. Keuper
» 147,00 »	grauer und roter Mergel	Unterer Keuper
» 150,00 »	grauer, glimmeriger fein und wellig geschichteter, toniger Sandstein (Unterer Lettenkohlensandstein Grupe's)	» »
» 157,50 »	grauer, toniger Mergel mit versteinerungsführenden Kalkbänken bei 153 und 157 m . . .	Oberer Muschelkalk, Verwerfung!
» 158,50 »	roter und grauer Mergel	Unterer Keuper
» 180,00 »	grünlich-grauer, feinsandiger, glimmeriger Ton	» »
» 208,03 »	grauer, toniger Mergel mit versteinerungsführenden Kalkbänken, zuletzt Trochitenkalk	Oberer Muschelkalk

Über die Wasserführung dieses Bohrloches ist folgendes zu berichten. Es zeigten sich Quellzuflüsse im Unteren Gipskeuper, im Unteren Keuper und im Oberen Muschelkalk. Der Wasserhorizont im Gipskeuper wurde bis zu einer Tiefe von 76 m durch Blechrohr und etwa 50 mm starke Zementbetonschicht abgeschlossen. Von 76 m ab geht die Bohrung mit 550 mm Durchmesser bis auf 186 m in die Tiefe. In diesem Abschnitt zeigte sich bei rund 150 m Tiefe ein Wasserzufluß aus Sandsteinen, die wohl dem tiefsten Keuper, also dem Unteren Lettenkohlensandstein Grupe's angehören. Wenige Meter tiefer waren unzweifelhaft Kalkbänke der Ceratitenschichten zu erkennen. Bei 157,50 m folgten aber plötzlich wieder rote Keupermergel, eine Überschiebung war durchfahren worden, die alter Erfahrung entsprechend trocken war. In 186 m Tiefe wurde innerhalb der sonst ganz wasserarmen Ceratitenschichten eine Quelle mit rund 100 cbm Wasser in der Stunde erbohrt. Diese große Wassermenge ist nur durch das Vorhandensein klaffender Spalten zu erklären, die das Wasser aus Schichten mit größerer Wasseraufnahmefähigkeit heranführen. Daß diese letzteren Schichten sich in einer tieferen Lage befinden müssen, geht daraus hervor, daß die in 186 m Tiefe erschlossene Quelle eine Temperatur von 18° C zeigte, während hier 14° zu erwarten war. Wollte man behaupten, daß die Wärme von 18° der Tiefe von 186 m eigentümlich wäre, so käme man zu der Annahme einer geothermischen Tiefenstufe von nicht ganz 17 m, einem unwahrscheinlich kleinen Wert. Setzen wir dagegen für die Tiefenstufe einen Durchschnittswert von 30 m an, so weist die Wärme von 18° auf eine Tiefe von 300 m und mehr, d. h. in diejenige Region, in der der Untere Muschelkalk, der Hauptwasserträger, zu erwarten ist.

Nachdem der oberhalb dieser Quelle stehende Bohrlochsabschnitt durch ein schweres, schmiedeeisernes Rohr abgeschlossen war, wurde die Bohrung von 186 m ab mit 350 mm Durchmesser weitergetrieben, da das Wasser für den Bedarf nicht ausreichte. In 208,03 m Tiefe wurden dann neue Quellen angeschlagen mit einer so beträchtlichen Schüttung, daß diese Hillegosser Bohrung wohl zu den ergiebigsten im nordwestdeutschen Berglande gehört. Die Schüttung steigerte sich auf über 600 cbm in der Stunde, so daß die dem Bohrloch entströmende Wassermenge mit der bei 186 m gewonnenen Wassermenge rund 750 cbm betrug. Diese Menge übertrifft den Bedarf der Papierfabrik fast um das doppelte und ist mehr als doppelt so groß wie die angebliche mittlere Wassermenge des offenen Wasserlaufes neben der Fabrik, des Oldentruper Baches. Bei vollständiger Drosselung des Ausflusses liegt der manometrische Druck auf ungefähr 17,5 m, später auf 26 m, wodurch es leicht erklärlich wird, daß nahezu kopfgroße Gesteinsbrocken zutage gespült wurden.

Dies Gestein war Trochitenkalk, während der bis zuletzt aufgefangene, kalkige und tonige Bohrschlamm auf Ceratitenschichten hinwies. Die Temperatur betrug wie bei der Quelle aus 186 m zunächst 18° C, ging aber nach 14 Tagen etwas zurück, und zwar auf 15,8°. Dieser Betrag liegt über dem in 208 m Tiefe zu erwartenden Durchschnitt. Daher bin ich der Ansicht, daß das hier angetroffene Wasser nicht lediglich im Trochitenkalk sich angesammelt hat, sondern ebenso wie die Quelle bei 186 m auf klaffenden Spalten aus dem Unteren Muschelkalk hochsteigt. Bestärkt werde ich in dieser Auffassung durch die Tatsache, daß bei andern Tiefbohrungen, so in Bad Salzuflen und Bad Oeynhausen aus dem Trochitenkalk niemals erhebliche Wassermengen hervortraten.



Die Pfeile geben die Richtung der Wasserbewegung an.

Fig. 4. Profil von der Papierfabrik bis zur Habigsberger'schen Quelle in Hillegossen.

km Unterer Gipskeuper
y Grundgipsschichten
ku Unterer Keuper
mo2 Ceratitenschichten
mo1 Trochitenkalk
mm Mittlerer Muschelkalk
mu Unterer Muschelkalk
so Oberer Buntsandstein

Ergebnis der Untersuchung des Wassers aus den Bohrlöchern der Papierfabrik in Hillegossen

Bohrloch	I		II		III				
Temperatur am Ausfluß	12° C		12° C		17° C				
Datum der Probenentnahme	19.6.1924	2.10.1924	2.9.1924	18. 12. 1924	23.2.1924	22.3.1924	23.4.1924	2.9.1924	18. 12. 1924
Aussehen	klar, farblos	leicht getrübt	trübe	farblos, leicht getrübt	klar, farblos	klar, farblos	klar, farblos	klar, farblos	farblos, leicht getrübt
Bodensatz	gering	gering	mäßig	gering	gering	gering	unbedeut.	0	gering
Reaktion gegen Rosolsäure	alk.	alk.	alk.	alk.	alk.	alk.	alk.	alk.	alk.
Alkalität gegen Methylorange	5,1	4,8	5,0	5,1	5,3	5,3	5,2	5,1	5,0
Kohlensäure, gebunden	112,2	106,0	110,0	112,0	116,6	116,6	114,4	112,0	110,0
Kohlensäure, frei	26,4	22,0	17,6	18,0	22,0	26,4	30,8	22,0	18,0
Chlor	17,7	17,0	14,0	14,0	17,7	17,7	14,2	17,0	14,0
Schwefelsäure	vorh.	vorh.	vorh.	vorh.	vorh.	vorh.	vorh.	vorh.	vorh.
Eisen	1,3	1,2	1,6	0,1	0,75	0,25	0,45	0,5	0,2
Mangan	Spuren	0	0	0	0	0	0	0	0
Gesamthärte (deutsch)	31,36	31,4	25,2	25,2	26,88	27,44	28,56	28,6	23,5
Carbonathärte (deutsch)	14,28	13,4	14,0	14,3	14,84	14,84	14,56	14,3	14,0
Bleibende Härte	17,08	18,0	11,2	10,9	12,04	12,6	14,0	14,3	9,5
Sauerstoffverbrauch nach Kübel	.	.	.	0,8	.	.	.	.	0,8

Zur Erläuterung der Wasserbewegung im Bereich der Bohrlöcher bei der Papierfabrik in Hillegossen und über die Beziehungen zu den natürlichen Quellen bei Siekmann und Habigsberger soll die Abbildung S. 316 dienen. Der Schnitt ist quer zum Schichtenstreichen in der Richtung des Oldentruper Baches gelegt. Quellen und Bohrlöcher sind in eine Ebene verlegt.

Die wasserdurchlässigen Schichten bilden mit Hilfe sie verbindender klaffender Spalten ein System kommunizierender Röhren. Der Untere Muschelkalk als dasjenige Schichtenglied, das von den hier in Frage stehenden Stufen am Teutoburger Walde im allgemeinen das höchstgelegene Einzugsgebiet einnimmt, bildet in jenem System die Röhre mit der abwärts gerichteten Grundwasserbewegung. Die Aufwärtsbewegung erfolgt durch klaffende Spalten, durch den Trochitenkalk und durch den Unteren Keuper. Die Siekmann'sche und die Habigsberger'sche Quelle sind daher nicht bloß der Ausfluß des über ihrer Höhenlage seitwärts im Trochitenkalk und im Unteren Keuper vorhandenen Grundwassers, sondern durch artesisches aufsteigendes Wasser aus dem Unteren Muschelkalk gespeist. Das aufsteigende Wasser fand in den Bohrlöchern I, II und III einen bequemeren Ausweg, als ihn die natürlichen Wege zu jenen Quellen bieten, und so ging denn auch die Schüttung der Siekmann'schen und der Habigsberger'schen Quelle nach Erschließung der Bohrlochsquellen zurück.

Nach freundlicher Mitteilung der Koholyt-Aktiengesellschaft hat die Untersuchung des Wassers aus den drei Bohrlöchern das auf S. 317 mitgeteilte Ergebnis gehabt.

VI. Wassergewinnung im Bielefelder Stadtgebiet und in der nördlichen Umgebung der Stadt

Am Nordhang des Sparenberges und des Johannisberges lagert sich Keuper vor den Muschelkalk, der den Kamm jener Berge bildet. In einem 1,5 km breiten und parallel zum Gebirge verlaufenden Streifen durchzieht der Keuper das Stadtgebiet von Bielefeld, so daß die Altstadt und die Gegend bis zum Hauptbahnhof auf Keuper steht. Freilich kommen quartäre Deckschichten hinzu, besonders Talsandbildungen längs der Lutter. In solchen Deckschichten standen hauptsächlich die Brunnen, die vor dem Ausbau des städtischen Wasserwerks auf jedem Grundstück vorhanden waren.

Die industrielle Entwicklung Bielefelds machte den Übergang von einfachen Brunnen zu Tiefbohrungen notwendig, vielfach mit dem Erfolge, daß das Wasser mit eigenem Druck zutage kam. Das im Keuper, und zumal im Gipskeuper erschlossene Wasser leidet meist unter einer beträchtlichen Härte, so daß es zum Gebrauch in technischen Betrieben enthärtet werden muß. Die Bohrungen haben sehr verschiedene Tiefen, was einesteils mit der Größe des Bedarfs, anderenteils mit dem Umstande zusammenhängt, daß der Keuper bei nördlichem Einfallen in derselben Richtung immer mächtiger wird.

Im Gipskeuper kommt als Wasserbringer nur der harte Steinmergel in Frage, der in größerer Mächtigkeit, aber von mürberen und wasserarmen Schichten unterbrochen, im Unteren Gipskeuper vorkommt und außerdem die oberste Abteilung des Gipskeupers, den Steinmergelkeuper im engeren Sinne, bildet. Der Schilfsandstein spielt wegen seiner schwachen Entwicklung als wasserführende Schicht nur eine unbedeutende Rolle. Als wasserarm und bei tonig-mergeliger Beschaffenheit geradezu als wasserundurchlässig müssen die bunten Grundgipsschichten und die »Rote Wand« zwischen Schilfsandstein und Steinmergelkeuper bezeichnet werden.

Im Rätkeuper sind Quarzite und Sandsteine nur in geringen Lagen vorhanden, die Hauptmasse bildet ein dunkler, gelegentlich auch hellerer Schieferton, der wasserarm ist. Der Untere Keuper ist dagegen als ein ergiebiger Wasserhorizont zu bezeichnen dank seiner Einschaltungen harter Bänke, besonders des Hauptlettenkohlensandsteins und des Hauptdolomits.

Der Keuper des Bielefelder Stadtgebiets zeigt mithin folgende geologisch-hydrologische Gliederung:

Stufe	Mächtigkeit	Wasserhaltung
Rätkeuper	bis 40 m	wasserarm
Steinmergelkeuper	40— 50 »	wasserführend
Rote Wand	15— 25 »	wasserarm
Schilfsandstein	— 5 »	unbedeutender Wasserhorizont
Unterer Gipskeuper mit den Grundgipsschichten	150—180 »	abwechselnd wasserführende u. wasserarme Schichten, zuunterst wasserarm
Unterer Keuper	50— 60 »	gut wasserführend

Folgende Bohrungen innerhalb des Stadtgebietes sind im Keuper angesetzt und darin auch gestundet worden[1]).

Bohrung der Firma Koch's Adler-Nähmaschinenwerke A.-G. in der Arndtstraße

Die im Oberen Gipskeuper angesetzte Bohrung erschloß in roten und grauen Mergeln des Unteren Gipskeupers, und zwar in rund 80 m Tiefe eine Wassermenge von 12 cbm in der Stunde.

Bohrung der Firma Sratmann & Meyer in der Kaiserstraße, Ecke Hermannstraße

Die Bohrung ist mitten im Mittleren Keuper angesetzt und fördert aus seinen unteren Schichten, nämlich aus 95 m Tiefe, etwa 100 cbm Wasser täglich.

[1]) Die Namen dieser und anderer, auf den folgenden Seiten mitgeteilten Bohrungen und ihre Zahlenangaben verdanke ich Herrn Bohrunternehmer Chr. Knebel in Bielefeld.

Bohrung der Weberei Gebrüder Kobusch am Ehlentruper Weg

Die 80 m tiefe Bohrung ist im Unteren Gipskeuper angesetzt und hat wahrscheinlich den Unteren Keuper angeschlagen, der aus 71 m Tiefe stark auftreibendes Wasser liefert.

Bohrung der »Ravensberger Spinnerei« in der Heeper Straße

Die Bohrung durchsank zuoberst Schichten des Rätkeupers und alsdann Mergel des Gipskeupers von wechselnder Farbe und Härte. Sie wurde in 102 m Tiefe in grauen Mergeln des Unteren Gipskeupers eingestellt, nachdem in 97 m Tiefe eine bis dicht unter Flur artesisch aufsteigende Quelle erschlossen war.

Die Keuper-Lias-Grenze verläuft etwa vom Schloßhof nach dem Bahnhof Bielefeld-Ost zu, wobei sie in der Gegend der Herforder Straße und ebenso bei der Oststraße an Querstörungen südwärts vorspringt. Die Grenze ist ein Teil des Südrandes vom Herforder Liasgebiet. Innerhalb der dunklen, bröcklig-schiefrigen Liasmergel und -tone ist die Wasserbewegung sehr behindert, große Schichtenfolgen pflegen sich in Bohrungen als wasserfrei zu erweisen. Es wäre indessen verkehrt anzunehmen, daß von vornherein jeder Bohrversuch auf Wasser aussichtslos wäre, sind doch die zahlreichen Wasserrisse in dem Liasgebiet nördlich von Bielefeld mit ihren im ganzen meist nur bescheidenen Quellen ein Beweis dafür, daß die Wasserbewegung im Lias meist unterschätzt wird. Bei den Versuchen zur Gewinnung von Wasser wird daher die Antwort auf die Frage, welche Wassermenge in jedem einzelnen Falle verlangt wird, entscheidend sein.

Industrielle Unternehmungen, welche größere Wassermassen, als lediglich zum Kesselspeisen und zur Sauberhaltung der Betriebsräume benötigen, werden nicht von vornherein damit rechnen dürfen, das erforderliche Wasser durch eine Bohrung auf dem verfügbaren Gelände innerhalb des Lias zu erschließen. Günstige Erfahrungen auf Nachbargrundstücken sind hierbei nicht immer von guter Vorbedeutung, sondern machen oft sogar einen Mißerfolg wahrscheinlich.

Für Kleinsiedlungen, aber auch für größere landwirtschaftliche Betriebe im Bereich des Herforder Liasgebietes wird im Lias fast überall genügend Wasser vorhanden sein. Man wird hier am besten gleich mit einem Brunnenschacht in die Tiefe gehen. Die für den Brunnen erforderliche Tiefe ist im allgemeinen nicht immer mit Sicherheit vorher zu bestimmen, weil auch hier Erfahrungen aus der Nachbarschaft nicht einfach auf das eigene Grundstück übertragen werden können. Leider wird der Brunnenschacht gelegentlich eine für einen Hausbrunnen unerwünscht große Tiefe erreichen, wobei die schließlich gewonnene Wassermenge in einem unerfreulichen Widerspruch zu den aufgewandten Kosten steht. Von solchen selteneren, ungünstigen Fällen abgesehen, stellt sich der Wasserspiegel im Brunnenschacht meist bequem über Pumpensaughöhe.

Bei der Wasserbewegung im Lias wirken die Einlagerungen fester Bänke, besonders von Kalkbänken, aber auch von Toneisenstein, sofern dieser nicht in Geoden aufgelöst ist, als Sammler des Grundwassers. Sie wirken wie Drainagestränge, bei ihrer flächenhaften Ausdehnung freilich noch günstiger. Als Hauptdrainagestränge kann man dann Klüfte, besonders die kleineren Verwerfungen, ansehen, die eine Verbindung zwischen den einzelnen festen Bänken herstellen und deren Wasser sammeln. Bleibt auch so die Wasserbewegung im Lias verglichen mit derjenigen in andern Formationen immer träge, so bietet sie doch im allgemeinen den Vorzug einer gewissen Gleichmäßigkeit, die von ungünstigen, durch die Höhenlage bedingten Ausnahmefällen abgesehen, auch längere Trockenmonate überdauert. Im Unteren Lias, der vorwiegend mergelig ist, ist das Wasser härter als im Gebiet des Mittleren Lias mit dem Vorwalten toniger Gesteine.

Im Bielefelder Stadtgebiet nördlich der erwähnten Keuper-Lias-Grenze sind wiederholt von Industriellen Bohrversuche unternommen worden, die bald als aussichtslos im Lias gestundet worden sind. Da die Schichten hier im Nordteil der Stadt durchschnittlich noch mit 12—15° einfallen — erst bei Schildesche lagern sie söhlig —, so erweist sich der Lias schon sehr bald über 100 m mächtig, so daß die Einstellung der Bohrarbeit mangels sachkundiger Beratung erklärlich wird. Bohrungen im Liasgebiet der Stadt haben nur dann einen Zweck, wenn sie den Lias und Rätkeuper ganz durchörtern und bis in den Steinmergelkeuper hineindringen. Diese Bohrungen haben meistens einen befriedigenden Erfolg, es können dadurch Wassermengen bis zu 35 cbm in der Stunde, nur in sehr günstigen Fällen (vgl. Bohrung bei der Eismaschinenfabrik von Linde, S. 322) auch noch etwas mehr erzielt werden. Im folgenden werden mehrere Beispiele solcher Bohrungen gegeben, die im Lias angesetzt sind und meist den »Keuper« erreicht haben; unter dieser kurzen Bezeichnung verstehen die Bohrleute den bunten oder hellgrauen Mergel und Steinmergel des Mittleren Keupers[1]).

Bohrung der Stärkefabrik Arnold Holste Wwe. in der Sudbrakstraße

Die 120 m tiefe Bohrung steht mit ihren letzten 3 Metern im Steinmergelkeuper und konnte hier bei befriedigender Wasserlieferung eingestellt werden.

Bohrung der Firma Hirschfeld in der Sudbrakstraße gegenüber der Schwartzkopfstraße

Diese Bohrung hat angeblich bereits bei 99 m Tiefe wasserführenden Mittleren Keuper erreicht.

---

[1]) Die Zahlenangaben der folgenden Bohrungen verdanke ich gleichfalls Herrn Knebel, Bielefeld.

Bohrung der Firma Wittkop & Co., Herforder Straße

Die in dunklen Schiefermergeln stehende Bohrung scheint mit 130 m Tiefe den Mittleren Keuper nicht erreicht zu haben, sie liefert nur wenig Wasser.

Bohrung bei der Eismaschinenfabrik von Linde nahe dem Kleinbahnhof

Die 124 m tiefe Bohrung hat bunte Keupermergel erreicht und liefert 40 cbm in der Stunde.

Bohrung bei der Chemischen Fabrik Dr. A. Wolff, Hofstraße

Die Bohrung ist mit 80 m Tiefe im dunklen Schieferton des Lias stehengeblieben und liefert nur etwas Wasser.

Bohrung beim Konsum-Verein zwischen Waldemarstraße und der Märkischen Straße

Die im Lias angesetzte Bohrung wurde über 100 m tief und stand zuletzt in roten und grauen Mergeln des Oberen Gipskeupers, in denen bei 95 m Tiefe aufsteigendes Wasser in einer Menge von 22 cbm/Std. angetroffen wurde.

Bohrung der Göricke-Werke A.-G. in der Paulusstraße

Eine ältere Bohrung wurde 1925 bis auf 101 m Tiefe mittels Bohrkrone aufgebohrt, gerade gefräst und sodann mit dem Meißel auf 117 m vertieft, wobei die Mergel des Mittleren Keupers erreicht wurden. Die Bohrung gibt mit der Pumpe etwa 20 cbm Wasser stündlich, wobei eine Absenkung des Wasserstandes bis auf 19 m unter Erdoberfläche erfolgt.

Bohrung der Lohmann-Werke, A.-G., in der Königstraße

Die Bohrung ist 112 m tief, und das Wasser steigt bis auf 6—8 m unter Gelände.

Bohrung der »Hansa«-Präzisionswerke in der Weidenstraße

Die etwa 120 m tiefe Bohrung hatte bis 62 m Tiefe dunkle Schiefer, die wohl dem Lias angehören. Einen Teil des folgenden Bohrlochabschnittes kann man dem Rätkeuper zurechnen. Ein größerer Schlußabschnitt steht im Oberen Gipskeuper. Die Schüttung beträgt bis zu 18 cbm die Stunde.

Bohrung der Städtischen Molkerei in der Wiesenstraße

Nähere Angaben über die durchbohrten Schichten sind nicht vorhanden. Die Schüttung ist sehr beträchtlich, und der Wasserstand wird angeblich durch stärkeres Pumpen nicht wesentlich verändert.

Bohrungen auf dem Städtischen Schlachthof an der Königstraße

Eine ältere Bohrung beim Maschinenhaus hat in 75 m Tiefe rotes Gestein angetroffen, so daß anzunehmen ist, daß Lias und Rätkeuper bis zu etwa 50 m Tiefe hinabreichen. Bei einem Nachbohren 1922 mit der Krone wurden in 80 m Tiefe stärkere Lagen von Anhydrit und Gips angetroffen. Bei 122—125 m Tiefe fand sich Schilfsandstein als grauer, feinkörniger, glimmeriger Sandstein von wechselnder Härte. Diese Schichten fallen mit 22° ein. Die weiteren Kerne bestanden aus grauem und rotem Mergel mit Anhydrit und Gips (145 m). Obwohl bei dieser Bohrung in den gewohnten Stufen des Gipskeupers Wasser angetroffen wurde, war die Menge nicht befriedigend, sie beträgt nur etwa 8 cbm stündlich.

Es wurde deshalb 1925 an der Nordgrenze des Schlachthofgrundstückes noch eine zweite Bohrung von 80 m Tiefe niedergebracht. Auch diese hat den Mittleren Keuper erreicht, doch beträgt die stündliche Wassermenge wiederum nur 8 cbm, wobei eine Absenkung des Wasserstandes auf 8 m unter Gelände eintrat. Eine größere Absenkung bei stärkeren Pumpen lieferte nicht viel mehr Wasser. Gegenüber den ergiebigeren Bohrlöchern der Nachbarschaft, besonders bei der Molkerei, ist wohl die Annahme berechtigt, daß der Gesteinskörper im Untergrunde des Schlachthofes weniger stark von Klüften durchzogen wird, die eine lebhaftere Wasserbewegung gestatten können. Auch das Vorhandensein von Gips und Anhydrit, die sonst meist ausgelaugt sind, weist auf eine verminderte Wasserzirkulation in den hier durchbohrten Schichten hin.

Die vorstehenden Bohrergebnisse geben einen Anhalt für künftige Bohrversuche. Hierfür ist noch zu bemerken, daß jedes Bohrloch nach Möglichkeit zu verrohren ist. Innerhalb des Lias und Rätkeupers sollte dies unbedingt geschehen, da die bröckeligen Schichten mit dem sich ablösenden Gesteinsgrus das untere Ende des Bohrloches mehr und mehr verfüllen und so ein Nachlassen der Schüttung verursachen. Im Keuper hat man freilich in der Regel größere Abschnitte mit abwechselnd wasserhaltigen und wasserarmen Schichten, und es bleibt dann zu erwägen, wie weit auch hier eine Verrohrung nötigenfalls mit Schlitzrohren am Platze ist. Vorteilhaft ist es, die Bohrstelle nicht zu überbauen, wie es oft geschieht, sondern so einzurichten, daß das Bohrloch nach einer Reihe von Jahren bequem wieder aufgewältigt werden kann.

Es war oben erwähnt worden, daß Bohrungen im nördlichen Stadtgebiet von Bielefeld eine Schüttung bis zu 35 cbm stündlich, selten mehr erzielen können. Daraus ergibt sich, daß Fabriken mit einem größeren Wasserbedarf hier keinen Platz haben oder dem Beispiel folgen müssen, das von dem Städtischen Betriebsamt durch die in den Jahren 1923—25 ausgeführte Bohrung auf dem Grundstück an der Schildescher Straße (1) gegeben worden ist.

Hier war auf Grund der Erfahrungen im benachbarten Stadtgebiet eine Bohrung bis auf über 180 m Tiefe niedergebracht, die durch Pumpen eine Wassermenge von stündlich 35 cbm bei einer Absenkung des Wasserstandes im Bohrloch auf 39 m lieferte. Da diese Leistung den Ansprüchen des Betriebsamtes nicht genügte, wurde die Preuß. Geologische Landesanstalt um Erstattung eines Gutachtens ersucht. Auf Grund der Erfahrungen bei den außerordentlich erfolgreichen Bohrarbeiten der Papierfabrik in Hillegossen (s. S. 313) konnte ich dem Betriebsamt nur empfehlen, die Bohrung bis in den Muschelkalk, und zwar letzten Endes bis in den Unteren Muschelkalk fortzusetzen. Der Erfolg war der, daß im Dezember 1925, als die Bohrung im tiefsten Keuper stand, eine Wassermenge, erschlossen wurde, welche dem Bedarf vorläufig genügt.

Bohrung 1923—1925 beim Städtischen Betriebsamt an der Schildescher Straße

Bis 3,50 m	aufgeschütteter Boden	
» 130,00 »	dunkler, schiefriger Ton und Mergel mit Lagen von Toneisensteingeoden und Schwefelkies	Unterer Lias (*Planicosta*-, Arieten- und Angulatenschichten)
» 140,50 »	dunkelgrauer, bröcklig-schiefriger Ton mit *Psiloceras Johnstoni* Sow. und *Inoceramus pinnaeformis* Dkr.	Psilonotenschichten
» 156,00 »	heller Mergel, unten sandig	Rätkeuper
» 410,00 »	roter und grauer Mergel, z. T. mit Gips . . .	Mittlerer Keuper
» 464,72 »	Mergel mit festen Bänken	Unterer Keuper

Da mit dem Meißel gebohrt wurde, kamen nur gelegentlich größere Gesteinsstücke zutage. Kerne wurden bei 434,5 und 460,0 m Tiefe gezogen. In beiden Tiefen lagert ein graues, feinsandiges, schwach kalkiges Tongestein des Unteren Keupers. Bei dem Kern aus 460,0 m Tiefe ist die Schichtung deutlich, das Einfallen beträgt 23°. Die Bohrung, die in 464,72 m Tiefe gestundet wurde, ist die tiefste, die bisher in der Gegend von Bielefeld gestoßen worden ist.

Was die Wasserführung des Bohrloches anbetrifft, so wurden nach den schon erwähnten Quellen oberhalb 180 m Tiefe im Unteren Gipskeuper keine nennenswerten Zuflüsse angetroffen. Zwischen 413 und 415 m Tiefe wurden größere Wassermengen erschlossen, die mit eigenem Druck zutage ausflossen. Es machten sich indessen Wasserverluste oberhalb 260 m Teufe bemerkbar, so daß das Bohrloch bis hierhin durch Zement abgedichtet werden mußte. Offenbar waren die Steinmergelschichten des Mittleren Keupers wasseraufnahmefähig. Auch zwischen 3 und 400 m Tiefe ist das Bohrloch zementiert und dann neu ausgebohrt worden. Weiterhin wurden in 438,75 und 461,65 m Tiefe neue Zuflüsse und in 452,22 m Tiefe die ergiebigste Quelle erschlossen. Die Schüttung stieg auf mindestens 100 cbm in der Stunde. Der statische Druck bei geschlossenem Rohr beträgt 3 Atm. Das Wasser tritt mit einer Temperatur von 26° C aus dem Bohrloch aus. Selbst wenn man den Wärmeverlust bei dem Aufsteigen des Wassers unberücksichtigt läßt, so liegt der genannte Betrag doch über dem in rd.

450 m Tiefe zu erwartenden Durchschnitt, der 22° beträgt. Diese auffallend hohe Temperatur ist nur durch die Annahme zu erklären, daß klaffende Spalten, wärmeres Wasser aus tieferen Regionen, nämlich aus dem Muschelkalk heranführen. Die recht gleichmäßige Schichtenfolge in dem Bohrloch des Bielefelder Betriebsamts sagt uns, daß mit den Spalten nur unbedeutende Schichtenverschiebungen verbunden sein können. Dennoch sind wir zu der Annahme solcher wasserführenden Verwerfungen von geringer Sprunghöhe nicht nur deswegen berechtigt, weil eine so starke Wasserführung, wie die genannte, beim Unteren Keuper mit seinen vorwiegend tonigen Mergeln und den verhältnismäßig unbedeutenden Einlagerungen fester, durchlässiger Bänke ungewöhnlich erscheinen muß, sondern vor allem auch deshalb, weil neben der hohen Wärme die chemische Untersuchung der Quelle uns Stoffe nachweist, die dem Unteren Keuper fremd sind. Die vom Städtischen Untersuchungsamt, Bielefeld, ausgeführten Untersuchungen einer am 5. Januar und einer am 22. Januar 1926 entnommenen Probe haben folgendes ergeben:

Probe vom	5. 1. 26	22. 1. 26
Spez. Gewicht des Wassers bei 15°	1,0021	—
Äußere Beschaffenheit	farblos blank	desgl.
Geruch	nicht wahrnehmbar	»
Reaktion gegen Lackmus	neutral	»
» » Phenolphtalein	nicht alkalisch	»
1 kg Wasser enthält in Grammen:		
Kationen:		
Calcium-Jon ($Ca^{\cdot\cdot}$)	0,2164	0,2225
Magnesium-Jon ($Mg^{\cdot\cdot}$)	0,0631	0,0881
Natrium-Jon ($Na^{\cdot}$)	0,1952	0,2028
Kalium-Jon ($K^{\cdot}$)	0,0377	0,0314
Ferro-Jon ($Fe^{\cdot\cdot}$)	0,00035	0,00032
Ammonium-Jon ($NH_4^{\cdot}$)	0,00018	0,0001
Lithium-Jon ($Li^{\cdot}$)	minimale Spuren	Spuren
Anionen:		
Chlor-Jon ($Cl^{\cdot}$)	0,2267	0,2108
Sulfat-Jon ($SO_4^{\cdot\cdot}$)	0,8055	0,8275
Hydrokarbonat-Jon ($HCO_3^{\cdot}$)	0,2465	0,2526
Jod-Jon ($J^{\prime}$)	0,00009	nicht bestimmt
Kieselsäure (*meta*) (H_2SiO_3)	0,0761	0,0549
Freies Kohlendioxyd (CO_2)	0,0055	0,0044
Aggressive Kohlensäure	nicht vorhanden	desgl.
Die Härte des Wassers beträgt in deutschen Graden:		
Gesamthärte	45,02	51,7
Vorübergehende Härte	11,34	11,6
Bleibende Härte	33,68	40,1

Das Städtische Untersuchungsamt stellte gegenüber einem ersten Untersuchungsbefund vom 19. Dezember 1925 eine nicht unerhebliche Anreicherung des Wassers an gelösten Salzen fest, und nach allgemeinen Erfahrungen war noch mit einer weiteren Anreicherung zu rechnen, was der Befund vom 22. Januar 1926 bestätigt hat. Unter den Anionen überwiegt das Sulfat-Ion, und es gehört die Bohrlochs-

quelle zu den Bitterquellen. Da ferner unter den Kationen das Calcium-Ion überwiegt, so ist das Wasser als »eine allerdings ziemlich schwache sulfatische Bitterquelle« zu bezeichnen. Das Untersuchungsamt weist ferner darauf hin, daß die Sulfate des Calciums, Natriums und Magnesiums, ferner die Chloride des Natriums und des Kaliums überwiegen, und kommt so zu einem Vergleich dieser Quelle mit dem Wasser der Arminiusquelle in Bad Lippspringe, das am südlichen Teutoburger Walde am Rande der Senne belegen ist. Die Arminiusquelle enthält freilich, wie dabei betont wird, wesentlich mehr freie Kohlensäure und erheblich größere Mengen an Hydrocarbonat-Ionen. auf denen ihre Heilwirkung beruht.

Dieser nicht unwichtige Vergleich zeigt uns, wo wir den Ursprung der in der Bielefelder Quelle gelösten Salze zu suchen haben. Für die Heilquellen des westfälisch-lippischen Berglandes in den Bädern Pyrmont, Salzuflen, Oeynhausen und an andern weniger bekannten Plätzen hat sich aus Tiefbohrungen ergeben, daß der Zechstein die Heimat jener Salze bildet, und eine gleiche Herkunft glaube ich auch den salinaren Eigenschaften der Bohrlochsquelle beim Städtischen Betriebsamt in Bielefeld zuerkennen zu sollen. Es wird hiervon unten noch weiter zu reden sein.

Zunächst die Verwendungsmöglichkeit des Wassers. Der chemische Befund ergibt, daß das Wasser als Betriebswasser nicht ohne weiteres zu verwenden ist. Nach den Angaben des Städtischen Untersuchungsamtes sind für 1 cbm Wasser erforderlich: 638 g calcinierte Soda und 260 g Ätzkalk oder 372 g Ätznatron und 146 g calcinierte Soda. Aggressive Kohlensäure ist nicht vorhanden, das nachgewiesene freie Kohlendioxyd dient also im wesentlichen dazu, das Hydrocarbonat in Lösung zu erhalten. Enthärtet wird das Wasser für den Mehrbedarf nach der geplanten Vergrößerung des Städt. Elektrizitätswerks Verwendung finden. In natürlichem Zustande aber kann die Quelle einem an der Bleichstraße auszubauenden Stadtbade zugeführt werden, dessen Errichtung in großstädtischem Stile angesichts der bisherigen sparsamen Wasserwirtschaft immer verschoben werden mußte, nunmehr aber in Angriff genommen worden ist.

Die geringen salinaren Eigenschaften der Bohrlochsquelle erinnern an eine Heilquelle, die in Bielefeld auf dem Kesselbrink, dem jetzigen Kaiser-Wilhelm-Platz, um die Mitte des 16. Jahrhunderts eine gewisse Berühmtheit erlangte[1]). Der Untergrund besteht aus Keuper, und wenn man nicht auf den salinaren Charakter des Keupers selbst zur Erklärung jener Heilquelle hinweisen will, so wäre es denkbar, daß eine Spalte das Wasser und damit die darin gelösten Mineralien aus großer Tiefe heraufführte. Das Zechsteinsalz, das ich, wie erwähnt, als das Muttergestein der in der Bohrlochsquelle beim Städt. Betriebsamt gelösten Salze ansehen möchte, ist erst weit unterhalb 1000 m Tiefe zu erwarten. Dasselbe ist bei den schon genannten

[1]) Vergl. H. Wichern, Das Gesundheitswesen. »Das Buch der Stadt«. Bielefeld 1926, S. 215.

Bädern Oeynhausen, Salzuflen und Pyrmont der Fall. Diese bedeutende Tiefe ist offenbar kein Schutz der Salze vor Auflösung durch vadoses Wasser[1]). Man kann im westfälisch-lippischen Berglande Gebiete unterscheiden je nach dem Grade der Auflösung, in dem sich das Zechsteinsalzlager befindet. Zur Unterscheidung dienen einerseits die salinarischen und andererseits die sulfatischen und erdalkalischen Heilquellen und schwach mineralischen Säuerlinge. Im Gebiet der letzteren Quellen sind die leichter löslichen Chloride bereits zum größten Teil ausgeräumt, und das ist der Fall im Bereich des südlichen Teutoburger Waldes und seines westlichen wie östlichen Vorlandes, wobei an Bad Lippspringe, Driburg, Heerste, Hermannsborn, Vinsebeck und Bad Meinberg erinnert sei. Über den nordwestlich gerichteten Teutoburger Wald liegen bislang weniger sichere Beobachtungen vor. Das Ergebnis der Bohrung Detmold steht bei Niederschrift dieser Ausführungen noch aus. In Niederbarkhausen fehlt das Salz, ob primär oder ob infolge tektonischer Verquetschung, die Stille für wahrscheinlicher hält, bleibt vorläufig unbekannt.

Die große Bohrlochsquelle in Hillegossen (s. S. 316) ist salzfrei. Auf der Südwestseite des Osnings sind dagegen Halle i. Westf. und Bad Rothenfelde Orte mit Solquellen. Bielefeld ist nach dem Befunde der Quelle beim Städt. Betriebsamt dem Gebiete der sulfatischen Quellen zuzurechnen. Dieses wird mithin beherrscht von den Hebungslinien im Bereich des Teutoburger Waldes. Anders ist es dagegen im Hebungsgebiet der Pyrmonter Achse, hier herrschen die Solquellen vor, wenngleich es auch hier Stellen[2]) gibt, wo bereits das Salz größtenteils ausgelaugt und Anhydrit und Gips übrig geblieben sind. Wo zwischen Bielefeld einerseits und der Gegend Bad Salzuflen und Herford[2]) andererseits die Grenze zwischen dem sulfatischen und dem salinischen Gebiet zu ziehen ist, muß späteren Beobachtungen vorbehalten bleiben. Die nächsten Solquellen finden sich in Heepen.

Hier in Heepen hat man bei Bohrversuchen zur Gewinnung von Süßwasser an zwei Stellen Sole erschlossen. Bei der Gemeindeschule (4) wurde nach Mitteilung von O. Burre[3]) in wenigen Metern Tiefe eine Solquelle mit etwa 0,5 % Chlornatrium angetroffen; das Wasser verbreitete einen leichten Geruch von Schwefelwasserstoff. Der Brunnenschacht steht im Lias. Eine Bohrung bei dem Hause des Sattlermeisters Pamme (3) am Westausgang von Heepen war ebenfalls zur Erschließung von Süßwasser unternommen und fand in 60 m Tiefe Sole, die zu Bädern verwandt wird. Auch hier machte sich Schwefelwasserstoff bemerkbar, der sich indessen allmählich verlor,

[1]) Renner wies im Zechstein der Bohrung Sonneborn unterhalb 900 m Tiefe (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1914, M. B. S. 107) Trümmerbildungen als Folge von Auslaugung nach. In der Bohrung Niederbarkhausen am Teutoburger Walde, etwa 12 km von Bielefeld entfernt, fehlt das Salz im Zechstein, indessen sind Auslaugungserscheinungen nach Stille (»Die Osning-Überschiebung«. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 95, S 42) nicht wahrscheinlich.

[2]) z. B. Sonneborn, siehe vorstehende Fußnote.

[3]) Siehe Erläuterungen zu Blatt Bielefeld (Lief. 256), S. 27 u. 28.

und der Kochsalzgehalt ging, wie Burre berichtet, später auf die Hälfte zurück.

Zur Erschließung der Karolinenquelle (2) bei Heepen, deren Wasser mit Kohlensäure versetzt als Tafelwasser verschickt wird, haben zwei Tiefbohrungen geführt, die im Walde südlich der Kammerratsheide in den *Planicosta*-Schichten angesetzt worden sind. Bohrproben liegen nicht vor. Vergleichen wir die erreichten Tiefen mit denen der Tiefbohrung beim Städt. Betriebsamt Bielefeld, so ergibt sich, daß der 192 m tiefe Brunnen I den Mittleren Keuper erreicht haben dürfte, während der nur 70 m tiefe Brunnen II wohl ganz im Lias steht. Der Mineralgehalt der Karolinenquelle ist wesentlich höher als derjenige der Bohrlochsquelle beim Betriebsamt. Untersuchungen der Quellwässer aus Brunnen I und II, die von der Landwirtschaftlichen Versuchsstation, Münster, ausgeführt sind, hatten folgendes Ergebnis:

In 1 Liter Wasser sind enthalten:

Bestandteile	I. Brunnen mg	II. Brunnen mg
Doppelkohlensaures Eisenoxydul ($FeH_2[CO_3]_2$)	2,945	1,113
» Manganoxydul ($MnH_2[CO_3]_2$)	0,491	0,445
» Barium ($BaH_2[CO_3]_2$) . .	—	—
» Strontium ($SoH_2[CO_3]_2$) .	2,246	0,931
» Calcium ($CaH_2[CO_3]_2$) .	227,960	85,340
» Magnesium ($MgH_2[CO_3]_2$)	177,300	73,235
» Natrium ($NaH\,CO_3$) . . .	325,690	842,600
» Lithium ($LiH\,CO_3$) . . .	2,566	2,788
» Ammonium ($NH_4\,H\,CO_3$) .	11,426	9,141
Jodnatrium (NaJ)	0,477	1,4173
Bromnatrium (Ca Br)	nicht nachweisbar	1,8165
Chlornatrium (Na Cl)	2560,400	1541,200
Kaliumsulfat ($K_2\,SO_4$)	8,876	14,240
Natriumsulfat ($Na_2\,SO_4$)	93,340	13,780
Natriumnitrat ($Na\,NO_3$)	Spuren	Spuren
Aluminiumoxyd (Tonerde) [Al_2O_3]	0,765	0,382
Kieselsäure ($Si\,O_2$)	13,800	9,700
Zur Oxydation erforderlicher Sauerstoff . . .	3,200	1,600

Die Salze der Karolinenquelle und der Solquellen in Heepen haben wohl die gleiche Herkunft wie diejenigen der Bohrlochsquelle beim Städt. Betriebsamt in Bielefeld. Die gelösten Zechsteinsalze müssen auf Spalten hochgestiegen sein.

Mit der Möglichkeit, solche und ähnliche, wenn auch nur schwache Mineralquellen anzutreffen, wird man bei Bohrversuchen in der nördlichen Umgebung von Bielefeld, wie überhaupt in einem großen Teil des Herforder Liasgebietes rechnen müssen. Manche tiefere Bohrungen haben gutes, für Genuß- und Betriebszwecke geeignetes Wasser gefunden, doch sind die vorliegenden Beobachtungspunkte noch zu dünn gesät, um etwa Zonen süßen und solche mineralhaltigen Wassers unterscheiden zu können.

Zusammenfassung

Obwohl Bielefeld an der Wasserscheide von Weser und Ems gelegen ist, ist hier doch, und zwar in der Senne, die Möglichkeit einer großstädtischen Wassergewinnungsanlage gegeben. Diese besteht in dem Ausbau eines Brunnennetzes, nach dessen Muster noch weitere Brunnenketten für den wachsenden Bedarf der Stadt ausgebaut werden können. Außerhalb der Senne ist eine in gleicher Weise leistungsfähige Wassergewinnung durch Brunnen in quartären Deckschichten nicht möglich. Dagegen kann man im nördlichen Vorlande durch Tiefbohrungen sehr bedeutende Wassermengen erschließen. Für einen mittelgroßen Bedarf genügen Bohrungen bis in den Mittleren Keuper. Bei Annäherung an den Muschelkalk sind Wassermassen erschlossen worden, die den Ansprüchen von Großbetrieben gerecht werden, ja sie übertreffen. Die Gefahr, hierbei kochsalzhaltiges Wasser zu erbohren, ist für das unmittelbare nördliche Vorland unwahrscheinlich, vergrößert sich aber mit der Entfernung vom Gebirge.

Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) von Norddeutschland. III. Phöben, Kohlhasenbrück, Quakenbrück

Von Herrn **J. Stoller** in Berlin-Waidmannslust

5. Phöben bei Werder (Mark)

a) Die Flora des Interglazials II bei Phöben

Literatur: F. Soenderop und H. Menzel, Über interglaziale, paludinenführende Ablagerungen von Phöben bei Werder (Mark). Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 61. Bd. 1909.
—, Bericht über die Exkursion nach Phöben am 24. März 1910. Ebenda. 62. Bd. 1910.
H. Menzel, Geologisches Wanderbuch für die Umgegend von Berlin. Stuttgart 1912.

Die im Nachfolgenden zusammengestellte Flora des II. Interglazials von Phöben konnte ich zum kleineren Teil aus pflanzenführenden Proben der Aufsammlungen ermitteln, die von den Herren Menzel† und Soenderop† in den Jahren 1909—1911 gelegentlich ihrer stratigraphischen Studien am allgemeinen, durch den umgehenden Ziegeleibetrieb alljährlich neue Profilwände zeigenden Diluvialprofil der Gegend gemacht worden waren; zum größeren Teil aber stellt sie die Ausbeute meiner im Auftrage der Geologischen Landesanstalt am 1. Dezember 1909 erfolgten und nach Horizonten durchgeführten Untersuchung des damals sehr gut aufgeschlossen gewesenen Diluvialprofils in der Ziegeleigrube von E. Dietrich-Ketzin dar. Über die allgemeinen stratigraphischen Verhältnisse des Diluviums der Gegend haben die inzwischen verstorbenen Kollegen mehrfach berichtet; ich möchte deshalb nur kurz das von mir an Ort und Stelle aufgenommene Teilprofil in der Tongrube von Dietrich skizzieren, wie es am 1. Dezember 1909 aufgeschlossen war.

Die liegendste Schicht der Grube wird aus dem zu Ziegeleizwecken abgebauten Bändertonmergel gebildet, der dem Horizont des »Glindower Tones« angehört und auf dem älteren Geschiebemergel lagert. Der Bändertonmergel geht im Hangenden allmählich in Feinsand und feine Sande über.

Darüber folgen gut geschichtete, fein- bis mittelkörnige Spatsande (Beckensande) von 3—4 m Mächtigkeit. Sie sind zugleich die Basisschicht einer rinnen- oder muldenförmig in sie eingebetteten faulschlammi-

gen und humosen, fossilreichen Ablagerung, die weiter unten näher besprochen werden soll.

Über dem Horizont der Beckensande und der fossilreichen Ablagerung ziehen sich, diskordant auflagernd, die Grundmoränenbildungen der letzten Eiszeit hinweg, nämlich Geschiebesande mit Blockanhäufungen und Geschiebemergel in einer Gesamtmächtigkeit von 1,5—3 m. Diese Stufe des Profils führt an ihrer Basis einen deutlich ausgeprägten, horizontal verlaufenden Geröllestreifen, in dem außer den verschiedensten Gesteinsgeröllen sehr viele Gerölle von schwach fossilisierten (humifizierten) Hölzern, namentlich von Kiefernholz, und von Torfstücken (nicht Braunkohlen des Tertiärs) vorkommen.

Den Abschluß des Profils nach oben bilden die alluvialen Sande und Moorerdebildungen der ausgedehnten Havelniederung.

Was die humose und faulschlammige Einlagerung in den Beckensanden betrifft, so zeigte sie in der Mitte der etwa SW—NO verlaufenden Grubenwand eine Mächtigkeit von 5—6 m und keilte nach N und nach S aus, so daß sie innerhalb des Grubenaufschlusses sich beiderseits auf weniger als 50 cm Mächtigkeit verschwächte. Nach ihrer petrographischen Zusammensetzung handelt es sich um faulschlammige und humose, fein- und mittelkörnige Sande, die regellos mit humusstreifigen Sanden, mit Moormergel und sandigen Faulschlammkalken wechseln, ohne daß immer scharfe Grenzen zwischen den einzelnen Teilen der Ablagerung festzustellen wären. Jedoch ist zu erwähnen, daß nach dem südlichen Ende der Grubenwand hin der Moormergel überwog, am nördlichen dagegen der humose, faulschlammig-kalkige Sand. Die ganze Einlagerung ist demnach als eine einheitliche und zusammenhängende Bildung aufzufassen, nämlich als Ablagerung in langsam fließendem bis stehendem Wasser von wenigen Metern Tiefe.

In biologischer Beziehung besitzt die ermittelte Flora, das möge gleich vorweg genommen werden, als Ganzes betrachtet einen durchaus einheitlichen Charakter, ganz gleich, ob die Fossilreste aus dem Sande oder dem Moormergel oder dem sandigen Faulschlammkalk des interglazialen Horizontes stammen, und ganz gleich, ob sie am Süd- oder Nordende oder in der Mitte des Profils entnommen wurden. Sie besteht, wenn man von wenigen eingedrifteten, als Gerölle in der Schicht vorkommenden Holzresten absieht, die zum größeren Teil der Kiefer (*Pinus silvestris*), zum kleineren der Birke (*Betula alba*) angehören, nur aus Wasser- und Sumpfpflanzen und stellt eine Pflanzengemeinschaft dar, die der tieferen und flacheren Verlandungszone eines stehenden Gewässers, eines Teiches oder Sees, oder der Altwasserbucht eines langsam fließenden Flusses eigentümlich ist. Ich gebe zunächst die Liste aller bis jetzt sichergestellten Arten (es steht noch die sichere Bestimmung einiger wenigen, z. T. schlecht erhaltenen, kleinen Samen aus, die aber das Gesamtbild der Vegetation nicht zu ändern vermögen).

Pinus (*silvestris* L.), kleine und größere, mehr oder weniger abgerollte Bruchstücke im Hangenden der Schicht
Sparganium ramosum Huds., einige Früchtchen
» *simplex* Huds., einige Fruchtsteine

Potamogeton natans L.
» *crispus* L.
» *pusillus* L.
» *pectinatus* L.
» *densus* L.
» sp.
} zahlreiche Früchtchen

Zannichellia palustris f. *polycarpa* Nolte, zahlreiche Früchtchen
Najas major All. (*marina* L.), mehrere Samenschalen der *forma typica*
Alisma Plantago L., ein Same
Stratiotes aloides L., ein Same
Cladium Mariscus R. Br., Fruchtsteine in großer Masse durch die ganze Schicht hindurch
Scirpus lacustris L., zahlreiche Nüsse
Carex pseudocyperus L., zahlreiche Nüsse mit Utrikulus
Carex sectio Carex, mehrere schlauchlose Nüsse
Betula alba L., kleine Stamm- und Zweigstücke als Gerölle
Rumex maritimus L., wenige Nüßchen mit Borstenkelch und einige leere Borstenkelche
Nuphar luteum Sm., mehrere Samen, Stammbruchstücke
Nymphaea alba L., ein Same
Batrachium aquatile Dum., einige Nüßchen
Ranunculus repens L., einige Früchtchen
Myriophyllum spicatum L., mehrere Samen
Hippuris vulgaris L., zahlreiche Früchtchen
Oenanthe aquatica Lam., mehrere Früchtchen

Im einzelnen ist in biologischer Beziehung das Vorkommen von *Zannichellia palustris* f. *polycarpa* Nolte, von *Najas major* und von *Rumex maritimus* bemerkenswert. Wenngleich alle drei noch der gegenwärtigen Flora Norddeutschlands angehörenden Arten auch im Süßwasser leben, so finden sie doch das Optimum ihrer Lebensbedingungen in schwach bis stark brackischem Wasser; beim Meerstrands-Ampfer drückt sich das ja schon in der Artbezeichnung *maritimus* aus, und das große Nixkraut führt heute noch, namentlich in Schweden, die früher allgemein übliche gewesene Bezeichnung *Najas marina*. Von *Zannichellia polycarpa* ist erwiesen, daß sie die an salziges Wasser angepaßte Form (Art) der *Zannichellia palustris* ist. Wir dürfen deshalb, die biologischen Ansprüche der heute lebenden Arten auf ihre Vorfahren im Phöbener Interglazial II übertragend, aus dem Zusammenvorkommen der drei Arten in den Interglazialschichten Phöbens wohl schließen, daß das Wasser des ehemals hier vorhanden gewesenen Sees schwach brackischen Charakter hatte; bei anderer Gelegenheit[1]) bin ich auf diesen Punkt näher eingegangen.

In klimatischer Hinsicht läßt sich aus den ermittelten Arten wenig herauslesen. Als Wasserpflanzen der gemäßigten Zonen sind die meisten Arten der Liste keine brauchbaren Indikatoren für die feinere Unterscheidung der Klimastriche. Im ganzen betrachtet läßt aber die Flora das eine deutlich erkennen, daß zur Zeit ihrer Entstehung und ihrer Einbettung in den Sanden, Moormergeln und Faulschlammkalken des Phöbener Interglazials II hier ein durchaus gemäßigtes Klima herrschte. Nicht nur, daß keine einzige der ermittelten Arten diesem Schlusse

[1]) F. Kaunhowen und J. Stoller, Neuere Aufschlüsse im Berliner Diluvium. Dies. Jahrb. f. 1925, Bd. XLVI, Berlin 1926.

entgegenstände, sondern die meisten Arten erfordern geradezu diesen Schluß, da die Nordgrenze ihrer gegenwärtigen Verbreitung entweder gar nicht in die kalte Zone eintritt, sondern mehr oder minder weit südlich von ihr verläuft, oder, wenn dies doch der Fall ist, so nur an solchen Stellen, die infolge besonderer Umstände (z. B. Einfluß des Golfstroms) eben ein wärmeres Klima besitzen, als nach ihrer geographischen Breite zu erwarten wäre. Im einzelnen möge dazu folgendes bemerkt werden.

Najas major hatte in Norddeutschland und in Skandinavien in der Alluvialzeit den Höhepunkt ihres Gedeihens und ihrer Massenentwicklung in der durch besonders warmes Klima ausgezeichneten Litorinaperiode. In der norddeutschen Flora der Gegenwart zählt die Pflanze zu den Arten, die zwar über einen großen Teil des Gebietes verbreitet sind, aber doch als spärlich oder selten vorkommend bezeichnet werden müssen. Sie fruktifiziert auch selten und spärlich. Ähnliches gilt von *Stratiotes aloides*, der Wasseraloë. *Carex pseudocyperus* ist ebenfalls eine Pflanze, die zu ihrem Gedeihen ein durchaus gemäßigtes Klima verlangt. Weitaus am interessantesten in klimatischer Beziehung ist aber das reichliche Vorkommen von *Cladium Mariscus*, der Schneide, im Interglazial II von Phöben. Über das gegenwärtige Vorkommen und die postdiluviale Entwicklungsgeschichte von *Cladium Mariscus* in Schweden hat vor kurzer Zeit L. v. Post[1]) eine äußerst wichtige Studie veröffentlicht, aus der ich die für unsere Frage entscheidenden Ergebnisse zusammenfassend herausgreife.

Die Verbreitung der Art in der Gegenwart, insbesondere ihr üppiges Gedeihen in den Mittelmeerländern sowie in weiten, großenteils tropischen und wüstenartigen Gebieten Asiens, Afrikas, Australiens und Amerikas, ferner der Umstand, daß sie in der nördlich gemäßigten Zone Europas nach recht heißen Sommern überaus reichlich Früchte ansetzt, lassen erkennen, daß eine hohe Sommertemperatur der Art besonders zuträglich ist. Und doch fehlt sie den Gebieten mit kontinentalem Klima. Also muß eine weitere Bedingung für ihr Gedeihen wohl ein milder Winter sein. Diese Annahme wird denn auch bestätigt durch den Verlauf der Nordgrenze ihrer Verbreitung im nördlichen Europa; sie folgt ungefähr der Isotherme von — 2° bis — 3° C im kältesten Monat des Jahres. Das vereinzelte Vorkommen der Pflanze in Gegenden, die für den kältesten Monat eine Isotherme von — 5° bis — 6° C haben, erklärt sich aus besonderen lokalen Umständen (meistens ist ein Austritt warmer Quellen an ihrem Standort nachzuweisen). Aber außer der winterlichen milden Lufttemperatur kommt für das Gedeihen von *Cladium Mariscus* noch ein anderer klimatischer Grundfaktor in Betracht, der sich in einem hohen winterlichen Wasserspiegel an den Standorten der Pflanze auswirkt, so daß sie, wenn auch vielleicht nicht ganz untergetaucht so doch mit dem größten Teil ihrer frostempfindlichen, an Seitensprossen auftretenden Fruchtstände die Frostgefahr unter der Eisdecke

[1]) Lennart v. Post, Gotlands-agen (*Cladium Mariscus* R. Br.) i Sveriges postarktikum. Ymer, Årg. 1925, H. 3—4.

überdauern kann. In dieser Hinsicht ist bezeichnend, daß die Art im baltischen Gebiete gerade auf der Insel Gotland so häufig ist, daß sie in Schweden den Namen »Gotlands-Riet« führt. Gotland aber hat ausgesprochen Winterhochwasser, so daß dort die Moore im Winter bis zu 0,5 m unter Wasser stehen.

Zusammenfassend läßt sich aus der gegenwärtigen Verbreitung von *Cladium Mariscus* schließen, daß die Art zu ihrem Gedeihen milde, ziemlich niederschlagsreiche Winter und eine Sommerwärme von mindestens 14 bis 16° C im wärmsten Monat braucht. Sie ist also eine ausgesprochen ozeanische Art mit der Erweiterung, daß eine hohe Sommertemperatur ihr Gedeihen außerordentlich begünstigt.

In der Geschichte des postglazialen Klimas in Schweden spielt *Cladium Mariscus* eine bedeutsame Rolle. Die Art tritt mit Hasel, Ulme, Eiche und Linde sowie der Wassernuß im Verlauf der borealen Periode zum erstenmal in Südschweden auf, erreicht in der ersten Hälfte der Litorinazeit ihr Ausbreitungsmaximum, verliert aber schon in der zweiten Hälfte derselben rasch an Gebiet, wogegen nunmehr *Trapa natans* rasch an Areal gewinnt und am Ende der Litorinazeit ihr Ausbreitungsmaximum erreicht. Es wurde deshalb schon für Südschweden die Litorinazeit in eine »*Cladium*-Periode« mit ausgesprochen atlantischem Charakter des Klimas (ausgeprägt milde Winter!) und eine darauf folgende »*Trapa*-Periode« gegliedert, in welcher das Klima mehr und mehr kontinentalen Charakter annahm, bis schließlich das echt kontinentale Klima der subborealen Periode erreicht war.

Wenden wir nun vergleichend diese wichtigen Ergebnisse der Untersuchungen des schwedischen Forschers auf das auffallend reichliche Vorkommen von *Cladium*-Früchten im Phöbener Interglazial II an, so werden wir mit Recht für die Zeit der Ablagerung der untersuchten Schichten dieses Interglazials ähnliche klimatische Zustände voraussetzen dürfen. Das bedeutet also, daß wir für die damals hier herrschenden klimatischen Verhältnisse nicht nur in allgemeiner Fassung von gemäßigtem Klima sprechen, sondern unsere Schlußfolgerung genauer dahin präzisieren können, daß es sich um ein atlantisches Klima mit ausgeprägt milden Wintern gehandelt hat. Daß dieses ozeanische Klima damals weit in die Mark Brandenburg hineingereicht haben muß, dafür lagen ja auch schon bisher gewisse Anhaltspunkte vor, z. B. in dem Nachweis der Stechpalme, *Ilex Aquifolium* L., im Interglazial II von Klinge, von Belzig und von Motzen.

Die weitere Entwicklung des Interglazialklimas, insbesondere sein Übergang zum glazialen Klima der letzten Eiszeit läßt sich am Phöbener Profil leider nicht ermitteln, da die hierfür maßgebenden fossilführenden Schichten durch die in scharfer Diskordanz auf die untersuchten Schichten folgenden glazialen Sedimente abgeschnitten erscheinen.

b) Die Flora des Interglazials I bei Phöben

Gleich die ersten Ergebnisse der stratigraphischen und paläontologischen Untersuchungen in der Ziegeleigrube von Dietrich ließen es

wünschenswert erscheinen, in der Gegend von Phöben durch Bohrungen das ganze Profil des Diluviums festzustellen. Man konnte auch hoffen, hierbei das Interglazial I der Gegend von Berlin mit dem bekannten Paludinenhorizont anzutreffen. So wurde von der Geologischen Landesanstalt mit eigenem Bohrapparat gleich im Jahre 1910 dicht am Hafen der Ziegelei von DIETRICH eine Bohrung niedergebracht, die auch in 44—48 m Tiefe (entsprechend NN—14 bis —18 m) in normaler, erwarteter Schichtfolge den paludinenführenden Ton des Interglazials I durchsank. Das von SOENDEROP archivmäßig bearbeitete Profil der Bohrung ergab in dieser Beziehung (in gekürzter Form):

von 12,50—21 m Grundmoränenbildungen der vorletzten Eiszeit in der Ausbildung von grauen, sandigen Geschiebemergelbänken mit zwischengelagerten Bänken von Kies und Geschiebesand
» 21,00—44 » Feinkies, feine bis mittel- und grobkörnige Sande und feinsandige, feinglimmerige Tonmergelbänke in Wechsellagerung
» 44,00—48 » Dunkelgrauer, grauschwarzer und hellgrauer, fetter Ton mit Spuren von Vivianit und zahlreichen Konchylienschalen, unter denen *Paludina diluviana* vorwiegt (Paludinenhorizont des Interglazials I)
» 48,00—88 » Sande und Kiese mit sehr viel südlichem neben nordischem Gesteinsmaterial, oberhalb 60 m wechsellagernd mit dünnen Bänken von feinsandigem Tonmergel
» 88,00—90 » Grundmoränenbildungen der ersten Eiszeit, bestehend aus stark kalkigem, grauem Geschiebemergel, bei 90 m in groben, kalkigen Geschiebesand übergehend.

Der Ton des Paludinenhorizontes in 44—48 m Tiefe erbrachte folgende Flora:

Alisma Plantago L., mehrere Samen
Sagittaria sagittaefolia L., einige Samen
Scirpus lacustris L., eine Nuß
Carex sectio Carex L., zwei Nüßchen
Dulichium spathaceum PERS., drei Nüßchen ohne Basis und Kelchborsten gehören nach Gestalt und Größe hierher. Ihre Maße sind in Millimetern:

Nr.	Körper		Schnabel, Spitze abgebrochen
	Länge	Breite	
1	2,430	1,296	0,810
2	2,322	0,927	0,594
3	2,376	0,918	0,756

Rumex maritimus L., zwei Borstenkelche
Nymphaea alba L., eine beschädigte Samenschale
Ranunculus Flammula L., ein Nüßchen
Hippuris vulgaris L., drei Nüßchen ohne Deckel
Oenanthe aquatica LMK., mehrere Merikarpien, z. T. Kümmerformen.

Im Jahre 1911 wurde u. a. eine weitere Bohrung bei Phöben ausgeführt. Diese, als „Phöben II, 1911" bezeichnet, wurde dicht südlich von den Fischwehren in den Kietzwiesen angesetzt und traf den Ton des Paludinenhorizontes in 46,8—49 m Tiefe (entsprechend NN—16,8 bis —19 m). An pflanzlichen Resten lieferte die Bohrung nur zwei Samenschalenhälften von

Najas major ALL., forma *communis* RENDLE (Größe der Schale: Länge 4,05 mm, Breite 2,16 mm).

Auch bei Plötzin wurde 1911 eine Bohrung niedergebracht, und zwar an der Straße von Plötzin nach Plessow (dicht westlich von Punkt 62,9 des Meßtischblattes Werder). Diese Bohrung traf den Ton des Paludinenhorizontes schon in 31,5—36,75 m Tiefe (entsprechend NN+ 34,5 bis +29,25 m). Von pflanzlichen Resten konnte festgestellt werden

Potamogeton acutifolius Link, } wenige Fruchtsteine
» sp. }
Scirpus lacustris L., eine Nuß
Betula alba L., ein flügelloses Nüßchen
Ranunculus Lingua L., ein Nüßchen

Durch die obige Flora erfährt die von mir kürzlich mitgeteilte Flora[1]) des Interglazials I der Berliner Gegend eine Bereicherung um acht Arten, so daß jetzt ihre Artenzahl 31 beträgt.

6. Kohlhasenbrück (Teltowkanal)

Literatur: F. Wahnschaffe, Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 4. Aufl., neubearbeitet von F. Schucht, Stuttgart 1921.

Beim Bau des Teltowkanals wurde im Jahre 1902 dicht bei Kohlhasenbrück östlich von Potsdam ein Aufschluß freigelegt, der als oberste Schicht Geschiebesande mit Blöcken bis zu 1 m Durchmesser erkennen ließ. Sie waren von horizontal geschichteten steinfreien Sanden unterlagert. Darunter folgte ohne scharfe Grenze eine pflanzenführende, humosfaulschlammige Schicht von durchschnittlich 0,5 m Mächtigkeit. Sie wird, wie in der Sohle des Aufschlusses stellenweise beobachtet werden konnte, von Grundmoränenbildungen unterlagert. Wir haben also in der pflanzenführenden Schicht eine zwischen zwei glazialen Schichtkomplexen auftretende organogene Bildung.

Die von mir untersuchten Proben gehören zwei etwa 10 m voneinander entfernten Profilen an, aus denen sie an je 3 Stellen, als Liegendes, Mitte und Hangendes bezeichnet, entnommen wurden. Sie wurden gesondert untersucht. Da aber beide Profile sowohl nach struktureller Beschaffenheit als auch nach Inhalt der einander entsprechenden Proben vollständig übereinstimmen, so werden im folgenden die Ergebnisse der Untersuchung nicht gesondert aufgeführt.

Das etwa 0,5 m mächtige Lager besteht aus einem im Hangenden und Liegenden stark sandigen, in der Mitte aber typisch entwickelten, schwach kalkhaltigen Faulschlamm (*Sapropel = Gyttja*), in dem z. T. stark zersetzte kleine und kleinste Holzsplitter von tiefschwarzer Farbe eingebettet sind.

Die Proben aus dem Liegenden waren im frischen Zustand von lockerer, krümeliger Beschaffenheit und hatten ein dunkelbraunes bis schwarzes Aussehen.

Die Proben aus der Mitte der Profile bestanden aus typischem Faulschlamm von meist graugrüner bis hellbrauner Farbe. Er war

[1]) F. Kaunhowen und J. Stoller, Neuere Aufschlüsse im Berliner Diluvium. Dies. Jahrb. f. 1925. Bd. XLVI, Berlin 1926

größtenteils von zäher, lederartiger Consistenz und blätterte leicht in dünnen Lagen, z. T. bestand er aus beinahe schwarzen und äußerst harten, scherbenartigen Stücken (die wahrscheinlich vor der Probenentnahme durch Austrocknen hart geworden waren). Er war fast sandfrei, enthielt aber, wenn auch nur in geringer Menge Holzsplitter und Borkestückchen. Bei Zusatz von Säure entwickelte sich reichlich H_2S, was auf das Vorhandensein von Schwefeleisen schließen ließ. Dies geht übrigens auch daraus hervor, daß unter Wasser aufbewahrte Stücke sich mit einer dicken Kruste von Eisenocker überzogen.

Die Proben aus dem Hangenden waren krümelig, stark sandig, von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe und erwiesen sich als Häckseltorf (Schwemmtorf z. T.) mit zwischengelagertem Faulschlamm.

Was nun die beiden Profile in Bezug auf die bestimmten Reste von *Phanerogamen* betrifft, so läßt sich auf Grund derselben auch für die einzelnen Horizonte des Lagers kein wesentlicher Unterschied feststellen. Bemerkenswert ist sowohl die Artenarmut der gefundenen Flora als auch die geringe Zahl von Resten der einzelnen Arten.

Es konnten bestimmt werden:

Pinus silvestris L., Steinkorkfetzen, Bruchstück einer Zapfenspindel, zerbrochene Samenschalen. Hangendstes und Liegendstes
Potamogeton natans L., wenige Fruchtsteine. Mitte und Liegendes
» *pectinatus* L., wenige Fruchtsteine. Liegendes
» *lucens* L., einige Fruchtsteine. Mitte
» *filiformis* Pers., wenige Fruchtsteine. Liegendes
» sp., wenige Fruchtsteine. Mitte und Liegendes
Najas major All., fünf Samen von c 4 mm Länge. Mitte und Liegendes
» *flexilis* Rostk., zahlreiche Samen. Mitte und Liegendes
Stratiotes aloides L., ein gespaltener Same. Mitte
Cladium Mariscus R. Br., zahlreiche Fruchtsteine aus der Mitte und dem Liegenden, im Hangenden selten
Scirpus lacustris L., eine Nuß. Hangendes
Carex rostrata With., zwei schlauchlose Nüßchen. Mitte
Cyperaceae, wenige Epidermisfetzen. Hangendes, Mitte, Liegendes
Betula alba L., einige Hypodermfetzen, Holzsplitter und berindete Zweigstückchen, eine Nuß. Hangendes, Mitte, Liegendes
Nymphaea alba L., wenige Samen. Mitte
Nuphar luteum Sm., wenige Samen. Liegendes
Menyanthes trifoliata L., zwei Samen. Hangendes
Cenococcum geophilum Fries., eine Peridie. Hangendes

Die ganze durch die untersuchten Proben repräsentierte Schicht ist als einheitliche Bildung aufzufassen. Sie entstand durch Sedimentation in einem offenen, stehenden Gewässer, dessen Maximaltiefe an dieser Stelle nach dem zahlreichen Vorkommen von *Najas flexilis* Rostk. auf etwa 2,5 m geschätzt werden kann. Die Annahme wird auch durch das reichliche Vorkommen von *Cladium Mariscus* R. Br. gerechtfertigt. Daß im übrigen die Reste der Verlandungsbestände fast ganz fehlen, deutet darauf hin, daß die Stellen der Probenentnahme nicht innerhalb der Uferzone des ehemaligen Teiches oder Sees liegen.

Bemerkenswert ist die im Hangenden des Lagers vorhandene starke Beimengung von Häckseltorf und von Sand als Absätzen aus zuströmendem Wasser, aus dem sich dann auch die ohne scharfe Grenze über

der humosen Faulschlammschicht lagernden steinfreien, humosen Sande absetzten, bis schließlich das Wasserbecken völlig zugeschüttet war.

Die festgestellten Arten gehören sämtlich auch der heutigen Flora der Mark Brandenburg an. Über ihre Bedeutung für die Beurteilung der klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung der diluvialen, interglazialen (= Interglazial II) Faulschlammschicht gilt dasselbe, was in dem Abschnitt über Phöbens Interglazial II gesagt wurde. Es ist auch hier das reichliche Vorkommen von *Cladium Mariscus* in der Schicht bemerkenswert.

7. Quakenbrück

Literatur: O. Tietze, Zur Geologie des mittleren Emsgebietes: vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. Jahrb. der Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt für 1912. Bd. XXXIII, Tl. II, Heft 1.

—, Geologisch-agronomische Karte des Lehrfeldes von Quakenbrück nebst Erläuterungen. Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt 1913.

Anläßlich der Vorarbeiten zur Wasserversorgung der Stadt Quakenbrück in Hannover wurde in einer dicht bei der Stadt „Am Zuckerhut" niedergebrachten Bohrung folgendes Profil festgestellt:

0	— 0,45	m lehmiger, eisenschüssiger Sand
0,45	— 3,96	» schwach toniger Sand
3,96	— 6,97	» kalkiger, toniger, feiner Sand
6,97	—17,04	» schwach kalkiger, toniger, feiner Sand
17,04	—20,42	» feiner Sand
20,42	—20,49	» kalkiger, toniger, sehr feiner Sand bis Feinsand
20,49	—26,22	» schwach kalkiger, schwach toniger Sand
26,22	—27,03	» kalkiger Feinsand
27,03	—32,84	» feinsandiger Tonmergel
32,84	—34,04	» gepreßter Torf
34,04	—36,29	» grauer Ton mit Eisenerz und Vivianit
36,29	—54,06	» sehr kalkiger Ton bis toniger Kalk (vgl. Tietze a. a. O. 1913, S. 14).

Von dem in 32,84—34,04 m erbohrten „gepreßten Torf" wurde mir 1911 eine sehr kleine Probe zur Untersuchung auf ihren pflanzlichen Inhalt übergeben. Es handelte sich um eine wenig vertorfte, in millimeterdünnen Lagen abblätternde pflanzliche Masse, deren Hauptbestandteil aus einem dichten Wurzelfilz von Gräsern bestand. Dieser pflanzlichen Masse war in dünnen Zwischenlagen viel tonig-kalkiger Feinsand beigemengt, der auch den Wurzelfilz selbst durchsetzte. Das Ergebnis meiner Untersuchung, daß hier eine echte Glazialflora aus der letzten Eiszeit vorlag, war um so bemerkenswerter, als Quakenbrück weitab von der Grenze der letzten diluvialen Vergletscherung Nordwestdeutschlands inmitten des damals eisfreien Gebietes gelegen ist. Es war deshalb beabsichtigt, das wichtige Profil der oben genannten Bohrung, aus der keine weiteren Proben mehr zu erlangen waren, durch eine von der Geologischen Landesanstalt auszuführende wissenschaftliche Neubohrung dicht neben der alten Bohrstelle wiederherzustellen und durch das ganze Diluvium hindurch zu vertiefen, um die ganze Probenfolge auf ihre Pflanzenführung genau zu untersuchen; denn man durfte hoffen, in den tonigen und kalkigen Sedimenten, denen der „gepreßte Torf" eingelagert

ist, eine Entwicklungsreihe der diluvialen Flora jener Gegend von der letzten Interglazialzeit über die anschließende letzte Glazialzeit bis zum Alluvium ermitteln zu können. Leider konnten im Etat meiner Behörde weder 1912 noch 1913 die Geldmittel hierfür freigemacht werden. Während des Weltkrieges ruhte der Plan natürlich; aber auch seit 1919 wurde er aus leicht begreiflichen Gründen von Jahr zu Jahr hinausgeschoben, bis er nunmehr endgültig aufgegeben werden mußte. So bleibt mir nichts anderes übrig, als die schon 1911 von mir aufgestellte Liste der glazialen Flora von Quakenbrück hiermit der Öffentlichkeit zu übergeben und die Hoffnung auszusprechen, daß später vielleicht doch einmal noch jener Plan zur Wirklichkeit wird.

Die ermittelte Flora besteht aus folgenden Arten:

Bryum pseudotriquetrum (Hedw. ex p.) Schwgr. = *ventricosum* Dicks., ein Sproß
» *neodamense* Itzigsohn, drei Äste, ein Stöckchen
Mnium rugicum Laurer, zwei Sprosse
» *punctatum* (L. Schreb.) Hedw., drei Sprosse
Brachythecium plumosum (Sw.) Br. eur., ein Ast
Amblystegium riparium (L.) Br. eur., drei Ästchen verschiedener Ordnung
Hypnum (*Chrysohypnum*) *polygamum* (Br. eur.) Wils. var. *fallaciosum* (Jur.) Milde, ein oder zwei Ästchen
Hypnum (*Calliergon*) *cuspidatum* L., einige Äste
» (*Drepanocladus*) *Sendtneri* Schimper, ein Ast
Glumiflorae, einige Epidermiszellgewebefetzen, aus lang oblongen Zellen mit geraden Zellwänden bestehend, und zahlreiche z. T. ineinander verfilzte Radizellen
Heleocharis palustris R. Br., eine wohlausgebildete Nuß, verkehrt eiförmig zusammengedrückt, glatt, mit abgerundeten Rändern, ganze Länge 1,9 mm
Salix polaris Wahlenberg, fünf sehr kleine, mit dem Stiel nur 3—5 mm lange, aber vollständig erhaltene Laubblättchen
Salix retusa L. (forma *serpyllifolia* Wimmer), vier sehr kleine, spatelförmige, oben abgestumpfte Laubblättchen von 3—5 mm Länge, dazu ein Bruchstück eines etwas größeren Laubblättchens
Salix sp., einige 6—8 mm lange, zweiklappige, kurz gestielte, kahle Fruchtkapseln in aufgeklapptem Zustand, noch schwache Reste von Samenhaaren zeigend. Die Klappen der Kapseln sind teils schwach umgebogen, teils klaffen sie nur. Eine nur 1,5 mm lange, ebenfalls aufgesprungene zweiklappige Kapsel scheint zu einer der beiden nachgewiesenen Glazialweiden zu gehören, wogegen die Artbestimmung für die größeren Fruchtkapseln nicht möglich erscheint. Ein nur 9 mm langes, teilweise berindetes Zweigstückchen von nur 1,5 mm Dickendurchmesser gehört anscheinend auch hierher.
Dryas octopetala L., zwei sehr gut erhaltene kleine Laubblätter, das eine derselben noch mit Stielansatz versehen, das andere nur aus der Lamina bestehend; dazu ein Laminabruchstück eines weiteren Blattes. Es handelt sich um die kurze, kleine, typische Blattform der arktischen Abart der Pflanze.
Armeria vulgaris Willd., zwei kleine, 3—4 mm große Fruchtkelche scheinen dieser Art zugerechnet werden zu müssen. Das eine Exemplar läßt deutlich einen äußeren behaarten, langfünfzähnigen und einen inneren stumpfzipfeligen Hüllkelch erkennen; bei dem anderen ist nur noch der äußere Hüllkelch erhalten. Hierher gehört wohl auch ein kleines Bruchstück eines linealischen, einnervigen Laubblattes von 0,8 mm Breite.

Anhangsweise seien noch folgende tierische Reste erwähnt:

Kapselförmige Chitinhüllen, und zwar drei tonnenförmige von 1 bis 3 mm Länge und eine langflaschenförmige, an der Öffnungsstelle zusammengeschnürte von 2 mm Länge.

Eine schlauchförmige Chitinhülle, knotenartig gegliedert erscheinend.

Was die klimatischen Verhältnisse der Gegend von Quakenbrück zur Zeit der Ablagerung des untersuchten Torfes betrifft, so braucht über den durchaus glazialen, ja arktischen Charakter der phanerogamen Arten unserer Liste nichts hinzugefügt zu werden. Das Vorkommen der Hüllkelche von *Armeria* und der Fruchtkapseln von *Salices* beweist in dieser Hinsicht nur, daß die kurzen Sommer jener Periode gegenüber den Wintern eine derartige Temperatursteigerung erfuhren, daß jene dicht dem Boden anhaftenden Pflänzchen fruktifizieren konnten.

Dagegen zeigen sich die mitgeteilten Moose in klimatischer Beziehung ziemlich indifferent. Herr Prof. Dr. R. Timm-Hamburg, dem ich die Bestimmung der Moosreste verdanke, teilte mir im Frühjahr 1912 in dieser Beziehung folgendes mit.

»Alle festgestellten Moose ohne Ausnahme können auch heute noch in der betreffenden Gegend vorkommen. *Bryum pseudotriquetrum* ist in allen Tiefmooren der Ebene und auf nassem Boden der Gebirge verbreitet. *Bryum neodamense* ist aber von nicht vielen Punkten bekannt, besonders wächst es in der Ebene. *Mnium rugicum* ist eine Seltenheit von allmählich zahlreicher gewordenen Fundorten der Ebene und ferner aus der Rhön bekannt. *Mnium punctatum* dagegen ist auf feuchtem Humusboden allgemein verbreitet. *Brachythecium plumosum* wächst mit Vorliebe auf Steinen in Waldbächen, verbreitet in der Ebene und im Gebirge; in letzterem wohl häufiger. *Amblystegium riparium* ist an Ufern und in Wasserlöchern eines der häufigsten Moose. *Hypnum polygamum* gehört zu den häufigeren Moosen der Tiefmoore und Sumpfwiesen, die Verbreitung der ebenfalls der Ebene angehörigen Varietät *fallaciosum* ist noch besser festzustellen. *Hypnum cuspidatum* ist eines der gemeinsten Moose. Auch *Hypnum Sendtneri* gehört zu den häufigsten Moosen der Tiefmoore. *Bryum neodamense* und *Mnium rugicum* verdienen als Seltenheiten hervorgehoben zu werden«.

Geologische Beschreibung der Oberförsterei Syke bei Bremen

Von **W. Wolff** in Berlin

Mit einer Figur

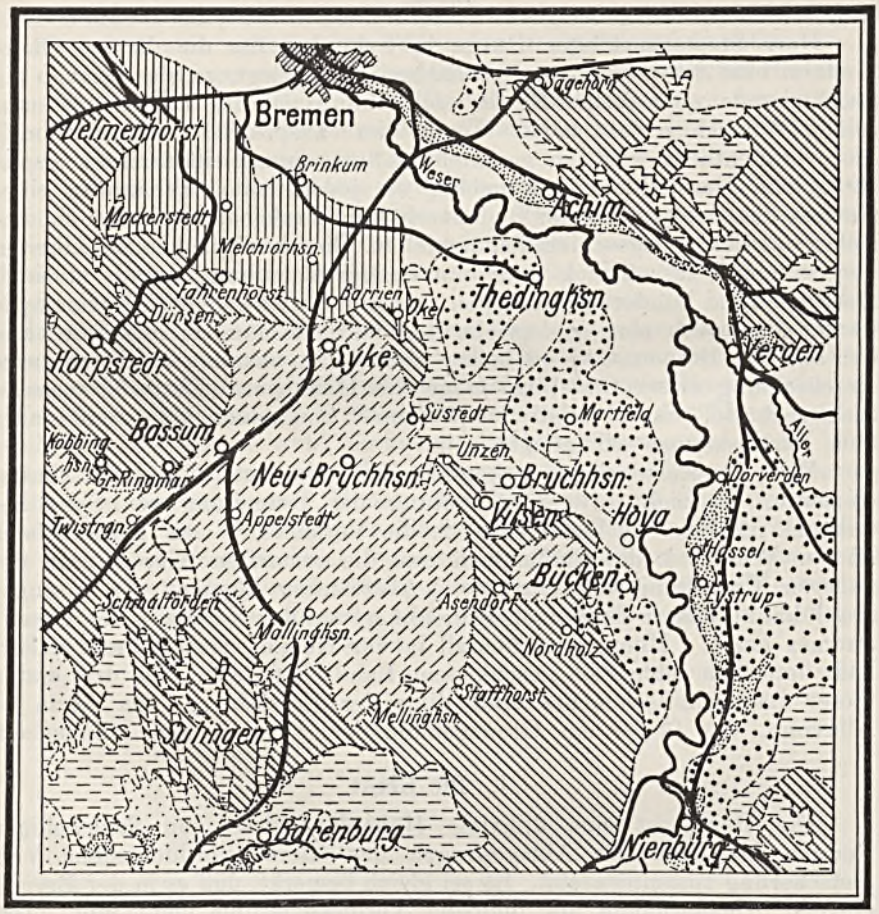
Herr Staatsoberförster Reier in Syke hat für die dortige Oberförsterei eine Sammlung von »Grundlagen« angelegt, zu denen auch die nachstehende geologische Revierbeschreibung gehört, die ich 1924 auf seinen Wunsch verfaßt habe. Wenn diese anspruchslose Beschreibung hier veröffentlicht wird, so geschieht es, um einmal ein Anfangsbeispiel für solche Darstellungen zu geben, die jedem neuen Verwalter eines Reviers das Verständnis der Bodenverhältnisse erleichtern, indem sie dieselben entwicklungsgeschichtlich darstellen. Die mannigfachen Einzelheiten der Standorte lassen sich dann mit einiger Bemühung daraus ableiten. Das über rund hundert Feldmarken zerstreute, weit gedehnte Revier Syke besitzt aber auch eine geologische Besonderheit, nämlich den Flottlehm, der aus der Bremer Gegend bisher noch nicht bekannt war; eine kurze Beschreibung dieser für einige Gegenden Hannovers (Ebstorf-Bevensen, Hankensbüttel) charakteristischen Bodenart von neuer Stelle wird daher dem Landeskenner willkommen sein.

Wie die Kartenskizze erkennen läßt, sind es vier Landschaftselemente, die sich an der Gestaltung der Umgebung von Syke beteiligen, nämlich: 1. Die Geest, 2. die Vorgeest, 3. die Talsandebene an der Weser, 4. die Flußmarsch und die vertorften Altwässer in der näheren Umgebung des Stromes. Als fünftes Element von geringer Ausdehnung kämen dann noch Dünenhügel auf der Nordseite des Weserstromes hinzu. Moore sind überall in der Gegend verteilt; erst außerhalb derselben bilden sie geschlossene Landschaftsteile. Die drei ersten dieser Landschaftselemente sind diluvialer Entstehung, das vierte ist Alluvium, das fünfte ein Grenzgebilde der Alluvial- und Diluvialzeit.

1. Die Geest

Die Geest ist eine diluviale Höhenlandschaft von flachwelligen Formen, die sich aus Ablagerungen der älteren norddeutschen Vergletscherung zusammensetzt. Es sei gleich bemerkt, daß es in der Bremer Gegend Ablagerungen der jüngsten Vergletscherung nicht gibt. Das ist land- und forstwirtschaftlich von großer Bedeutung, weil infolge ihres höheren Alters die gesamten diluvialen Böden dieser Gegend stark verwittert und an Pflanzen-Nährstoffen, ganz besonders an Kalk, verarmt sind. Sie stehen dadurch in auffälligem Gegensatz zu den jungdiluvialen Böden, die man nordöstlich der Elbe antrifft, und die von vornherein der Land- und Forstwirtschaft erheblich günstigere bodenchemische Bedingungen darbieten, namentlich für tief wurzelnde Gewächse, die den frischen unverwitterten Untergrund sich zu Nutze machen können. Auch

dem tieferen Hinterlande gegenüber befinden sich die Böden der hiesigen Gegend im Nachteil, weil sie noch im Bereich des sehr feuchten, die Bodenauslaugung und Vermoorung befördernden Nordseeklimas liegen und dadurch stärker entwertet sind als die gleichaltrigen Böden derjenigen Gegenden Deutschlands, die unter mehr kontinentalen Klimaverhältnissen stehen und demzufolge einen günstigeren Kreislauf der Bodennährstoffe aufweisen. Die Gegend von Syke fällt noch in die



Ungefähre Verbreitung des Flottlehms
Geest u. Nienburger-Hochterrassengebiet
Vorgeest
Talebene der Aue
Niederterrasse des Aller-Weser-Urstroms
Dünen
Moore
Alluviale Talböden u. Marschen

Geologische Skizze der weiteren Umgebung von Syke bei Bremen.
Maßstab 1:500000.

waldbaulich so schwierige Zone der »Bodenerkrankung« und Trockentorfbildung.

Der Rand der Geest verläuft von Delmenhorst zunächst gegen Südwesten bis in die Gegend von Sethe bei Havekost und biegt dann ziemlich gradlinig nach Ost-Südosten, über Ortholz, Bürstel, Fahrenhorst und Barrien nach Okel. Von Okel verläuft der Geestrand in anfangs südlicher und dann mehr und mehr östlicher Richtung über Gödestorf, Süstedt, Uenzen, Bruchhausen bis Vorberg bei Memsen; an dieser Stelle biegt er wieder nach Süden an Duddenhausen und Helzendorf östlich vorüber, auf Blenhorst, Lohe und Oyle (gegenüber Nienburg) zu. Es scheint, daß ein Teil dieses Randes auf einer großen jugendlichen Bodenwerfung beruht, d. h. daß das niedriger gelegene Vorland gegen die Geest abgesunken, oder die Geest diesem Vorlande gegenüber gehoben ist.

Der tiefere Untergrund der Geest besteht in der Umgebung von Syke, Okel, Bruchhausen, Blenhorst, Bassum, Twistringen und Neuenkirchen aus tertiären Schichten; in einer ganzen Reihe von Ziegeleien dieser Gegend ist ein 10—20 Meter mächtiger Glimmerton des oberen Mittelmiocäns aufgegraben, unter welchem glaukonitreiche Sande des unteren Mittelmiocäns vielfach hervortreten. Dieser Ton hat Bedeutung für die Grundwasserführung der Gegend. Auf ihm sammelt sich das Grundwasser und strömt am Geestrande zwischen Okel und Blenhorst in zahlreichen starken Quellen zu Tal (»Vilsa-Sprudel« bei Homfeld). In der westlichen Umgebung von Nienburg hat Stoller an verschiedenen Orten noch ältere Schichten, nämlich Tonlager der unteren Kreideformation, festgestellt. So z. B. bei Woldenhausen, Pennigsehl und Steierberg. An einer Stelle, nämlich in einer Ziegelei südöstlich von Holte, scheint alttertiärer Septarienton anzustehen. Auch im oberen Huntetale, südlich von Wildeshausen, ist der miozäne Glimmerton an vielen Stellen in geringer Bodentiefe festgestellt. An anderen Orten dagegen scheinen in die tertiäre Platte des Untergrundes tiefe, vordiluviale Täler eingeschnitten zu sein, von denen oberflächlich nichts wahrzunehmen ist. Eine Bohrung bei Fahrenhorst steckte bei etwa 150 m Tiefe noch im Diluvialsand, mit dem dort ein solches Tal ausgefüllt ist. Das Tertiär hat zum Aufbau der aus nordischen Gesteinsteilchen gebildeten Diluvialschichten nicht unerhebliche Bestandteile beigesteuert. Insbesondere sind die feinkörnigen, tiefer unter der Erdoberfläche gelegenen Diluvialsande oft in sehr reichem Maße von schwarzgrünen Glaukonitkörnchen erfüllt; im Untergrunde von Harpstedt haben sie dadurch teilweise eine intensiv grüne Farbe erhalten, die in höheren Lagen durch Verwitterung des Glaukonits rostgelb geworden ist. Glaukonit ist als stark kalihaltiges Eisensilikat nicht ohne Bedeutung für den Kaligehalt des Bodens. Die gesamte Mächtigkeit der Diluvialschichten mag durchschnittlich etwa 30—50 m betragen. Das Diluvium besteht zum größten Teil aus geschichteten, fein- bis mittelkörnigen Sanden; seltener sind Einlagerungen von Kies, Steingeröll und Grobsand. Die oberste Rinde wird gewöhnlich von steinigem, lehmigen braunen Sande gebildet, der flächen- und nesterweise in braunen, sandigen Ge-

schiebelehm übergeht. Frischen, kalkhaltigen Geschiebemergel habe ich in keiner der zahlreichen Lehmgruben, aus denen die Bauern den Lehm für ihre Dielen und Stakwände holen, bemerkt. Stets war der Kalkgehalt vollständig ausgelaugt. Im Sande war Quarz der überwiegende Bestandteil. Er spielt darin als neutrales Element ungefähr dieselbe Rolle, wie der Stickstoff in der Luft. Der Gehalt an Feldspatkörnern ist verhältnismäßig gering. Das ist insofern von Bedeutung, als der Feldspat der Hauptlieferant des Kalis im Boden ist und bei seiner Verwitterung die für den Austausch der mineralischen Pflanzennährstoffe so wichtigen Bodenzeolithe liefert. Man sieht also, daß die natürlichen Fruchtbarkeitsfaktoren des Bodens gering sind. Dieser Mangel wird aber für einen großen Teil des Gebietes dadurch wieder wett gemacht, daß sich an der Oberfläche eine Decke von Flottlehm ausbreitet. Die Mächtigkeit dieser Decke schwankt zwischen 20 und 130 cm. Der Flottlehm ist ein äußerst feiner, in seiner Körnung ganz gleichmäßiger, magerer Lehm, der überwiegend aus allerfeinstem Sande besteht und wenig eigentliche Tonteilchen enthält. Zerreibt man ihn zwischen den Fingern, so schmiert er etwas, ohne sehr zu kleben, und läßt keine groben Sandkörnchen fühlen. Seine Farbe ist eigentümlich fahlgrau bis gelblich; in der Tiefe ist er häufig eisenschüssig braun und verdichtet. Besonders befindet sich an seiner Grenze zum darunter liegenden lehmigen Geschiebesand öfters eine verhärtete eisenschüssige Schicht. Der Humusgehalt des Flottlehms ist verschieden. Oft ist der Flottlehm in seinen oberen 20—30 cm recht stark humifiziert und tief dunkelgrau gefärbt, jedoch kommt trotz aller Aehnlichkeit, die der Flottlehm mit dem mitteldeutschen Löß aufweist, keine solche Schwarzerde auf ihm vor wie auf dem Löß. Der klimatische Bodentyp der Gegend von Syke ist nämlich der Podsolboden, nicht der Tschernosjem[1]). Der Flottlehm der Gegend von Syke und Neubruchhausen gleicht in jeder Hinsicht dem Flottlehm der Gegend zwischen Ebstorf und Bevensen in der Lüneburger Heide, die man »die Klei« nennt. Seine Entstehung ist ebenso schwer erklärbar, wie die Entstehung des von Stoller erforschten Ebstorfer Flottlehms. Jedenfalls ist große Aehnlichkeit mit dem Löß festzustellen, jedoch mit dem Unterschiede, daß der Löß gewöhnlich großenteils, oder doch in seinem unteren Teile kalkhaltig ist, während dem Flottlehm jeglicher Kalkgehalt mangelt. Man kann ihn also mit einem stark verwitterten, entkalkten und sauer gewordenen Löß vergleichen. Das von allen Geologen als echter Löß betrachtete Gebilde der Gegend von Bünde in Westfalen stimmt mit ihm aufs beste überein. Es hat sich ferner gezeigt, daß der Flottlehm der Syker Gegend in seinen Randgebieten unter Abnahme seiner Dicke in feinen Sand übergeht, wie denn überhaupt die Geest, dort wo sie frei ist von Flottlehm, doch meistens eine feinsandige Oberkrume zeigt. Sie unterscheidet sich dadurch von der viel

[1]) Weit stärker als der Flottlehm ist in der Syker Gegend der gewöhnliche Diluvialsand, wo er oberflächlich vorkommt, podsolisiert. Er zeigt als A_0-Horizont häufig Rohhumus, als A_1-Horizont humifizierten Sand, als A_2-Horizont Bleicherde, als B-Horizont eisenschüssig-verlehmte Schichten und unregelmäßige Humussandstein- (Ortstein-) Bänke und noch bis zu erheblicher Tiefe ein Netzwerk von Verlehmungsstufen, unter dem sich erst allmählich der C-Horizont einstellt.

sandigeren und steinigeren Geest der Heidegebiete nördlich von Bremen und der Lüneburger Heide.

2. Die Vorgeest

Die Vorgeest ist eine große Sandebene, die auf der Linie Haßbergen, Huchting, Brinkum, Kirchweyhe, Sudweyhe, Okel unter den alluvialen Marschbildungen des Wesertales versinkt. Lehmboden ist ihr völlig fremd. Dagegen sind die flachen Bachniederungen, die sie durchziehen, von Moorerde erfüllt, und es finden sich auch in der Nähe des Geestrandes breite Streifen von anmoorigem Gebiet, die durch Grundwasseraustritt hervorgerufen sind. Bezeichnend für die Zusammensetzung des Sandes der Vorgeest ist es, daß Wesergerölle darin fehlen. Der Sand ist in derselben Weise wie der Sand auf der Geest aus nordischen Gesteinsbestandteilen zusammengesetzt. Geschiebe und grobe Gerölle fehlen oberflächlich, sie treten erst in größerer Bodentiefe auf. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist die Vorgeest in dem langen Zeitraum seit Entstehung der altglazialen Geest durch allmähliche Flußanschwemmung von dieser aus entstanden. Dafür spricht das Vorkommen diluvialer Torflager mit klimatisch gemäßigter Flora in den Vorgeestablagerungen.

Der Talsand

Oestlich von der Geest breitet sich das große Urstrom-Tal der Aller und Weser aus. An den früheren und lebenden Flußläufen entlang finden sich in ihm weite Streifen niedrigen Marsch- und Moorlandes, zwischen diesen Streifen aber liegen große Flächen einer alten hochflutfreien Sandterrasse. Diese Sandterrasse ist in breitem Zusammenhang entwickelt östlich der Weser von Stedorf, Dörverden, Drübber, Hassel und Eystrup ostwärts bis nach Borstel, Westen, Hülsen und Rethem. Auf der Westseite der Weser ist sie in inselförmigen Flächen erhalten um Wechold, Eitzendorf, Martfeld, Schwarme und Emtinghausen herum. Ich halte diese Terrasse für eine Anschwemmung des aus der Allerniederung während der Schlußzeit der vorletzten norddeutschen Vergletscherung gekommenen Urstromes; die Weser hat sich erst später in dieses Urstromtal hinein gefunden und nur einen verhältnismäßig geringen Teil der Terrasse mit angeschwemmt. Der Boden dieses Gebietes ist sehr dürftig und vielfach dürr. In den flachen Mulden desselben finden sich Moore, Ortstein- und Raseneisensteinbildungen, wovon die letzteren oft gewöhnlich reich an Vivianit, einem erdigen wasserhaltigen Eisenphosphat sind. Der Sand ist im allgemeinen mittelkörnig, stellenweise kiesig; hier und da z. B. bei Jübber, kommen grobe Schotterlagen darin vor. Lehmiges Flußalluvium greift mit Ausläufern in dies Gebiet hinein, z. B. in den Höpen in dem im übrigen auf Tal- und Dünensand gelegenen Forstrevier Diensthoop.

Die Dünen, die sich auf dem Westrande der Urstrom-Terrasse zwischen Aller und Weser von Dörverden über Eystrup nach Süden erstrecken, sind offenbar in der kalten vegetationsarmen Trockenzeit entstanden, die in unserer Gegend herrschte, während nördlich der Elbe sich die letzte Vergletscherung ausbreitete. Damals konnten die

Winde ungehemmt die große, noch unverschlickte Sandebene des Weserstromes abfegen und Sand bis zur Größe von Erbsen, durchweg aber in viel feinerer Körnung am Talrande zusammenhäufen. Dieser Dünensand besteht ganz überwiegend aus Quarzkörnern. Sein Feldspatgehalt und damit seine Verwitterbarkeit ist minimal.

4. Marsch und Moor

Die Marsch besteht aus den schweren, meist humosen Tonschichten, die die Weser in ihrem Ueberschwemmungsbereich nach und nach abgesetzt hat. Die Dicke des Marschbodens wechselt von wenigen Dezimetern bis zu zwei und mehr Metern. Gewöhnlich folgt in der Tiefe Wesersand darunter. Nicht selten ist auch der Marschton noch von Sandmassen überlagert, die die Weser bei Hochwasser-Durchbrüchen ausgebreitet hat. Zur Marsch gehört der Auwald Hägerdorn bei Hoyerhagen, Oberförsterei Syke. Von Hoya zieht unmittelbar am Gestrande entlang ein altes Bruchgebiet, das durch den Meliorations-Hauptkanal entwässert wird, nordwärts gegen Sudweyhe. Von diesem Bruchgebiet zweigt sich ein breiter Streifen Moorlandes in der Richtung auf Thedinghausen ab. Es handelt sich hier offenbar um verlassene Weserläufe, die nach und nach vertorft sind. Da die Weser in ihrem Mittel- und Oberlauf ein ausgedehntes Buntsandsteingebiet durchfließt und somit ein sehr großer Anteil ihrer sandigen und tonigen Anschwemmungsprodukte von dort herrührt, so ist dem Auelehm bis nach Bremen hinab ein deutlich rötlicher Farbton eigen; ganz besonders sind aber die unter und zuweilen auch über und neben dem Auelehm ausgebreiteten Wesersande und -kiese durch diesen Farbton gekennzeichnet. Sie unterscheiden sich damit sofort von benachbarten diluvialen Sandschichten nordischen Ursprungs.

Schließlich sei noch der Moore auf der Geest gedacht. Diese spielen im nördlichen Teile der Geest eine geringe Rolle und beschränken sich auf die Bachtäler und einzelne zerstreute Bodenmulden. Nach Süden zu aber dacht sich die Geest zu einer großen Moorniederung ab, die sich aus der Gegend von Steyerberg und Stolzenau, südlich an Siedenburg und Sulingen vorbei, bis in die Nähe von Borwede bei Twistringen erstreckt. Dieses, übrigens im vollendeten Hochmoor-Entwicklungstadium befindliche Gebiet greift mit flachen Ausläufern verschiedentlich in die Geest hinein. Da der Geestrand hier im Süden weniger steil und klar ausgeprägt ist als im Osten und Norden, so kann man hier örtlich von einer Uebergangslandschaft zwischen Geest und Moor sprechen.

5. Spezielle Beschreibung des Flottlehmgebietes

Da der Flottlehm für die Fruchtbarkeit der ganzen Gegend und für die Wachstumsbedingungen der Forsten maßgebend ist, so soll er hier eingehender beschrieben werden. Allerdings liegt noch keine genaue Aufnahme des Flottlehmgebietes vor, sondern ist dieses erst durch eine größere Anzahl von Exkursionen nach seinem ungefähren Umfang und seiner Beschaffenheit erkundet. Es können aber einige Hauptzüge des Gebietes dargestellt werden.

1. Umfang

Das Flottlehmgebiet liegt im Großen und Ganzen innerhalb folgender Grenzlinie, die von Norden über Westen, Süden, Osten verläuft: Gessel, Leerßen, Sörhausen, Fesenfeld, Nordwohlde, Döhren, Hassel, Wichenhausen, Gr. Ringmar, Altenmarhorst, Kieselhorst (westlicher Teil der Dehmse); Lücke, Fortsetzung des Gebietes nach Osten und Süden noch unbekannt; Borwede südlich von Twistringen, Brelloh, Ehrenburg, Kantrup, Neuenkirchen, Scholen, Nechtelsen, Krüllenberg, Maasen, Mellinghausen, Päpsen, Staffhorst, Kampsheide, Essen, Kalle, Duddenhausen, Memsen, Gehlbergen, Vilsen, Uenzen, Süstedt, Gödestorf, Okel, Gessel.

Innerhalb dieses großen Bereiches liegen wahrscheinlich auch verschiedene flottlehmfreie Flächen, ungerechnet die natürlicherweise ausscheidenden jungen Täler und Moore. Auch ist der Rand des Gebietes nicht so gleichmäßig wie er nach dieser Aufzählung erscheint, sondern von Einschnitten und Vorsprüngen zerrissen, durch welche Flottlehmböden und andere Böden ineinandergreifen.

2. Flottlehm und Flottsand

Die herrschende Bodenart ist Flottlehm, d. h. ein mehlfeiner, wenig plastischer, magerer Lehm, in dem beim Zerreiben zwischen den Fingern keine Sandkörner zu fühlen sind. In den Randgebieten, seltener auch im eigentlichen Flottlehmgebiet, tritt dagegen ein etwas weniger feiner, noch magererer Lehm auf, dessen Körnung zwischen den Fingern schwach fühlbar wird, und den ich als Flottsand bezeichnen möchte. Orte seines Vorkommens sind: Forst Sellingsloh bei Memsen, Kieselhorst bei Beckstedt, Bünte b. Bassum, Apelstedt b. Bassum, Scholen, Pierhorst b. Brebber südl. Asendorf, Scharrendorf und Stocksdorf b. Twistringen, Helldiek b. Bassum, Forstort Dicke Braken (Oberförsterei Diepholz), Bulter Holz (Oberförsterei Neubruchhausen), Staffhorster Sunder (Oberf. Neubruchhausen).

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß auch in der Umgebung des Flottlehmgebietes steinige Geschiebesandböden wenig zu Tage liegen; Feinsandböden herrschen vor. Man gewinnt daraus den Eindruck eines genetischen Zusammenhangs dieser Feinsandböden mit dem Flottlehm. Das entspricht genau den Beobachtungen über den Zusammenhang von Löß- und Feinsandgebieten, der in vielen Gegenden Norddeutschlands, z. B. am Niederrhein, in der Senne und in Braunschweig festgestellt ist.

3. Profilentwicklung des Flottlehms

Die Mächtigkeit des Flottlehms erreicht nach den bisherigen Untersuchungen höchstens 1,30 m; in den Randgebieten sinkt sie auf 30 cm herab. Wo der Flottlehm noch weniger mächtig ist, kann er in reiner Form nicht mehr erwartet werden, weil infolge von Bodenkultur, Pflanzendurchwurzelung, Durchwühlung seitens der bodenbewohnenden Tiere und andere Einflüsse eine Vermischung mit dem Untergrunde eingetreten ist. Sehr reiner, typischer Flottlehm findet sich bei Syke, besonders in der Staatsforst Westermark. Unter mehr oder minder starker

Rohhumusdecke pflegt zunächst ein grauer, humoser Flottlehm zu liegen, der in etwa 30 cm Tiefe in reinen, hellgelben Flottlehm übergeht. In größerer Tiefe — 50—80 cm — tritt bräunliche Färbung und dichtere Lagerung auf. Besonders an der Sohle, unmittelbar über dem liegenden Geschiebesand oder Geschiebelehm, stellen sich bei größerer Mächtigkeit des Flottlehms fast immer verhärtete, eisenschüssige Lagen ein. In der Regel folgt darunter der gleichfalls gebräunte lehmige Geschiebesand mit nur 0,2—1,0 m Mächtigkeit, und unter diesem feinerer, geschichteter, oft noch bis zu mehreren Metern Tiefe von dünnen, braunen Lehmstreifen oder netzförmigen Lehmleisten durchzogener Sand. Die Grenze zwischen Flottlehm und Liegendem ist fast stets klar und deutlich. Der Verwitterungszustand beider Bildungen pflegt gleichwertig zu sein; niemals treten organische Bildungen trennend dazwischen.

An einigen Stellen ist diese scharfe Trennung vom Liegenden nicht erkennbar, oder vielmehr das Profil derart, daß Flottlehm und gewöhnlicher Diluvialsand mit einander wechsellagern. So z. B. in der großen Sandgrube am Finkenberg bei Syke, wo sich mitten in den Flottlehm ein Band gröberen Sandes einschaltet. Der merkwürdigste Aufschluß dieser Art, den ich gesehen habe, befindet sich an der Ostseite der Landstraße zwischen Nienhaus und Wiebusch, 1,4 km südwestlich von Bassum. Im östlichen Teil der dortigen flachen Sandgrube sah ich (am 21. Juli 1923) folgendes Profil: 35 cm dunkelgrauer, humoser Flottlehm, darunter 35 cm gelber Flottlehm, 20 cm lehmiger, brauner Geschiebesand und 300 cm horizontal geschichteter, weißer, ziemlich feiner Diluvialsand. Nach Südwesten, jenseits einer verstürzten Ecke, hat sich der Geschiebesand auf etwa 30 cm verstärkt und wird zunächst von bräunlichem groben Sand mit horizontalen braunen Lehmleisten unterlagert. Unter diesem zeigt sich eine zweite, gelbliche Flottlehmbank von etwa 60 cm Stärke, die, soweit es die verstürzte Böschung erkennen ließ, ihrerseits auf einer Steinsohle (Geschiebesand) ruht, unter welcher dann derselbe weiße Sand hervorblickt, den man im nordöstlichen Grubenteil vor Augen hat. Beachtenswert ist in diesem Profil, daß die eigentliche Geschiebesohle unter der unteren Flottlehmbank zu liegen scheint, daß jedoch auch auf dem unteren Flottlehm Flintsteine von Kartoffelgröße liegen.

Jedenfalls beweisen diese Profile einen innigen genetischen Zusammenhang zwischen dem Flottlehm und den Glazialbildungen. Wieweit dieser auf Umlagerungen, Verschwemmungen, Wirkung von Bodenfrost und dergleichen in der Kälteperiode der weiter nördlich erfolgten jüngsten Vergletscherung beruht oder etwa darauf, daß der Flottlehm nicht ein jungglazialer, sondern ein älterer, mit den altglazialen Bildungen verknüpfter Löß wäre, ist noch nicht klar. Möglicherweise wäre unter Modifizierung der Stoller'schen Erklärung des Ebstorfer Flottlehms daran zu denken, daß der Syker Flottlehm einige Störungen erlitten hätte. Eine Windschliffsole, wie sie oft unter Löß gefunden wird, habe ich unter dem Flottlehm des Syker Gebietes nicht gesehen.

In forstlicher Hinsicht wird man unterscheiden müssen zwischen Gebieten mit mächtiger Flottlehmdecke (0,8—1,3 m) und solchen mit

geringer Flottlehmdecke. In den ersteren ist der Flottlehm langjähriges oder gar lebenslängliches Nährbett der Bäume, vor allen Dingen der flachwurzelnden unter ihnen, in den letzteren ist er lediglich Pflanzbett und Jugendstandort, während bereits im Stangenholzalter die Bäume in das Liegende des Flottlehms — also je nachdem Geschiebesand, geschichteter Diluvialsand oder Geschiebelehm — eindringen und damit in ein bodenchemisch und mehr noch bodenphysikalisch völlig anders geartetes Medium übergehen, was sich in ihrem Wachstum bemerkbar machen muß. Die chemischen Verhältnisse, von denen die Versorgung mit mineralischen Nährstoffen abhängt, sind zunächst nicht allzusehr verschieden. Sowohl der Flottlehm wie das darunter liegende Glazialdiluvium sind saure, kalkarme Böden mit geringem Nährstoffgehalt, und das Gedeihen der Bäume ist daher von einem günstigen Kreislauf (und eventuellem Ersatz der durch Holzabfuhr ausgeschiedenen Nährstoffe) in hohem Maße abhängig. Die physikalischen Unterschiede sind namentlich hinsichtlich des Luft- und Wasserhaushaltes sehr stark. Der feinporige Flottlehm begünstigt die Kapillarbewegung des Wassers, und seine spärlichen Tonkolloide, viel mehr noch die in seiner Oberschicht enthaltenen Humuskolloide, erhöhen die wasserhaltende Kraft des Bodens beträchtlich. Andererseits erschweren die verdichteten, eisenschüssig verlehmten tieferen Teile des Flottlehms den Wurzeln die Atmung und verhindern auch das Absinken des Niederschlagswassers in den Untergrund. Der Untergrund ist daher, besonders in hoher Geländelage, recht trocken. Das Grundwasser steht tief, der Wasserhaushalt des Waldes muß sich mit den Vorräten im Flottlehm und in der Streudecke begnügen.

Bei geringer Mächtigkeit des Flottlehms sind von einem gewissen Alter ab die Untergrundsverhältnisse in höherem Maße bestimmend für das Gedeihen der Bäume. Es kommt dann darauf an, ob Geschiebelehm oder Diluvialsand im Untergrunde ansteht. Ersterer hat die Lehmqualität mit dem Flottlehm gemein, besitzt aber ein viel gröberes Korn. Bei geringer Mächtigkeit ist er oft eisenschüssig. Letzterer ist durchlässig bis auf gewisse lehmig-eisenschüssige Adern von geringer Dicke. Ortstein habe ich unter Flottlehm nie, im freiliegenden Sandboden dagegen öfters in starker Entwicklung beobachtet, z. B. bei Bruchmühlen. Auf sandigem Flottlehm und Flottsand kommen gelegentlich Bleicherden und Spuren von Ortstein vor, z. B. im Forstort Gehege, Försterei Sudwalde Nord (Oberf. Neubruchhausen). Jagen 92.

Die bisherige geologische Erkundung des Syker Flottlehmgebietes ermöglicht noch keine Gliederung desselben in Gebiete mächtigen und solche geringmächtigen Flottlehms. Doch kann gesagt werden, daß die Westermark und das Friedeholz bei Syke sowie der Papenhuser Sunder bei Neubruchhausen mächtige, die übrigen Neubruchhauser Reviere sowie die Syker Reviere Memsen und Heiligenberg dagegen dünne Flottlehmdecken aufweisen.

Über Transgressionen im Dillgebiet

Von Herrn **Wilhelm Kegel** in Berlin

In einer früheren Arbeit (3) habe ich einen Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Untercarbons im Lahn-Dill-Gebiet gegeben. Neuere Untersuchungen gestatten manche Ergänzungen zu den dort entwickelten allgemeinen Gesichtspunkten über den Verlauf der tektonischen Bewegungen an der Grenze von Devon und Carbon und im Untercarbon selbst.

Transgression im Oberdevon

Die von E. KAYSER erstmalig durchgeführten Kartenaufnahmen im Dillgebiet zeigten bereits, daß in einer Reihe von Fällen Teile des Oberdevons mit Mitteldevon, gelegentlich sogar mit Unterdevon derart verknüpft sind, daß erhebliche Teile des Schichtprofils fehlen. Man verfolge z. B. die Oberdevon-Mulden, die das untere Aartal etwa zwischen Bicken und Herbornseelbach kreuzen (auf den Kartenblättern Oberscheld und Ballersbach). Man sieht schon aus dieser Darstellung, daß das als Pönsandstein ausgeschiedene Schichtglied samt den zwischengelagerten Schiefern verschieden-altrigen älteren Schichten auflagert. Man kann für dieses Kartenbild zwei Deutungen ins Auge fassen.

Die Grenze könnte einmal tektonischer Art sein oder zum anderen durch eine Schichtlücke bedingt sein. Die Kartendarstellung selbst spricht für die zweite Deutung, wenn schon KAYSER selbst in den Erläuterungen zu den Blättern Ballersbach und Oberscheld sich zu dieser Frage nicht äußert.

Bei der im Gange befindlichen Neubearbeitung der genannten Blätter hat sich die Darstellung KAYSER's durchaus bestätigt gefunden. Tatsächlich grenzt der Pönsandstein in vielen Fällen an mittel-, ja unterdevonische Gesteine, ohne daß das Vorhandensein streichender Störungen in diesen Fällen erweisbar wäre. Danach hat es den Anschein, als ob tatsächlich der Pönsandstein übergreifende Lagerung besäße. Diese Frage bedarf aber noch weiterer Untersuchungen, insbesondere auch in der Richtung, ob die roten und grünen Cypridinenschiefer noch zu der transgredierenden Gesteinsfolge gehören; nach den bisherigen Erfahrungen scheint dies nicht der Fall zu sein.

Bestätigt sich diese Transgression des Pönsandsteins, der das jüngste Glied des Oberdevons in diesem Teil der Dillmulde bildet, so ließe sich hier eine Gegenüberstellung mit den Beobachtungen vornehmen, die neuerdings im Hessischen Hinterlande von Reich (4) und bei Iserlohn von Schindewolf (6) und Gallwitz (2) angestellt worden sind, und die in manchen Darstellungen von Denckmann und Wedekind bereits ihre Vorläufer haben.

„Transgression" des Deckdiabases

Wie schon früher gezeigt wurde, liegt der Deckdiabas auf verschiedenen Stufen des Oberdevons. Einige Beobachtungen in der Gegend von Dillenburg und Nanzenbach deuten darauf hin, daß er gelegentlich auch mitteldevonischen Gesteinen unmittelbar aufruhen kann.

Die stratigraphische Einordnung des Deckdiabases und seiner Tuffe bereitet mancherlei Schwierigkeiten. Ohne Zweifel wird der Pönsandstein ebenso wie die Langenaubacher Tuffbreccie von ihm überlagert. Auch wenn man mit Schindewolf und entgegen H. Schmidt die Tuffbreccie noch ins Oberdevon stellte, so bliebe für den Deckdiabas im Oberdevon nur wenig Raum. Die schwer festzulegende untere Grenze des Deckdiabases wird daher wahrscheinlich mit der Devon-Carbon-Grenze zusammenfallen, jedenfalls kaum unter dieselbe hinuntergreifen.

Für die obere Grenze des Deckdiabases ist die Überlagerung durch den Culmkieselschiefer von Wichtigkeit, wenn wir von den geringfügigen Nachzüglern des Diabases innerhalb der Culmgesteine hier absehen. Zwischen Deckdiabas und Kieselschiefer schalten sich an vielen Stellen Kalke ein, deren Ähnlichkeit mit dem Erdbach-Breitscheider Goniatitenkalk ihre Zugehörigkeit zur Pericyclusstufe wahrscheinlich macht. Die stratigraphischen Beziehungen dieses Kalkes sowohl zum Deckdiabas wie auch zum Kieselschiefer sind noch nicht hinreichend klargestellt. Schindewolf (6) hat neuerdings die Ansicht ausgesprochen, daß der Erdbacher Kalk dem Deckdiabas im wesentlichen altersgleich sei. So innig auch der Verband zwischen Kalk und Diabas bisweilen gestaltet ist, so ist unsers Erachtens der Kalk doch jünger; denn aus den von Reuning (5) und Schindewolf geschilderten Verbindungen beider Gesteine entwickeln sich, z. B. im Bahneinschnitt nordöstlich Oberscheld, gelegentlich reinere Kalke, die den Deckdiabas überlagern. Für den Kalkreichtum des Deckdiabases ist auch die Aufnahme von Kalkbrocken und -schollen aus dem Liegenden zu berücksichtigen, die gerade in dem hier besonders in Betracht kommenden Gebiete bei Herborn eine wesentliche Rolle spielt.

Anstelle des Erdbacher Kalkes, der durchaus nicht überall zur Ablagerung gekommen ist, treten häufig Kieselsäure- und eisenreiche Gesteine. Hierher gehört der zwischen Deckdiabas und Culmkieselschiefer mitunter eingeschaltete Eisenkiesel, der unter Zurücktreten der Kieselsäure gelegentlich ein Eisenerzlager bilden oder auch in Hornstein und Quarzit übergehen kann.

Für die stratigraphische Einstufung des Deckdiabases verbleibt also der Raum zwischen dem Pönsandstein im Liegenden und dem Erdbacher

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Kalk im Hangenden, d. h. aber außer einem Teil der Pericyclusstufe auch das ganze Etroeungt. Wenn Schindewolf die »Transgression« des Deckdiabases in die Pericyclusstufe versetzt, so ist diese Stellung an sich wohl möglich, aber nicht notwendig; ebensowohl kann sie nach den bisherigen Erfahrungen an der Basis des Untercarbons liegen.

Wo immer er auftritt, ist der Erdbacher Kalk mit dem Deckdiabas und Culmkieselschiefer verknüpft. Mit dem letztgenannten freilich in solcher Weise, daß eine teilweise Vertretung des Kieselschiefers durch den Kalk nicht unmöglich erscheint. Diese regelmäßige Verknüpfung des Kalkes mit seinem Hangenden und Liegenden läßt den Gedanken an eine Transgression desselben zunächst nicht aufkommen. Allerdings ist zu bemerken, daß der Erdbacher Kalk an der namengebenden Örtlichkeit noch einer eingehenden Untersuchung bedarf.

Aus diesen Erörterungen folgt, daß noch weitere Feststellungen nötig sind, um die von Schindewolf angenommene Transgression der Pericyclusstufe für das Dillgebiet sicher zu stellen.

Transgression des Culmkieselschiefers

Zu den früher bereits mitgeteilten Beobachtungen ist nur zu ergänzen, daß im südöstlichen Lahngebiet, am Schalsberg bei Oberkleen (Blatt Kleeberg), an der Basis des Kieselschiefers ein konglomeratischer Grauwackenschiefer von geringer Mächtigkeit auftritt, der möglicherweise ein Basalkonglomerat darstellen könnte. Indessen sind die Lagerungsverhältnisse gerade hier nicht so klar erkennbar, daß eine eindeutige Beurteilung sicher wäre.

Die Transgression des Kieselschiefers ist die bedeutendste ihrer Art im Lahn-Dill-Gebiet, worauf noch einmal ausdrücklich hingewiesen sei. Die Bedeutung erstreckt sich sowohl auf die horizontale Verbreitung der transgredierenden Schicht wie auch auf die Größe der Schichtlücke in ihrem Liegenden.

Transgression des Culmtonschiefers

Es wurde bereits früher mitgeteilt (3, S. 292), daß der Kieselschiefer an vielen Stellen an der Basis des Culms fehlt. Hierfür wurde teils ursprüngliches Fehlen, teils tektonische Ausquetschung angenommen, und auf die Wahrscheinlichkeit besonders hingewiesen (3, S. 304), daß der Tonschiefer seinerseits über ältere Gesteine transgrediert.

Für die Transgression des Culmtonschiefers hat sich neuerdings ein bezeichnendes Beispiel auf der Grube Handstein bei Oberscheld gefunden. Auf der Georgstollensohle dieser Grube ist durch einen Querschlag in das Feld Frankenberg ein Aufschluß in culmischen Gesteinen hergestellt und die Grenze Culm-Deckdiabas durchörtert worden. Auf den Deckdiabas folgt hier unmittelbar eine etwa dreiviertel Meter mächtige Kalkbank, die in ihrem basalen Teil außer Brocken von Diabas und Diabastuff zahlreiche Kalkgerölle enthält. Die Bank ist stellenweise ganz erfüllt von Goniatiten, Zweischalern und Schnecken. Das Alter ergibt sich nach Herrn H. Schmidt, dem ich für die Bestimmung der Goniatiten

(Glyphioceras crenistria typ. und *Muensteroceras truncatum)* Dank schulde, als das der Herborner Fauna. Auf die Kalkbank folgen im Profil einige Meter Tonschiefer und weiterhin Grauwackenbänke von wechselnder Mächtigkeit und zwischengeschaltete Tonschiefer. Die Grenze Deckdiabas-Culm ist auch über Tage durch einen Schacht untersucht worden. Auch hier fehlte der Kieselschiefer, doch war die Erkennung des stratigraphischen Verbandes durch einen ungefähr im Streichen verlaufenden Schwefelkiesgang behindert. Verfolgt man die Diabas-Culm-Grenze über Tage weiter, so findet man, daß im Felde Nesselhof in einer Entfernung von knapp einem Kilometer der Kieselschiefer sich zwischen Tonschiefer und Diabas wieder eingestellt hat.

Dieser Befund zeigt, daß der Culmtonschiefer oder vielmehr eine ihm zugehörige Bank von Culmkalk unter Ausmerzung des Kieselschiefers und eines großen Teiles des in der Nachbarschaft sonst entwickelten Posidonienschiefers mit Geröllbildungen an der Basis über den Deckdiabas transgrediert. Im Zusammenhang mit der Beobachtung, daß der Culmtonschiefer in der Dillmulde und nordöstlichen Lahnmulde häufig eine übergreifende Lagerung bei gleichzeitiger Unterdrückung des Kieselschiefers besitzt, ergibt sich als Wahrscheinlichkeit, daß der Kieselschiefer ursprünglich eine größere Verbreitung besaß und daß sein Verschwinden Bewegungsvorgängen zuzuschreiben ist, die sich unmittelbar vor der Transgression des Culmtonschiefers abgespielt haben.

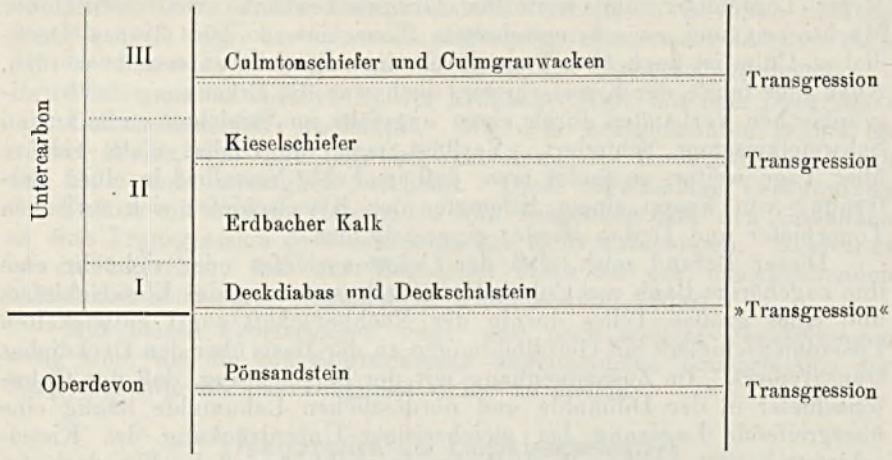
Transgression der Culmgrauwacke

In dem beschriebenen Profil der Grube Handstein treten bereits in geringer Entfernung über dem transgredierenden Tonschiefer die ersten Bänke der Culmgrauwacke auf. Ich habe schon früher gezeigt, daß die Culmgrauwacke in südlicher Richtung auf Kosten des Tonschiefers in immer stärkerem Maße die Zusammensetzung des Culms bestimmt. Im Verbreitungsgebiet der Culmgrauwacken (Gießener Grauwacke) in der Gegend von Wetzlar und Gießen liegt sie teils unmittelbar auf dem Kieselschiefer, teils auf älteren Gesteinen, sofern der Kieselschiefer fehlt. Nachdem sich jetzt die Bedeutung der innerculmischen Transgression des Tonschiefers herausgestellt hat, liegt es auf der Hand, die diskordante Auflagerung der Culmgrauwacke mit diesem Vorgange zeitlich gleich zu setzen. Der scharfe Gesteinswechsel, der sich beim Übergang des Kieselschiefers zur Grauwacke ausprägt, würde dann ebenfalls durch tektonische Vorgänge seine Erklärung finden, die sich kurz vor der Transgression der Grauwacke ereigneten.

Folgerungen

Übersieht man nunmehr die Ergebnisse, so zeigt sich, daß beginnend mit dem Pönsandstein fast jedes Schichtglied bis ins jüngste Untercarbon hinauf ungleichförmige Lagerung aufweist. Allerdings läßt sich für den Pönsandstein selbst diese Lagerung noch nicht als völlig sicher hinstellen, und das gleiche gilt in noch höherem Maße auch für die Transgression der Pericyclusstufe im Sinne von Schindewolf. Mit

diesem Vorbehalt kann man also die Schichtfolge des Untercarbons im Dillgebiet durch folgendes Schema veranschaulichen:



Es ist schwer, die Bedeutung der Transgressionen gegeneinander abzugrenzen. Die Transgression des Kieselschiefers nimmt zunächst jedenfalls die beherrschende Stellung ein, vor allem wegen der weiten Verbreitung, die ihr zukommt. Man darf daneben die übrigen aber nicht unterschätzen. Mit Ausnahme des Deckdiabases, für den bisher kein Beispiel bekannt ist, kann jede transgredierende Schicht auf den in ihrem Verbreitungsgebiet jeweils auftretenden ältesten Schichtgliedern, d. h. bis hinunter auf jungem Unterdevon (Koblenzstufe) aufruhen. Die Auflagerung ist in den vorhandenen Aufschlüssen in der Regel gleichförmig. Bei der Verfolgung der transgredierenden Schichten im Gelände machen sich dagegen die Diskordanzen bemerkbar. Am sinnfälligsten erkennbar ist die Winkeldiskordanz an der Basis der Culmgrauwacke in der Gegend von Wetzlar, wo sie z. B. am Weinberg bei Steindorf auch in kleinen Aufschlüssen gut zu beobachten ist.

Fraglich bleibt noch die Selbständigkeit der »Transgression« des Deckdiabases gegenüber der des Culmkieselschiefers. Das ist dadurch bedingt, daß das örtliche Fehlen des Diabases im Liegenden des Kieselschiefers sowohl ursprünglich wie nachträglich (durch Abtragung) sein kann.

Es erhebt sich die Frage, welchen Bewegungsvorgängen diese Transgressionen und die Lücken unter den übergreifenden Schichten ihr Dasein verdanken.

Ich selbst habe bisher im Anschluß an Stille die gebirgsbildenden Vorgänge an der Devon-Carbon-Grenze als der bretonischen Phase der varistischen Faltung zugehörig bezeichnet. Aber es hat sich schon gezeigt, daß mit einer einzigen Phase nicht auszukommen ist. Die Transgression der Culmgrauwacke über Kieselschiefer, Deckdiabas und Oberdevon hinweg läßt sich eben nicht durch denselben tektonischen Vorgang

erklären, der das Übergreifen des Deckdiabases oder des Kieselschiefers im Gefolge hatte.

In der Tat sehen wir denn auch, daß die Zahl der tektonischen Phasen mit dem genauen Studium dieser Vorgänge sich ständig vermehrt. Dahlgrün (1) und Schriel (7) unterschieden bereits im Harz Teilphasen der bretonischen Faltung; Schindewolf (6) entwickelte die Bedeutung der von ihm als marsische und nassauische Phasen bezeichneten tektonischen Ereignisse.

Wenn wir die hier dargestellten Transgressionen als Folgeerscheinungen gebirgsbildender Vorgänge auffassen, so entspräche die Transgression des Pönsandsteins etwa der marsischen Phase im Sinne von Schindewolf, die des Deckdiabases etwa der bretonischen Phase im engeren Sinne (bretonische Phase, aufgefaßt im ursprünglichen Sinne: zwischen Oberdevon und Untercarbon), die des Kieselschiefers entspräche der Präculmfaltung im Sinne Wedekind's (wennschon der Name nur nach einer Richtung hin eine zeitliche Begrenzung gibt), und die Transgression der Culmgrauwacken schließlich ist bisher noch nicht auf besondere Bewegungsvorgänge zurückgeführt worden, entbehrt daher noch einer Bezeichnung. Nimmt man zu den hier besprochenen vier Phasen noch die nassauische im Sinne von Schindewolf hinzu, so erkennen wir fünf Teilphasen, die sich vom jüngsten Oberdevon bis gegen das Ende des Untercarbons hin verteilen.

Es drängt sich schließlich die Frage auf, ob denn alle diese Teilbewegungen orogener Art sind. Soweit erkennbar, lassen sie sich zunächst als von kurzfristiger Dauer ansehen; und da sie sich nach Zeit und Raum während einer anerkannten Faltung abspielen, so sind die Kriterien erfüllt, die nach Stille kennzeichnend sind für eine orogene Phase.

Bedenken flößt die Häufung der Phasen ein. Wenn die bretonische Faltung jetzt in so viele Teilphasen zerfällt, so ist durchaus die Möglichkeit gegeben, daß noch weitere hinzukommen, die wir in den der Beobachtung zugänglichen Gebieten nur noch nicht erkennen konnten. Etwaige schwächere Diskordanzen innerhalb der Culmgrauwacke werden sich z. B. nur bei ganz besonders günstigen Aufschlußverhältnissen beobachten lassen. Es erhebt sich somit die Frage, ob denn bei einer solchen Reihe einander folgender Teilphasen für die bretonische Faltung im weiteren Sinne noch die Strenge des orogenetischen Zeitgesetzes Geltung hat, wie sie von Stille (8) gefordert wird.

Es kann nicht der Zweck dieser Zeilen sein, in dieser grundsätzlichen Frage von dem hier allein zur Erörterung stehenden Gebiet aus eine Entscheidung zu fällen.

Schriften-Verzeichnis

1. Dahlgrün, F., Stratigraphische und tektonische Fragen im Selkegebiet des Harzes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst, 45, S. 249–281, 1925.
2. Gallwitz, H., Vorläufige Mitteilungen über stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbon-Grenze des Sauerlandes. Zentralbl. für Min., Abt. B, Jg. 1926, S. 260–265.
3. Kegel, W., Das Untercarbon und die varistische Faltung im östlichen Lahngebiet. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 45, S. 287–306, 1925.
4. Reich, H., Über ein Vorkommen von transgredierendem Oberdevon am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 78, M.-B., S. 16–32. 1926.
5. Reuning, E., Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn-Driedorf N. J. f. Min., B.-Bd. 24, S. 390. 1907.
6. Schindewolf, O. H., Zur Kenntnis der Devon-Carbon-Grenze in Deutschland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 78, S. 88–133, 1926.
7. Schriel, W., Transgressionen und Gebirgsbildungen im älteren Palaeozoicum des südlichen Mittelharzes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 45, S. 200–248, 1925.
8. Stille, H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

Die Einzelphasen der saxonischen Gebirgsbildung am Deister

Von Herrn **O. Grupe** in Berlin

Hierzu Tafel 8 und 7 Textfiguren

Die saxonische Gebirgsbildung, der unsere deutschen Mittelgebirge — abgesehen von den paläozoischen Faltenhorsten — ihre Entstehung verdanken, ist, wie wir heute wissen, kein einheitlicher Akt gewesen, sondern ist in einer Reihe orogenetischer Einzelphasen verlaufen, die nach einer längeren Zeit tektonischer Ruhe während des größeren Teils des Mesozoicums erstmalig am Ende des Jura einsetzten, um von da ab durch die Jura-Kreideperiode und Tertiärperiode hindurch bis ins Diluvium hinein zu wiederholten Malen und in wechselnder Intensität unseren Erdkörper heimzusuchen. Nach dem jetzigen Stande der Wissenschaft, wie er in dem neuesten zusammenfassenden Werke Stille's, »Grundfragen der vergleichenden Tektonik« (17), zum Ausdruck kommt, unterscheiden wir in Deutschland an bedeutenderen Gebirgsbildungen die vorcretacische oder (jung)kimmerische Phase mit ihren drei Unterphasen, die zu Beginn des Portlands (Deisterphase), zu Beginn des Serpulits (Osterwaldphase) und im Unteren Valanginien (Hilsphase) in Erscheinung treten, sodann die intercretacische oder subhercynische Faltung, die mit ihren beiden Unterphasen in die Zeit zwischen Unterem und Oberem Emscher bezw. in die Zeit des Untersenons fällt, weiter die zu Beginn des Tertiärs einsetzende laramische (»vortertiäre«) und schließlich die jungtertiäre Faltung.

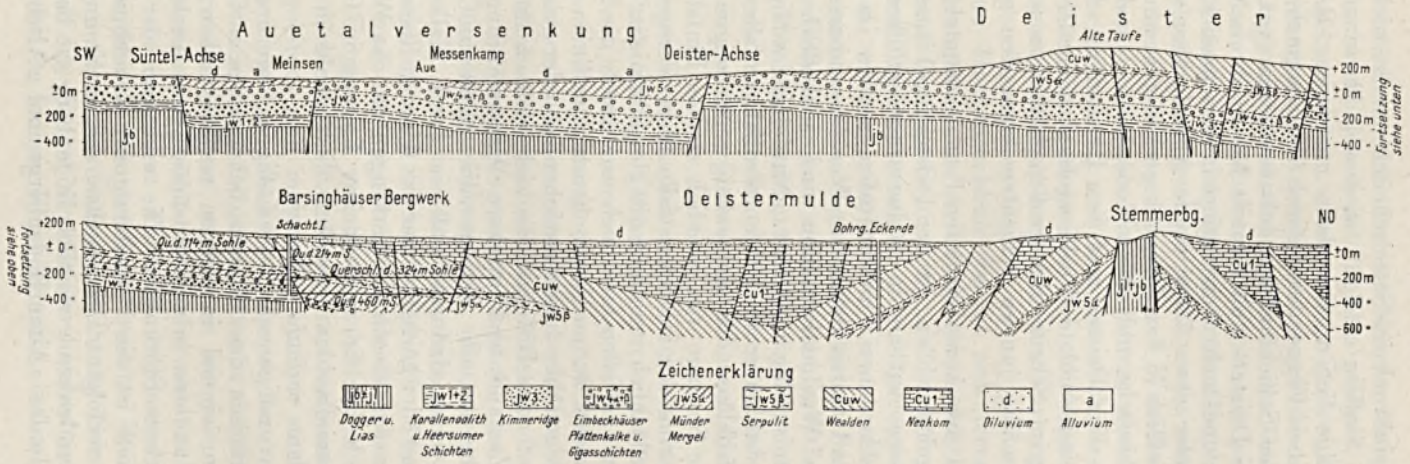
Unter unseren deutschen Mittelgebirgen spielt nun der Deister ohne Zweifel eine besondere tektonische Rolle insofern, als an ihm in einem verhältnismäßig beschränkten Raum fast sämtliche bedeutenderen Orogenesen nachweisbar sind und in den Lagerungsformen des Jura, der Kreide und des Tertiärs recht instruktiv sich ausprägen. Um die Erforschung dieser tektonischen Probleme, denen besonders die eigenartigen Lagerungsverhältnisse des östlichen Deisters und seines Vorlandes zugrunde liegen, haben sich verschiedene Geologen, Wunstorf (19), Stille (15, 16), Schöndorf (10—13), Dahlgrün (3), verdient gemacht, und diese älteren Forschungsergebnisse haben nunmehr durch die Spezialkartierung des Gebietes, die in den letzten Jahren vom Ver-

fasser gemeinsam mit Herrn Dr. Ebert durchgeführt worden ist, in mancherlei Beziehung beachtenswerte Ergänzungen und Erweiterungen erfahren, die eine zusammenfassende Darstellung der Verhältnisse zweckmäßig erscheinen lassen. Auf den vor der letzten Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Sommer 1926 stattfindenden Vorexkursionen im Wesergebiet bildete die Demonstration einer Reihe dieser tektonischen Fragen einen besonderen Programmpunkt (7).

Allgemeiner geologischer Aufbau

In seinem allgemeinen Aufbau stellt der Deister mit seinen Jura- und Unteren Kreideschichten bekanntlich den flach, unter 5—10°, nach Nordosten einfallenden Nordostflügel eines umfangreicheren Sattels dar, dessen Südwestflügel der Osterwald, Nesselberg und Süntel bilden, während er auf seiner anderen, nördlichen Seite als Südwestflügel die Deistermulde begrenzt, deren Gegenflügel weiter im Norden in dem steil aufgepreßten, aus dem rings umliegenden Diluvium isoliert aufragenden Stemmerberg in Erscheinung tritt (vgl. Fig. 1).

Die zwischen den beiden Sattelflügeln des Deisters und Süntels liegende Achsenregion des Sattels, d. h. diejenige Region, in welcher der Sattel seine stärkste Aufpressung erfuhr, tritt weniger scharf hervor, da die Sattelaufwölbung im Scheitel zugleich von einem Schichteneinbruch begleitet war, der die sogenannte »Auetalversenkung« schuf (9). Auf diese Weise bildeten sich im Scheitel zwei streichende Bruchlinien, gleichsam zwei »Achsen« heraus, an deren Außenseite naturgemäß die ältesten Schichten des jeweiligen Flügels zum Vorschein kommen. Es ist dies auf der Südwestseite des Auetalgrabens die »Süntelachse,« längs deren die am Fuße des Süntelrückens ausstreichenden ältesten Juraschichten, Cornbrash, Heersumer Schichten, Korallenoolith und Kimmeridge, an jüngeren Portlandschichten, zunächst Münder Mergel und Eimbeckhäuser Plattenkalken, abstoßen und die dann weiter, über Pohle verlaufend, die einzelnen Glieder des Portlands gegen einander verwirft, sowie auf der anderen Seite die aus der Gegend von Springe, wo Lias und Dogger den Kern des Sattels bilden, über den Eversberg und weiter über Forsthaus Hämischhausen-Waltershausen-Altenhagen II-Feggendorf verlaufende »Deisterachse«, welche die tiefsten Schichten des Deisterflügels, und zwar in diesem Falle zunächst Kimmeridge, Gigasschichten, Eimbeckhäuser Plattenkalke und weiterhin bei Feggendorf Münder Mergel abschneidet von den jüngeren Schichten der Auetalversenkung. Außer diesen Randstörungen treten aber auch noch innerhalb des Auetalgrabens selbst einige Nebenstörungen auf, die z. B. von Bakede ab in nordwestlicher Richtung die flach nach Nordosten einfallenden Eimbeckhäuser Plattenkalke von den in entgegengesetztem Sinne erheblich steiler einfallenden Gigasschichten trennen, oder die Münder Mergel in der Umgebung von Münder gegen die Gigasschichten der Münderschen Stadtforst abschneiden, oder die sonst im Bereiche der weit sich ausbreitenden Eimbeckhäuser Plattenkalke aufsetzen und sich dann durch unvermittelt dazwischen erscheinende Schollen von Münder Mergel ver-



Maßstab 1 : 50000.

Fig. 1. Profil durch den Deistersattel und Stemmerbergsattel zwischen Meinsen und Lathwehren.

raten. Der Schichteneinbruch im Sattelscheitel ist also nicht einheitlich, vielmehr in einzelnen Staffeln erfolgt, die, soweit sie innerhalb ein und derselben Schichtenfolge liegen, sich dann nur, wie z. B. im Bereiche der Münder Mergel bei Feggendorf, durch die anormale Ausdehnung und Mächtigkeit dieser Schichtenfolge dokumentieren (vgl. Taf. 8).

Dadurch daß die Deister- und Süntelachse in ihrem Verlaufe nach Nordwesten zu mehr und mehr konvergieren, verschmälert sich der im Süden oberhalb Münder etwa 7 km breite Auetalgraben nach Norden immer mehr, um schließlich in den rheinisch gerichteten, nur 2 km breiten Wealdenzug des »Altebusch« und »Alter Rodenberg« auszulaufen. Denn auch dieses zwischen dem Deister und dem Heisterberg, dem Ausläufer der Bückeberge, tief eingemuldete Wealdengebirge gehört tektonisch noch der Auetalversenkung im Scheitel des großen Sattels an und bezeichnet mit seinen verhältnismäßig jungen Schichten sogar den größten Effekt der Versenkung.

Im Gegensatz zu dem komplizierteren Bau des Süntels, auf den wir hier nicht näher eingehen wollen, ist der Deisterflügel in seiner größeren Erstreckung, an dessen Aufbau in südwest-nordöstlicher Reihenfolge Kimmeridge, die verschiedenen Portlandstufen, sodann im Bereiche des Hauptrückens die aus Unteren Schiefern, Wealdensandstein und Oberen Schiefern bestehende Wealdenformation und schließlich das Neocom beteiligt sind, verhältnismäßig ungestört. Nur einige wenige streichende Brüche durchziehen das unter 5—10° nordöstlich einfallende Wealdengebirge, wie die Aufschlüsse des Kohlenbergwerks zeigen. Es handelt sich danach um echte Sprünge von ziemlich steilem Einfallen (60—80°) und von durchweg geringeren, im Höchstfalle 40 m betragenden Sprunghöhen, so daß sie oberflächlich innerhalb des gleichförmigen Wealdensandsteins nicht besonders auffallen und sich nur durch die auf ihnen zutage tretenden und meist zu ausgesprochenen Quellinien angeordneten Quellen verraten. Gegenüber diesen streichenden oder gelegentlich auch etwas diagonal verlaufenden Brüchen, die sich vielfach durch einen besonders klaffenden Zustand und stärkere Wasserführung auszeichnen, spielen die Querbrüche nur eine untergeordnete Rolle und unterscheiden sich außerdem von jenen dadurch, daß sie durch Kalkspatausfüllung meist ganz verheilt sind oder höchstens nur aus feineren Rissen und Klüften bestehen. Abgesehen von diesen Verwerfungen ist das Wealdengebirge stellenweise auch noch von einer schwachen Faltung in Gestalt kleiner Spezialsättel und Spezialmulden betroffen, die sowohl in streichendem wie schwebendem Sinne verlaufen können.

Diese im großen und ganzen gleichmäßigen Lagerungsverhältnisse, wie sie den Hauptrücken des Deisters beherrschen, erfahren erst an seinen beiden Enden, einmal in seinem nordwestlichen Ausläufer bei Nenndorf und zum anderen in seinem südöstlichen Ausläufer oberhalb Springe-Völksen stärkere Störungen. Die wichtigste der Störungen in dem nördlichen Gebiete ist die Fortsetzung der Bruchlinie unserer bislang bis Feggendorf verfolgten Deisterachse, die, mehr und mehr in die rheinische Richtung umlenkend, westlich Rodenberg die bereits erwähnte Wealden-Spezialmulde des »Alten Rodenberg« und »Altebusch« verwirft

gegen stark zerstückelte Schollen von Münder Mergel und Serpulit, die, obschon auf der westlichen Seite der Aue gelegen, geologisch aber noch dem Deisterflügel angehören. Der weitere Verlauf der Störung innerhalb der Quartärbildungen des Auetals wird durch die aufsteigenden Quellen am »Krater« angezeigt, und erst am Fuße des Gahlenberges im Untergrunde von Bad und Groß Nenndorf tritt sie wieder deutlich in Erscheinung, und zwar sowohl hydrologisch als Hauptquellspalte der Nenndorfer Schwefelquellen wie geologisch, indem sie, nunmehr in nordöstliche Richtung ablenkend, diese aus Serpulit und Wealden bestehende Vorhöhe des Deisters von mächtigem Neocomgebirge abschneidet, das zumeist unter diluvialer Bedeckung von hier aus nach Norden und Westen zu einer flachen Ebene sich ausbreitet und gleichsam als letzter Ausläufer des Auetalgrabens keilförmig zwischen den Vorbergen des Deisters und der Bückeberge eingesunken liegt.

Von dieser Hauptbruchlinie zweigt sich ferner bei Kl. Nenndorf eine Nebenstörung ab, die, äußerlich schon durch eine tiefe Geländedepression kenntlich, den Gahlenberg als Vorhöhe vom Deister trennt und eine wesentliche Änderung in den Lagerungsformen des Wealden im Gefolge hat: während nämlich am Deister selbst die Schichten im großen und ganzen ein südost-nordwestliches Streichen besitzen, das nur zuletzt bei Bantorf in eine mehr nordnordwestliche Richtung abbiegt, verlaufen die Wealdenschichten am Gahlenberg im allgemeinen in ostwestlichem Sinne und werden dabei durch zahlreiche nordnordwestlich bis rein nördlich gerichtete Verwerfungen in eine Reihe schmaler Schollen zerlegt.

Die stärkere Komplikation des Gebirgsbaus am anderen Ende des Deisters oberhalb Springe-Völksen kommt schon äußerlich in der Vielgestaltigkeit der Geländeformen zum Ausdruck, die an Stelle der sonst gleichförmigen Streichrichtung des Hauptrückens sich geltend macht: der im allgemeinen südost-nordwestlich verlaufende Kamm des Deisters schwenkt plötzlich zwischendurch am Bielstein, Speckenbrink, Stiegeskopf usw. in die entgegengesetzte Richtung um und fällt weiter im Westen im Döhrenkopf, Fahrenbrink, Eversberg usw. allmählich zu einem Plateau ab, das aus dem Hauptbereich des Deisters heraus in rheinischer Richtung nach Süden vorspringt. Der Plateaurücken wird in der Region und der Umgebung der Deisterachse, die hier durchsetzt, von dem den Untergrund von Springe bildenden Lias aufwärts bis zu den Gigasschichten des Weißen Jura zusammengesetzt. Sämtliche Stufen des Weißjuragebirges sind mehr oder weniger stark gegeneinander verworfen, wodurch der genaue Verlauf der Achse verschleiert wird.

Sein Ende findet der Gebirgsbau dieses im rheinischen Sinne streichenden Ausläufers des Deisters im Norden an einer entlang der Münder Heerstraße aufsetzenden Hauptstörung, die von dem Mittleren Kimmeridge des Plateaus die mit dem Portland beginnende Schichtenfolge des hercynisch gerichteten Hauptrückens trennt. Weiterhin verläuft dann diese Störung mehr in nordöstlicher Richtung über den Samkekopf und Samkeweg auf den Kamm des Deisters hinauf und zieht sich auf der anderen Seite bis zu seinem Fuße hinunter, indem sie auf ihrer östlichen

Seite an Stelle des Wealden plötzlich Weißen Jura, und zwar Serpulit, Münder Mergel, Kimmeridge und Korallenoolith sichtbar werden läßt, die in so auffälliger Weise innerhalb des Wealdenrückens horstartig auftauchen und die plötzliche Umbiegung seines Kammes verursachen. Auf der anderen, östlichen Seite wird dieser aufgepreßte Keil älterer Schichten begrenzt von einer hercynischen Störung, die vom Brandenbrink aus, wo Neocom unmittelbar neben dem Sandstein des Mittleren Wealden lagert, über den Speckhals und Taternpfahl und weiter entlang dem Südhang des Deisters bis zum Kohlstedter Weg leicht zu verfolgen ist, indem sie zuletzt die den Wealden normal unterteufenden Weißjuraschichten der Reihe nach vom Braunen Jura abschneidet. Einigermaßen gut aufgeschlossen ist die Störung in dem alten Steinbruch am Speckhals, wo Korallenoolith und kohleführende Wealdenschiefer nebeneinander sichtbar werden. Auch in sich sind diese den Wealdenzug unterbrechenden Weißjurasedimente durch Nebenstörungen noch stark zerrüttet, wie aus dem Kartenbild (Taf. 8) im einzelnen hervorgeht.

Mit den vorwiegend hercynisch streichenden Störungen des Deisters schart sich im Osten eine rheinisch gerichtete Erhebung, deren Achse, die sog. »Limberg-Achse«, sich in dem Auftreten von Posidonienschiefer und Mittlerem Keuper am Osthange des Süllberges, einer Vorhöhe des Deisters, kundgibt (3). In Erscheinung treten die Störungen dieses rheinisch gerichteten Sattels bereits am Ende des Deisters bei Völksen, wo sie das Weißjuragebirge staffelförmig zerhacken und den von einer Wealdenkappe gekrönten Weißjurakopf des Dahlberges vom Wealden des Deisters abschneiden. Sie bedingen dann weiterhin in unmittelbarer Nachbarschaft des in einer Tongrube aufgeschlossenen Neocoms der Deistermulde den sehr komplizierten, aus Wealden und in vorherrschendem Maße aus Weißem und Braunem Jura bestehenden Bau des Süllberges, der dem stark gestörten Westflügel des Limbergsattels angehört und tektonisch erst sein Ende an dem hercynisch streichenden Wealdensandsteinkamm des Vörierberges findet.

Die Fortsetzung der Limberg-Achse im Norden bildet dann der Salzhorst des bereits von Stille (16) des Näheren behandelten Benther Sattels, der, auf den Flanken von einzelnen mesozoischen Pfeilern, dem Buntsandstein des Benther Berges und dem Muschelkalk des Gipsberges umrahmt, ein stark gestörtes, d. h. aus steil aufgerichteten Spezialsätteln und Spezialmulden bestehendes Salzgebirge in sich schließt, bei dem die vorherrschende rheinische Faltung sich wiederholt mit einer hercynisch gerichteten Querfaltung in eigenartiger Weise vergittert.

Auf den nordöstlich einfallenden Wealden des Deisters legt sich nach Norden zu, oberflächlich allerdings von einer dünnen Diluvialdecke meist verhüllt, mächtiges Neocomgebirge, welches das Innere der Deistermulde bildet und nur am Gehrdener Berge, an dessen Fuß die höheren Schichten des Barremien und unteren Aptien in einer Ziegeleigrube aufgeschlossen sind, diskordant von der jüngeren Kreide des Emscher und Untersenons — also unter Ausfall der obersten Unteren Kreide, des Cenomans und Turons — überlagert wird (10).

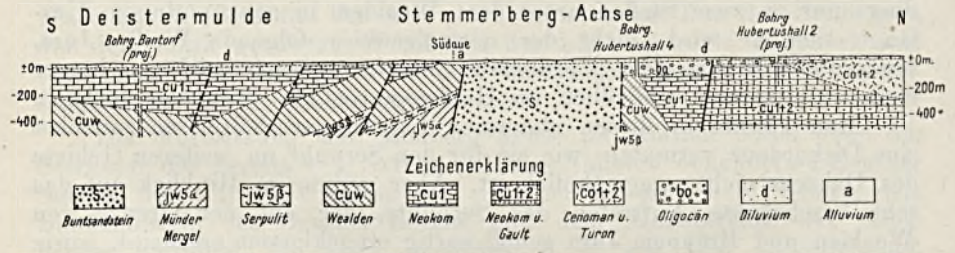
Wie die Ergebnisse der seitens der Bergwerksdirektion am Deister bei Eckerde und westlich Gr. Goltern niedergebrachten Tiefbohrungen vermuten lassen, verläuft die Achse der Deistermulde vom Gehrdener Berge aus etwa in der Linie Eckerde-Gr. Goltern und scheidet den flach einfallenden und ziemlich gleichmäßig gebauten Deisterflügel von dem durch beträchtliche Störungen dislozierten Gegenflügel des Stemmerberges, der als Ganzes genommen einen besonders steil aufgepreßten Sattel darstellt und an seinem Südflügel, am Windmühlenberg, ein Einfallen von 20—45°, an seinem Nordflügel, dem Stemmerberg im engeren Sinne, sogar ein Einfallen von 60—90° besitzt. Mit dieser steilen Emporpressung des Gebirges sind zugleich auch starke Zerreißungen und Verschiebungen verbunden gewesen, durch die der gesamte Stemmerbergsattel in einzelnen Schollen, bezw. Schuppen zerstückelt wird. Eine dieser bereits von Albrecht (1) erkannten Hauptstörungen, die wahrscheinlich als Überschiebung aufzufassen ist, verläuft südlich der Straße Stemmen—Göxe und bewirkt bei einer Sprunghöhe von mindestens 300 m eine Wiederholung des Wealdensandsteins, der südlich Stemmen im Diluvium noch einmal zum Vorschein kommt. Eine zweite Überschiebungsschuppe ist dann durch die Bohrung Eckerde aufgedeckt. Bei dem anhaltend steilen Einfallen der Schichten auch im Bereiche dieser Bohrung, das zwischen 25—40° schwankt und gelegentlich sogar 60—70° erreicht, erscheint abermals die Wealdenformation verdoppelt durch eine neue Störung, die etwa im Tal zwischen Stemmen und Eckerde aufsetzen muß. (Vgl. Fig. 1.)

Schließlich sind in der Achse des Sattels selbst ganz beträchtliche Verschiebungen vor sich gegangen, denn hier erscheint plötzlich im Liegenden des Unteren Wealdenschiefers, bezw. des Serpulits, der allerdings nur an zwei Stellen unter dem Wealden in ganz geringem Umfange sichtbar wird, nicht der normalerweise folgende Weiße Jura, sondern der Braune Jura (Cornbrash), der sich ostwärts keilförmig immer mehr zuspitzt und schließlich im Hohlwege östlich Stemmen ausläuft.

Man könnte in diesen abnormen Lagerungsverhältnissen zunächst eine Diskordanz vermuten, wie sie für den Serpulit im weiteren Gebiete des Deisters nicht ungewöhnlich ist. Aber gerade im Hinblick auf das sehr beschränkte Auftreten des Serpulits, der auf der Grenze von Wealden und Braunem Jura schollenartig eingeklemmt erscheint, sowie im Hinblick darauf, daß bereits 2 km südlich die Bohrung bei Eckerde unter dem Serpulit sein normal Liegendes, den Münder-Mergel, erschlossen hat, stimme ich der Auffassung Albrecht's (1) zu, daß die Lagerungsverhältnisse im Kern des Sattels durch Störungen größeren Ausmaßes bedingt sind, wenngleich ich den Mechanismus dieser tektonischen Vorgänge anders deute wie jener (vgl. S. 374). Daß es sich bei diesen Verschiebungen des Sattelkerns und der damit zusammenhängenden Steilstellung der Flügel in der Hauptsache um eine Auffaltung und Hochbewegung der Schichten handelt, nicht aber um stärkere Schollenbrüche, d. h. um ein Einsinken der Wealdenflügel gegenüber dem Braunjurakern, ist aus der allgemeinen geologischen Position des Stemmerberges zu folgern: sein Südflügel ist der natürliche Rand der großen

Deistermulde, die nur durch einen lateral wirkenden Faltungsvorgang entstanden erscheint. Nach der ganzen Art des Gebirgsbaus zu urteilen, ist es nicht unwahrscheinlich, daß ähnliche Störungen, bezw. Überschiebungen, wie sie am Südflügel des Stemmerberges festzustellen sind, auch den Nordflügel unter dem Diluvium weithin beherrschen. Diese Auffassung ist in dem Stemmerberg-Profil mit seinen vielfachen Überschiebungen zum Ausdruck gebracht (vgl. Fig. 1).

Im Fortstreichen der Stemmerberg-Achse. bezw. der Steinhuder-Meer-Linie, wie man auch diese Achse nennt (1), nach Nordwesten zu steigert sich die Intensität der Schichtenaufpressung immer mehr. Es kommt dies darin zum Ausdruck, daß im Sattelkern nur wenige Kilometer über den Stemmerberg hinaus in der Umgebung von Kolenfeld Unterer Buntsandstein und weiterhin im Bereiche der Kaliwerke Weser und Sigmundshall sogar die Zechsteinsalze nahe unter Tage erscheinen, denen gegenüber das Kreidegebirge beiderseits auf den Flügeln um 1000—2000 m verworfen erscheint. Von besonderer Bedeutung für den Gebirgsbau im Gebiete von Kolenfeld—Gr. Munzel ist ferner das Auftreten von Tertiär, und zwar marinem Mittel- und Oberoligocän, das nach den Bohrungen Hubertushall 3 und 4 und Kolenfeld 1 bei einer Teufe von ca. 50 m sowohl die steil einfallende Kreide (Wealden und Cenoman) des Nordflügels wie bei einer Teufe von 250 m den Unteren Buntsandstein im Scheitel des Sattels überlagern, während dieselben Schichten des Buntsandsteins nur $^1/_2$ km von der Bohrung entfernt zu Tage ausstreichen (1). Aus diesen Lagerungsverhältnissen geht hervor, daß auch das Tertiär im Fortstreichen des Stemmerberg-Sattels von beträchtlichen Störungen betroffen und dadurch in seine heutige tiefe Lage unter Tage gebracht worden ist (vgl. Fig. 2).



Maßstab 1 : 50000.

Fig. 2. Profil durch die Deistermulde und den Stemmerbergsattel zwischen Bantorf und Holtensen.

Die zeitlichen Verhältnisse der orogenetischen Phasen

Der durch Faltungen und Verwerfungen bedingte allgemeine Gebirgsbau des Gebietes erfährt nun eine noch weitere Komplikation durch die innerhalb des Schichtenverbandes sich in einzelnen Horizonten bemerkbar machenden Schichtendiskordanzen, die anzeigen, daß der Gebirgsbau durch mehrfache, zeitlich von einander getrennte Prozesse der Gebirgsbildung hervorgerufen wurde, wie das ja auch sonst eine generelle Erscheinung unserer saxonischen Faltung ist. Besonders die Lagerungs-

verhältnisse im östlichen Teil des Deisters und seines nördlichen Vorlandes erscheinen für diesen Nachweis der verschiedenen Faltungsphasen recht instruktiv.

Die kimmerische Gebirgsbildung

a) Die vorportlandische oder Deister-Phase

Sinnfällig in die Erscheinung tritt die erste Phase, die sog. Deisterphase der kimmerischen Gebirgsbildung in Form der aus Geröllen älterer Weißjurakalke bestehenden Transgressionsbildung, des »Völkser Konglomerats«, das bei Völksen — nach Schöndorf's Untersuchungen der dort zahlreich vorhandenen Steinbruchsaufschlüsse (13) — an der Basis des Portlands entwickelt ist und übergreifend verschiedenen Schichten des älteren Weißjura aufruht. Am stärksten ist diese Schichtenlücke an der östlichen Vorhöhe des Deisters, am Süllberge, ausgeprägt, woselbst vom Kimmeridge abwärts der gesamte Weißjura fehlt und demzufolge auf die Gigas-Schichten nach unten sofort die Tone des Braunen Jura mit dem eingelagerten Cornbrash-Sandstein folgen. Von hier ab verringert sich der Schichtenhiatus westwärts immer mehr: während östlich Völksen noch der Korallenoolith das Liegende des Völkser Konglomerats bildet, schalten sich nach Westen zu Schichten des Unteren Kimmeridge ein, und noch weiterhin am Stiegeskopf, Hirschkopf und Samkekopf ist die Schichtenlücke noch geringer geworden, indem unter den z. T. konglomeratisch ausgebildeten Gigas-Schichten nur der Obere Kimmeridge fehlt, abgesehen von einer Stelle im Taleinschnitt zwischen dem Stiegeskopf und Hirschkopf, woselbst vorübergehend noch einmal die übergreifende Lagerung der Gigas-Schichten bis zum Korallenoolith hinuntergeht. Der durch den Ausfall des Oberen Kimmmeridge bedingte Schichtenhiatus hält westwärts bis zum Forsthause Hämischhausen nordöstlich Eimbeckhausen an, und erst von hier stellt sich wieder der Obere Kimmeridge ein und läßt die Diskordanz an der Basis des Portlands ausklingen. Auch auf der Nordseite des Deisters bei Barsinghausen scheint nach dem vorliegenden alten Schachtprofil, aus dem für Unteres Portland und Kimmeridge zusammen nur eine Mächtigkeitsziffer von 40—45 m zu entnehmen ist, noch ein auf diese älteste Dislokationsphase hinweisender Schichtenhiatus innerhalb der angegebenen Juraschichten vorhanden zu sein (vgl. Fig. 1).

Dieser Schichtenwechsel im Liegenden des Portlands weist darauf hin, daß schon vor dessen Ablagerung das Gebirge eine verschieden starke Heraushebung erfuhr, wie das auch in dem ungleichen Einfallen des Portlands und seiner liegenden Schichten zum Ausdruck kommt, und demzufolge in verschiedenem Grade in den Bereich der Denudation gebracht wurde. Wie bereits Dahlgrün (3) sehr richtig erkannt hat, nimmt die Schichtenlücke ostwärts, d. h. in Richtung auf den heutigen Limberg-Sattel zu, zeigt also in ihrem Ausmaß eine deutliche Abhängigkeit von dem Verlauf dieses Sattels. Der letztere ist aber in seiner Struktur das typische Produkt einer jüngeren orogenetischen Gebirgsbildung, und daraus schloß Dahlgrün, daß auch die vorportlandischen Bewegungen, die zu der Her-

aushebung der älteren Weißjuraschichten geführt haben, einer gebirgsbildenden (orogenetischen) Phase angehören, daß mit anderen Worten der vorzugsweise von der rheinischen Richtung beherrschte Limberg-Sattel in seiner ersten Anlage schon vorportlandischen Alters ist.

Ganz analog liegen die Verhältnisse in der nördlichen Fortsetzung des Limbergsattels am Benthersattel, wo an seiner Nordseite in den Asphaltbrüchen bei Ahlem die gleichfalls an ihrer Basis konglomeratisch ausgebildeten Gigas-Kalke über Mittl. Kimmeridge übergreifen und damit auch am Benther Sattel die Existenz dieser ersten Phase der kimmerischen Gebirgsbildung erweisen.

Bestätigt wird ferner diese Auffassung von der orogenetischen Natur der vorportlandischen Bewegungen durch die damit verbundenen Verwerfungen, die sich an einzelnen Stellen als solche vorportlandischen Alters neuerdings haben nachweisen lassen. So transgredieren nach Ebert am Eversberg westl. Springe auf der westlichen Seite des Wolfstales die hier zu großer Mächtigkeit anschwellenden Gigas-Kalke über tiefere Schichten des Mittleren Kimmeridge, also unter Ausfall der höheren Kimmeridgeschichten, die auf der anderen Seite des Tales plötzlich in einer Mächtigkeit von 60 bis 70 m im Bereiche eines tektonischen Grabens erhalten sind, eines tektonischen Grabens, der danach in seiner ersten Anlage schon vor Absatz der Gigas-Schichten vorhanden gewesen zu sein scheint und dadurch diese jüngeren Schichten vor der Abrasion durch das transgredierende Portlandmeer bewahrt hat (vgl. Fig. 3).

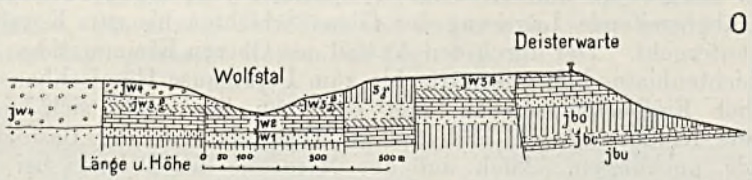


Fig. 3. Profil durch das Wolfstal.

Das Profil veranschaulicht die vorportlandische Grabenbruchzone auf der östlichen Seite des Wolfstales, in deren Bereich der gesamte Kimmeridge (jw3α, β u. γ) erhalten ist, während auf der anderen Seite unter den diskordant lagernden Gigas-Schichten (jw4) der Obere und ein Teil des Mittleren Kimmeridge fehlen.

b) Die vorserpulitische oder Osterwald-Phase

Auch die zweite, die bei Beginn des Serpulits einsetzende »Osterwald-Phase« der kimmerischen Gebirgsbildung macht sich nach unseren neueren Untersuchungen sowohl in den Aufschlüssen bei Völksen wie am Süllberg geltend, und zwar in der transgressiven Lagerung des Serpulits auf verschiedenen Schichten der Münder Mergel. Die geringe, nur wenige Meter betragende Mächtigkeit der in dem großen Steinbruch an der Landstraße nordwestlich Völksen aufgeschlossenen Münder Mergel, die in auffälligem Gegensatz steht zu der viel größeren Mächtigkeit der über dem Serpulit jenseits einer Verwerfung von neuem erscheinenden Münder Mergel ist jedenfalls nur dadurch zu erklären,

daß diese Verwerfung in ihrer ursprünglichen Anlage schon vor Ablagerung des Serpulits sich herausbildete und eine Abtragung der stehenbleibenden Scholle im Gefolge hatte, während die auf der anderen Seite zur Tiefe gehende Scholle dieser Abtragung nicht unterlag (vgl. Fig. 4). Die Dislokation des Serpulits selbst, wie sie heute in der Wiederholung desselben in Erscheinung tritt, ist dann durch einen jüngeren, posthumen tektonischen Vorgang entlang der alten Verwerfungsspalte verursacht.

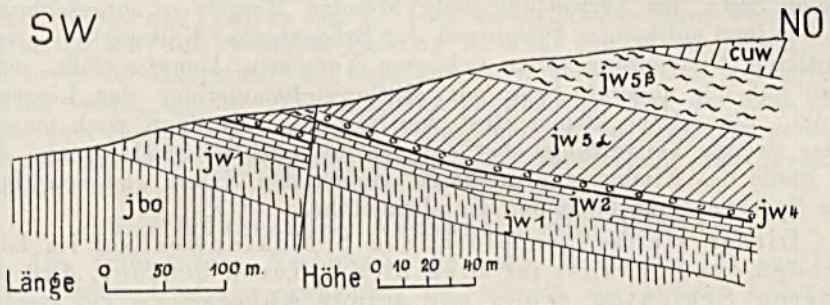


Fig. 4. Profil nordwestlich Völksen.

Das Profil veranschaulicht erstens die vorportlandische Phase durch die Diskordanz zwischen Gigas-Schichten (jw1) und Korallenoolith (jw2) bei gleichzeitiger Ausbildung des Völkser Konglomerats, und zweitens die vorserpulitische Phase durch die Transgression des Serpulits (jw5β) über Schichten des in der Mächtigkeit links und rechts der — in ihrer ersten Anlage vorserpulitischen — Verwerfung stark differierenden Münder Mergel (jw5α).

In analoger Weise liegen die Verhältnisse nach der neueren Feststellung Ebert's auch am Süllberg, wo die unter der südlichsten Serpulitkuppe heraustretenden Münder Mergel nur einen geringen Umfang von wenigen Metern besitzen, während sie an der Nordseite der diese Kuppe abschneidenden Verwerfung sich in einer Mächtigkeit von 20—30 m weithin ausdehnen. Die diese verschiedene Mächtigkeit der Münder Mergel verursachende Verwerfung ist mithin wiederum zum mindesten in ihrer ersten Anlage vorserpulitischen Alters.

Damit ist die vorserpulitische Phase, die früher Stille (15), indem er das Völkser Konglomerat irrtümlicherweise an die Basis des Serpulits stellte, als alleinige Hauptphase der kimmerischen Gebirgsbildung am Deister betrachtete, während sie von Schöndorf (11) auf Grund der stratigraphischen Umdeutung des Völkser Konglomerats in ebenfalls unzutreffender Weise ganz und gar abgelehnt wurde, in Wirklichkeit neben der vorportlandischen Phase sowohl bei Völksen wie am Süllberg, und zwar zugleich auch in Gestalt regelrechter Verwerfungen vorhanden.

In stärkerem Grade tritt dann aber nach meinen Untersuchungen diese vorserpulitische oder Osterwald-Phase weiterhin auf dem Kamm des Deisters innerhalb der das Wealdengebirge unterbrechenden Weißjurascholle in Erscheinung. Denn neben der transgredierenden Lagerung des Portland macht sich hier zugleich auch eine starke

Diskordanz des Serpulits bemerkbar, der im Gegensatz zu dem normalen Schichtenverbande westlich des Samkewegs auf der anderen Seite am Hirschkopf und Stiegeskopf teils gering-mächtigem Münder Mergel, teils unmittelbar unterem Portland aufliegt, um dann weiter ostwärts am Bielstein und Speckenbrink eine ganz besonders komplizierte Lagerung anzunehmen. Den Bielstein bedeckt nämlich als Ausläufer der größeren Serpulitmasse des Lehmbrinks usw. eine durch eine Störung in sich zerschnittene Serpulitzunge, die auf der westlichen Seite der Verwerfung teils Münder Mergel — aufgeschlossen in dem jetzt auflässigen Steinbruch der Bredenbecker Kalkwerke — teils Mittleren Kimmeridge unter sich zum Vorschein kommen läßt, während auf der anderen Seite nur Mittlerer Kimmeridge das Liegende bildet. Ein letzter kleiner Rest von Serpulit folgt dann noch jenseits einer zweiten Verwerfung, aber nunmehr als unmittelbar Hangendes des an Stelle des Kimmeridge in diesem Gebiet den Kamm und den Hang des Speckenbrinks bildenden Korallenooliths.

Dieser vielfach so plötzliche Schichtenwechsel im Liegenden des Serpulits ist auch hier dadurch bedingt, daß die älteren Schichten schon vor seiner Ablagerung verworfen gewesen sein müssen einmal durch Störungen, die heute unter der Decke des Serpulits sich der unmittelbaren Beobachtung entziehen, zum anderen durch die heute auch den Serpulit dislozierenden Störungen, die aber in ihrer ersten Anlage und in ihrem ersten Effekt ebenfalls vorserpulitisch sind (vgl. Fig. 5).

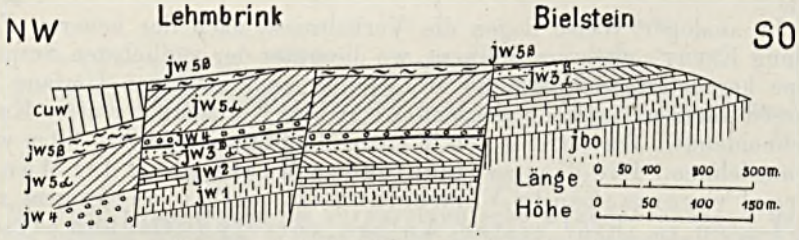


Fig. 5. Profil Lehmbrink-Bielstein.

Das Profil bringt die Lagerungsverhältnisse an dem den Wealdensandsteinkamm unterbrechenden Weißjurakeil zur Darstellung. Neben der durch das Fehlen des Oberen Kimmeridge angezeigten Diskordanz der Gigas-Schichten (jw4) macht sich besonders die vorserpulitische Phase durch die Transgression des Serpulits (jw5β) geltend, der am Lehmbrink normal Münder Mergel (jw5α), am Bielstein dagegen auf der östlichen Seite einer in ihrer ersten Anlage vorserpulitischen Verwerfung Mittlerem Kimmeridge aufliegt.

Vom Samkeweg aus nach Westen klingt auch diese Störungsphase vollständig aus, so daß am ganzen Hang des Deisters bis an sein Nordende der Serpulit völlig konkordant die Münder Mergel überdeckt (vgl. Taf. 8). Dagegen hat an der Nordseite des Deisters der Barsinghäuser Tiefbau Lagerungsverhältnisse aufgeschlossen, die auf das Vorhandensein der vorserpulitischen Phase in diesem Gebiete hinweisen.

Im Zusammenhang mit ihr dürfte jedenfalls eine im Barsinghäuser Tiefbau an verschiedenen Stellen angehauene Störung stehen, die im Querschlag der 4. Sohle Münder Mergel gegen Korallenoolith, also bei einer Sprunghöhe von mehreren Dekametern verwirft und hier den Austritt einer schwefelwasserstoffhaltigen Quelle verursacht, die weiter im Schacht I zwischen Serpulit und Münder Mergel hindurchgeht, um dann innerhalb der Wealdenschichten, wo sie ein etwas steileres Einfallen annimmt, sich nur noch als Verwurf von 1—2 m Sprunghöhe zu kennzeichnen (vgl. das Profil in Fig. 1). Dies in vertikalem Sinne wechselnde Verhalten ein und derselben Störung ist wohl nur so zu deuten, daß wir es in der Hauptsache mit einer älteren, vorserpulitischen Verwerfung zu tun haben, die die Weißjuraschichten disloziert hat, die dann aber unter dem Einfluß einer jüngeren Gebirgsbildung von neuem aufgerissen ist und nunmehr in geringem Grade auch den Serpulit und Wealden betroffen hat.

c) Die frühneocome Nachphase oder Hilsphase

Die frühneocome Nachphase, die nach Dahlgrün (3) am Hils in größerem Umfange vorhanden ist, scheint am Deister selbst zu fehlen. Wenigstens wird nach den älteren Untersuchungen Struckmann's (18) in den Barsinghäuser Schachtaufschlüssen der Obere Wealdenschiefer unmittelbar von den untersten Neocomschichten, dem Unteren Valanginien mit *Oxynoticeras heteropleurum* Neum. u. Uhl und *Oxynoticeras Gevrilianum* d'Orb., überlagert, und wir dürfen danach wohl auf eine allgemeine Konkordanz der beiden Stufen der Unterkreide entlang dem Deister schließen.

Dagegen macht sich bereits einige Kilometer nördlich innerhalb der Deistermulde diese Phase in schwacher Form bemerkbar insofern, als nach der Bohrung Eckerde im Hangenden der Oberen Wealdenschiefer das Untere Valanginien fehlt und stattdessen gleich das Obere Valanginien mit *Polyptichites polytomus* v. K. bei schwächerem Einfallen folgt, dessen unterste Schichten überdies im Gegensatz zu der sonst reintonigen Fazies des gesamten Neocoms eine schwachsandige Ausbildung zeigen. Es liegt also an dieser Stelle augenscheinlich eine Diskordanz zwischen Oberem Wealdenschiefer und Oberem Valanginien unter Ausfall der bei der Transgression zerstörten Schichten des Unteren Valanginien vor.

Eine weit größere Bedeutung erlangt dann aber die Diskordanz der marinen Unteren Kreide, wie schon Stille (16) gezeigt hat, im nordöstlichen Vorlande des Deisters im Bereiche des Benther Sattels, auf dessen beiderseitigen Flügeln das Neocom mit seinen Hauterivien-Schichten über die verschiedenen aufgefalteten Stufen des Schwarzen, Braunen und Weißen Jura transgrediert. Die Zeitlichkeit der der Neocomtransgression voraufgehenden kimmerischen Orogenese ist, wie schon Stille (16) hervorhebt, nicht eindeutig, da die Faltung der Schichten des Benther Sattels selbst und die Aufpressung seines Salzkernes längst vor der Transgression der Unterkreide, also während der älteren Phasen der kimmerischen Gebirgs-

bildung, deren erste, frühportlandische ja in den Asphaltbrüchen von Ahlem durch die Transgression des Portlands auf Mittleren Kimmeridge sich geltend macht, erfolgt sein könnte, greift doch das Neocom beim Weißen Jura im allgemeinen über dessen ältere Schichten über. Nur in einem Falle, im südlichen Stadtteil von Linden, ist unter dem Neocom offenbar der höhere Weißjura mitsamt den konkordant darüber befindlichen untersten Wealdenschichten erhalten, und diese Lagerungsverhältnisse scheinen doch eher dafür zu sprechen, daß die sattelförmige Aufrichtung des Benther Gebirges und die erstmalige bedeutende Aufpressung seines Salzhorstes in die frühneocome Phase fällt, während die älteren beiden Phasen nur erst eine schwache Anlage des Sattels geschaffen haben mögen, wie das ja auch die nur den Oberen Kimmeridge umfassende Schichtlücke im Liegenden des Portlandkonglomerats in den Ahlemer Brüchen vermuten läßt.

Die interkretacische (subhercynische) Gebirgsbildung

Wie oben bereits dargelegt, transgrediert nach Schöndorf (10) am Gehrdener Berge der Obere Emscher mitsamt dem Untersenon über das Barremien und Aptien der Unteren Kreide, an der Basis ein aus Brauneisen- und Phosphoritgeröllen bestehendes Transgressionskonglomerat führend. Es kommt in dieser Diskordanz die interkretacische Faltung zum Ausdruck, die bekanntlich am Nordrande des Harzes (Ueberkippung der mesozoischen Schichten und Harzüberschiebung), ebenso wie im Wietzer Salzgebiet besonders wirksam gewesen ist, und auch am Gehrdener Berge ist das Fehlen der Gault-, Cenoman- und Turonschichten unter dem Emscher, die unweit davon bei Wunstorf-Gr. Munzel und andererseits im Osten in der Kronsberger Mulde in ihrer normalen Ausbildung im Hangenden der älteren Kreide erhalten sind, nur so zu erklären, daß sie infolge einer orogenetischen Heraushebung der Abtragung vor Absatz des Oberen Emschers zum Opfer gefallen sind.

Dieser orogenetische Vorgang hat aber nicht nur das Neocom in der näheren Umgebung des Gehrdener Berges, sondern naturgemäß auch die darunter konkordant folgenden und mit dem Neocom gleichmäßig einfallenden Wealdenschichten betroffen, und so dürfen wir schließen, daß die Auffaltung des Wealdengebirges, wie sie uns heute am Deister und seinem Gegenflügel, dem Stemmerberg, entgegentritt, in der Hauptsache dieser interkretacischen Faltung zuzuschreiben ist. Nicht nur der Grad der Aufrichtung, der, wie wir sahen, am Stemmerberg bis zur saigeren Stellung der Schichten sich steigern kann, sondern auch die die Kreide durchsetzenden und abschneidenden Störungen, Verwerfungen, bezw. Ueberschiebungen, die am Stemmerberge Sprunghöhen von Hunderten von Metern besitzen und am Fuß des Gehrdener Berges die marine Unterkreide gegen die Trias und den Zechstein des Benther Sattels um 1000—2000 m verwerfen, zeigen, daß dieser interkretacischen Dislokationsphase für den tektonischen Aufbau unseres Gebietes eine besonders maßgebende Bedeutung

zukommt. Denn mögen auch die nachfolgenden Phasen sich noch weiter posthum an den alten Bruchlinien ausgewirkt und dem Gebirgsbau ihren Stempel von neuem aufgedrückt haben, so dürfte doch nach dem allgemeinen Aufbau zu urteilen das Hauptausmaß der Faltungen und Störungen des älteren Kreidegebirges durch diesen interkretacischen Dislokationsprozeß hervorgerufen sein. In welchem Grade diese Faltung auch am Benther Salzhorst mitgewirkt hat, ist nicht zu entscheiden, da über dem Salzkern des Sattels weder ältere noch jüngere Kreide erhalten ist.

Die tertiären und diluvialen Störungsphasen

Von den zuletzt erwähnten jüngeren orogenetischen Phasen sind nur an vereinzelten Stellen unseres Gebietes Anzeichen vorhanden. Auf solche jüngeren gebirgsbildenden Bewegungen weist z. B. die ostwärts unter 10—12° geneigte Lagerung des Emschers und Senons am Gehrdener Berge hin, deren genaueres Alter aber nicht festzulegen ist.

Erst die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs selbst lassen eine nähere Altersbestimmung dieser jüngeren Phasen zu. Von Interesse ist in dieser Beziehung, daß das Salzgebirge im Kern des Benther Sattels unmittelbar von Tertiär, und zwar oligocänen Grünsanden und miocänen Quarzsanden mit vereinzelten Braunkohlenflözen in einer Gesamtmächtigkeit bis zu 150 m bedeckt wird, das im Gegensatz zu den am westlichen Sattelflügel augenscheinlich an tektonische Spalten gebundenen Oligocänvorkommen von Benthe und Northen[1]) und im Gegensatz zu den tektonisch versenkten Oligocänschichten am Stemmerbergsattel bei Gr. Munzel-Kolenfeld infolge Ablaugung des Salzkopfes eingesunken liegt und auf diese Weise vor der Denudation bewahrt worden ist. Das Salz muß also, wie schon Stille (16) erkannt hat, nach dieser unmittelbaren Auflagerung des Tertiärs zu urteilen, bereits in alttertiärer Zeit soweit herausgehoben gewesen sein, daß es den Boden des oligocänen Meeres bildete, und das Fehlen der Kreide zwischen Salz und Tertiär, die noch am Rande des Salzhorstes den Gehrdener Berg aufbaut, weist weiter darauf hin, daß es die alttertiäre, bezw. jüngstkretacische Faltung gewesen ist, die dem Salzauftrieb wieder einen stärkeren Impuls gegeben und dadurch auch die das Salz ehemals bedeckenden Emscher- und Senonschichten der Abtragung zugänglich gemacht hat. Umgekehrt zeigt die Erhaltung des Tertiärs über dem Salzhorst, daß nach seiner Ablagerung keine nennenswerte Aufwölbung und Hochbewegung des Benther Sattels und seines Salzkerns mehr erfolgt sein kann, da dieses sonst auch seinerseits in den Bereich der Denudation gebracht worden wäre.

Die jungtertiäre (jungmiocäne bis altpliocäne) Orogonese, die sonst in unseren Mittelgebirgen eine größere Rolle spielt und z. B. die zahlreichen Tertiärgräben des Sollings und seines Vorlandes erzeugt hat, scheint danach den Benther Sattel nicht stärker beeinflußt zu haben. Dagegen dürfen

[1]) Ein drittes, schon von Stille beobachtetes Vorkommen bei Everloh ist vielleicht nur als Scholle im Diluvium aufzufassen.

wir dieser jungtertiären Phase die stärkeren Schollenbewegungen zuschreiben, die sich im Fortstreichen der Stemmerbergachse bei Gr. Munzel und Kolenfeld abgespielt und das Oligocän mitsamt seinen liegenden Buntsandstein-, bezw. Kreideschichten in beträchtlichere Tiefe verworfen haben.

Die letztgenannten jungtertiären Schollenbewegungen stellen wohl den letzten größeren Dislokationsprozeß in unserem Gebiete dar. Aber daß damit die tektonischen Kräfte noch nicht endgültig zur Ruhe gekommen sind, vielmehr auch in der nachfolgenden Diluvialzeit noch ein wiederholtes Auftreten erkennen lassen, wissen wir aus anderen Gebieten ja zur Genüge, und auch am Deister liegen dafür einige sichere Anzeichen vor. Ich habe diese Verhältnisse bereits in meiner Arbeit über das Diluvium in der weiteren Umgebung von Hannover (6) jüngst behandelt, möchte sie aber der Vollständigkeit halber in diesem Zusammenhange nochmals kurz erwähnen.

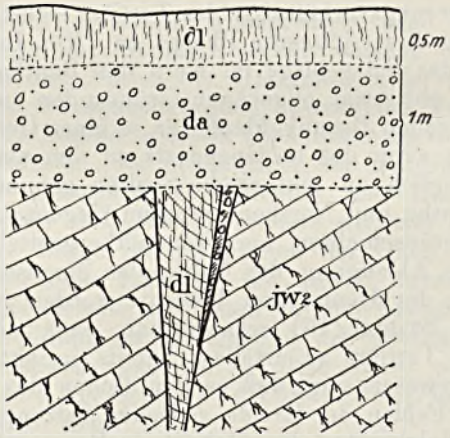


Fig. 6. Korallenoolithsteinbruch östlich Völksen.
jw2 Korallenoolith, dl Älterer Löß, da Gehängeschutt, ∂l Jüngerer Löß.

Ein in dieser Beziehung interessanter Aufschluß wurde von Ebert in einem Korallenoolithsteinbruch östlich Völksen am Südfuß des Deisters beobachtet und ist in Fig. 6 zur Darstellung gebracht. Eine den Korallenoolith durchsetzende 60 cm breite Spalte ist größtenteils mit Löß, zum geringeren Teil längs ihrer rechtsseitigen Wand mit Schutt ausgefüllt und wird zunächst von $^1/_2$—1 m mächtigem Gehängeschutt überlagert, auf den dann erst die gleichmäßige Lößdecke folgt. Der Aufschluß zeigt also zwei durch Gehängeschutt zeitlich von einander getrennte Lößbildungen, von denen die ältere in einer zu dieser Zeit wieder aufreißenden Spalte zum Absatz gekommen ist. Die in der Spalte rechtsseitig vorhandene Kluftbreccie bezeichnet ohne Frage ein älteres Stadium der schon früher angelegten Dislokation. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß der auf diese Weise in der Spalte erhalten gebliebene Löß den sog.

»Älteren Löß« darstellt, dessen Ablagerung durch einen längeren Zeitraum von derjenigen des die oberste Decke bildenden Jüngeren Löß geschieden ist.

Daß aber selbst dieser Jüngere Löß von besonders jugendlichen Störungen in seiner Lagerung beeinflußt werden kann, zeigt ein auf der Nordseite des Deisters 1 km nordwestlich Egestorf beim Ausheben eines Wasserleitungsgrabens vor Jahren entstandener Aufschluß, der seiner Zeit von Stille untersucht worden ist und folgendes Bild ergeben hat (Fig. 7).

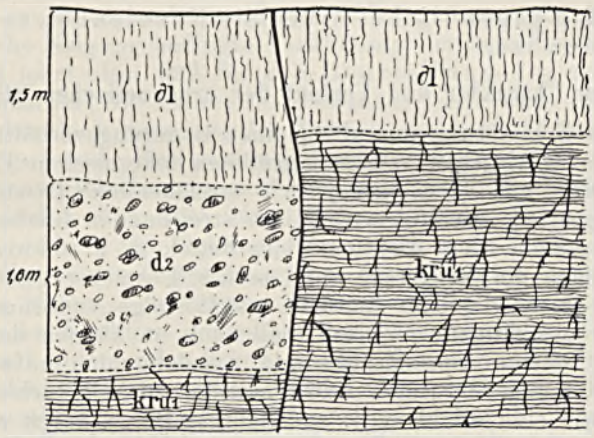


Fig. 7. Aufschluß 1 km nordwestlich Egestorf.
kru1 Neocom, d2 Wealdensandsteinschotter der Mittleren Terrasse, ∂1 Lößlehm.

Betrachten wir das Profil im einzelnen, so erkennen wir, daß auf der linken Seite der Verwerfung zwischen Löß und Neocom eine Schotterschicht der Mittleren Terrasse vorhanden ist, die auf der anderen Seite fehlt. Diese Erscheinung ist nur so zu erklären, daß an ein und derselben Spalte ein zweimaliger Verwurf stattgefunden: der erste erfolgte nach Ablagerung der der Mittleren Terrasse angehörenden Schotter zur zweiten Interglazialzeit und hatte die Abtragung der Schotter auf der stehengebliebenen Scholle zur Folge, während der zweite Verwurf erst in jugendlicher Zeit einsetzte und nunmehr auch den Jüngeren Löß dislozierte.

Aber auch im festen älteren Gebirge machen sich diese jugendlichen Krustenbewegungen in sinnfälliger Weise bemerkbar. Nach den Erfahrungen des Kohlenbergbaus am Deister sind es im allgemeinen die oft viele Dezimeter breit klaffenden streichenden Spalten, an welche die im Wealdensandstein zirkulierenden Grundwässer gebunden sind, während die schwebenden Spalten durch Mineralausfüllung (Kalkspat) mehr oder weniger verheilt sind und höchstens in Form feiner Risse das Wasser aus der einfallenden Richtung der Schichten den als Sammelkanäle fungierenden streichenden Spalten zuführen.

Dieses verschiedene Verhalten der beiden Arten von Spalten ist wohl nur so zu erklären, daß unter dem Einfluß jüngerer gebirgsbildender Kräfte, die vorherrschend in südost-nordwestlichem oder ostwestlichem Sinne gewirkt haben mögen, die alten streichenden Spalten reaktiviert worden sind, während die schwebenden eine solche Wiederbelebung nicht erfahren haben, und der oft auf weitere Erstreckung breitklaffende Zustand vieler Spalten weist darauf hin, daß diese erneute Dislokation längs der vorhandenen Brüche nicht weit zurückliegen kann, daß das Wiederaufreißen der Spalten vielmehr durch verhältnismäßig jugendliche, diluviale Krustenbewegungen bewirkt worden ist.

Über den Charakter und Verlauf der orogenetischen Störungen

Aus der Schilderung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse ergiebt sich, daß der Gebirgsbau von drei größeren tektonischen Einheiten beherrscht wird, von dem hercynisch streichenden Deistersattel und Stemmerbergsattel, sowie dem rheinisch streichenden Limbergsattel und seiner Fortsetzung, dem Benther Berg-Sattel, d. h. tektonischen Einheiten, in denen die Schichten, wenn auch z. T. stärker gestört und zerrissen, doch durchweg eine deutliche sattelförmige Anordnung erkennen lassen. Berücksichtigen wir dazu, daß auch im kleinen der Schichtenaufbau des Deisters Spezialsättel und Spezialmulden aufweist, ferner, daß auch von den Störungen selbst einzelne als Überschiebungen sich darstellen, wie eine solche z. B. am Benther Berge durch eine Bohrung nachgewiesen ist, die unter dem Buntsandstein Muschelkalk erschlossen hat oder wie sie nach den ganzen Lagerungsverhältnissen des Stemmerberges innerhalb seiner Wealdenflügel anzunehmen sind (vgl. Fig. 1 u. 2), die dadurch in einzelne Schuppen zerlegt werden, so erscheint der Schluß nicht unberechtigt, daß wir es auch in diesem Falle mit einem durch lateral wirkende Kräfte erzeugten Faltengebirge zu tun haben, in dem letzten Endes auch der Benther Salzhorst, wie schon Stille gezeigt hat, als Kern des einen der genannten Sättel durch die gleichen tektonischen Kräfte emporgepreßt worden ist. Eine weitere Komplikation erfuhren dabei die Lagerungsverhältnisse des Salzgebirges durch dessen physikalische Beschaffenheit, d. h. einmal durch die hohe Plastizität, die die Salze unter dem gebirgsbildenden Druck annahmen und vermöge deren sie auf diesen ganz besonders, jedenfalls in weit höherem Grade als das starre Deckgebirge reagieren konnten, und zum andern durch sein spez. leichteres Gewicht, wodurch dem Salz der Aufstieg durch das Deckgebirge hindurch noch besonders erleichtert wurde.

Wenn demgegenüber Albrecht (1) sogar beim Stemmerbergsattel, in dessen oberflächlich aus Braunjura gebildetem Kern doch wohl erst in bedeutenderer Tiefe die Zechsteinsalze stecken, einen besonderen »Salzauftrieb« annimmt und durch diesen die steile Aufpressung dieses Sattels erklären möchte, so wird diese Annahme schon durch den Umstand widerlegt, daß doch der Stemmerberg dem normalen Gegenflügel der großen Deistermulde angehört und nur im Zusammenhang mit dieser, d. h. durch die gleichen tektonischen Kräfte wie

diese aufgewölbt sein kann. In scheinbarem Gegensatz zu dieser Auffassung von dem durch Kompression bewirkten Faltenbau des Gebirges steht das Auftreten von echten Sprüngen oder Dehnungsverwerfungen, wie sie z. B. der Deisterbergbau in größerer Anzahl im Wealden dieses Gebirgszuges aufgedeckt hat, worauf ich schon früher an anderer Stelle hingewiesen habe (5). Jedoch ist dabei entscheidend, daß gleichwohl der Gesamtbetrag der Dehnungen des Deisterflügels nicht imstande ist, die in der an sich geringen Aufrichtung der Kreideschichten — Einfallen 5—10° — zum Ausdruck kommende Kompression des Gebietes zu kompensieren; er ist vielmehr noch um 50% geringer als die durch die nur schwache Neigung bedingte Verkürzung der betreffenden Erdscholle. Dieser Fall lehrt also, daß für die Beurteilung des tektonischen Gesamtphänomens unseres Gebietes die auf Hebung und Faltungsdruck hinweisende Sattel- und Muldenbildung die ausschlaggebende Bedeutung besitzt, der gegenüber der Charakter der Schichtenverschiebungen nur eine untergeordnete Rolle spielt. Der Endeffekt dürfte eben doch eine Raumverengung des dislozierten Gebirges sein, und etwaige Dehnungsverwerfungen sind nicht ein Kriterium für eine allgemeine Zerrungstendenz der gesamten Gebirgsbildunng, sondern sie bilden nach unserer Auffassung gleichsam nur einen Ausgleich, eine Art Reaktion gegenüber der in der Auffaltung des Gebirges zum Ausdruck kommenden Kompression. Wie wir aus anderen Gebieten wissen, machen sich solche durch Zerrung hervorgerufenen Verwerfungen und Grabeneinbrüche naturgemäß besonders in den hoch aufgetriebenen Scheiteln der einzelnen Falten geltend, und so möchte ich z. B. auch die oben näher behandelte Auetalversenkung in der Achsenregion des Deistersattels als einen Zerrgraben in diesem Sinne, d. h. als eine Folgeerscheinung der Kompression des Gebietes ansehen.

Wenn wir die Lagerungsverhältnisse im einzelnen betrachten, so scheint die Faltungstendenz bei den meisten Dislokationsphasen die ausschlaggebende Rolle gespielt zu haben, wie das allein schon in den jeweiligen Diskordanzen und Abtragungen des Gebirges bei den einzelnen Phasen zum Ausdruck kommt, die ja notwendigerweise eine Aufwärtsbewegung der Schichten also doch wohl durch faltende Kräfte zur Voraussetzung haben. Eine Ausnahme hiervon könnte höchstens zunächst die jungtertiäre Phase machen. Während nach unserer Ansicht das horstartige Auftreten des Braunjurakerns am Stemmerbergsattel durch eine ältere Aufpressung bedingt ist, nicht aber durch stärkere Verwerfungen der Wealdenflügel, sind die im Fortstreichen bei Kolenfeld nachträglich erfolgten Verschiebungen, denen zufolge die sonst zu Tage ausstreichenden Buntsandstein- und Wealdenschichten dicht daneben in bedeutenderer Tiefe (150—200 m) unter marinem Oligocän lagern, anscheinend echte Verwerfungen, bezw. Grabenversenkungen, und dieser Charakter der jungtertiären Störungen spiegelt sich ja ganz allgemein in den Lagerungsformen des Tertiärs in Mitteldeutschland wider, das in zahlreichen Fällen an Grabenversenkungen gebunden ist. Es sind dies ohne Zweifel tektonische Erscheinungen, die auf eine stärkere Zerrung hinweisen, und zu der gleichen Erkenntnis führen die mit diesen jungtertiären Disloka-

tionen in ursächlichem Zusammenhang stehenden zahlreichen Basalteruptionen in Mitteldeutschland, die gleichfalls das Aufbrechen der vorhandenen alten Spalten durch zerrend wirkende Kräfte voraussetzen. Auf der anderen Seite aber läßt die bedeutende Höhenlage des miocänen und oligocänen Tertiärs, wie wir sie z. B. auf den Hochflächen des Sollings, Bramwaldes, Reinhardswaldes und der Rhön beobachten, auf recht beträchtliche Hebungen des Gesamtgebietes am Ende der Tertiärzeit schließen, und der genauere Zeitpunkt dieser Hebung läßt sich aus der durch sie veranlaßten bedeutenden pliocänen Talerosion folgern, die sich im gesamten Flußgebiet der Weser zwischen die altpliocänen Höhenschotter und das tief unten in den Tälern auftretende Oberpliocän mit Mastodon-Resten zeitlich einschaltet.

Die jungtertiären Schollenbewegungen, wie sie in unserem Gebiete am Stemmerbergsattel noch in stärkerem Ausmaße sich darbieten, sind also danach nicht als Auswirkungen vertikal in die Tiefe ziehender Kräfte zu betrachten, sondern sind letzten Endes doch wieder Folgeerscheinungen allgemeinerer und bedeutsamerer Hebungsvorgänge, die erst sekundär zu einer Lockerung und Zerrung des Gebirges und dann vielfach zu Verwerfungen und Grabeneinbrüchen führten.[1])

Was das gegenseitige Verhalten der hercynisch und rheinisch gerichteten Störungen anbetrifft, die, wie wir sahen, auch am Deister und in seiner Umgebung gemeinsam auftreten, so sind für dieses Problem vor allem maßgebend die Verhältnisse des östlichen Deisters und seines Vorlandes, da hier die einzelnen Faltungsphasen genauer nachweisbar sind und überdies gerade in diesem Gebiet eine stärkere Scharung hercynischer und rheinischer Dislokationen vorliegt, und wir erkennen bei Betrachtung der gesamten tektonischen Verhältnisse des Deistergeländes, daß jede der einzelnen Faltungsphasen sowohl hercynische wie rheinische Störungen im Gefolge gehabt haben kann. Eine grundsätzliche Altersverschiedenheit zwischen den beiden Arten von Dislokationen besteht danach jedenfalls nicht, und in diesem Sinne ist wohl auch das Ergebnis der mikrotechnischen Untersuchungen Ebert's (4) im östlichen Deister zu deuten, nach denen die Juraablagerungen gegenüber dem Wealden ein besonderes Kluftsystem

[1]) Während der Drucklegung dieses Aufsatzes erscheint eine neue Arbeit Stille's über »Die saxonischen Brüche« in den Abhandl. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt N. F. H. 95, in welcher dieser Autor die besonders an die rheinischen Störungen gebundenen Zerrsprünge näher behandelt und sie speziell bei den hessischen Gräben als Ausgleichserscheinungen des Faltungsvorganges betrachtet insofern, als das in geringer Tiefe befindliche stabilere Grundgebirge einen gewissen Widerstand der Faltung entgegensetzt und dadurch in dem leichter faltbaren Deckgebirge zumal in seiner unteren Region, der »Bannzone«, Dehnungsverwerfungen hervorruft. Abgesehen von der herzynischen Richtung der in unserem Gebiete auftretenden jungtertiären Störungen ist auch die Vorbedingung der Flachgründigkeit des stabileren Grundgebirges in unserem Falle vor allem in Rücksicht auf die erheblichere Mächtigkeit des nordhannoverschen Zechsteinsalzgebirges kaum mehr vorhanden, und außerdem weist der mit den jungtertiären Dislokationen in ursächlichem Zusammenhang stehende Vulkanismus Mitteldeutschlands darauf hin, daß in diesem Falle die zerrenden Kräfte auch tiefer im Grundgebirge selbst zur Auswirkung gekommen sind und daher speziell bei der jungtertiären Orogenese noch andere Ursachen — etwa im Sinne meiner obigen Ausführungen gehabt haben dürften.

nicht besitzen. Gegenüber der früheren Auffassung, daß die rheinischen Störungen die jüngeren seien, wäre nach den Verhältnissen in unserem Gebiet eher das Gegenteil richtig, insofern als gerade die ältesten gebirgsbildenden Bewegungen der frühportlandischen Phase zu vorherrschend rheinischen Dislokationen geführt haben, wie aus dem südnördlichem Verlauf des in seiner ursprünglichen Anlage als frühportlandisch erkannten Limberg-Sattel oder aus dem in gleichem Sinne gerichteten frühportlandischen Grabeneinbruch im Wolfstal am Eversberg hervorgeht. Ein vorzugsweise hercynischer Gebirgsbau war dagegen das Produkt der intercretacischen Auffaltung des Wealdengebirges. Aber gleichwohl erfolgte auch hierbei gelegentlich das Aufreißen, bez. Wiederaufreißen von Spalten rheinischer Richtung, wie z. B. am Ostende des Deisters und am Westhang des Süllberges, wo rheinische Brüche den Wealden vom Weißjura abschneiden oder am Nordwestende des Deisters, wo die im allgemeinen hercynisch gerichteten Störungen der Deisterachse bei Nenndorf in die rheinische Richtung umlenken und dabei den Schwefelwässern des Serpulits den Austritt ermöglichen.

Ganz besonders instruktiv für dieses Problem der gegenseitigen Altersbeziehungen der hercynischen und rheinischen Störungen sind dann noch die Lagerungsverhältnisse im Bereiche des Benther Salzhorstes, dessen außerordentlich kompliziertes Faltensystem durch Stier (14) und in der Grube Hansa-Silberberg neuerdings durch Krahmann (18) näher untersucht worden ist. Charakteristisch für die Salztektonik sind danach die Vergitterungserscheinungen, die dadurch hervorgerufen werden, daß zu der rheinischen Hauptfaltung, die das Salzgebirge in eine größere Anzahl steil aufgerichteter Spezialmulden und Spezialsättel gliedert, noch eine in hercynischem Sinne verlaufende Querfaltung tritt. Dieselbe bewirkt im Grubenfelde von »Deutschland« und im Südfelde von »Ronnenberg« eine Umlenkung der steil gefalteten Sättel und Mulden namentlich innerhalb der Jüngeren Salzfolge in die hercynische Richtung und tritt in noch ausgeprägterer Form im Felde von »Hansa-Silberberg« in Erscheinung, indem sie quer über den rheinisch streichenden Hauptsattel hinweg das Salz in einzelne hercynische Querfalten legt. Dabei gehen die verschiedenen Salzhorizonte der einzelnen Spezialmulden aus ihrer rheinischen Hauptrichtung gleichmäßig in die hercynische Querrichtung über, eine Erscheinung, die dafür spricht, daß die Faltung der hercynisch verlaufenden Spezialmulden tatsächlich eine Querfaltung ist, die gleichzeitig mit der Hauptfaltung erfolgt ist, daß zwischen beiden keine grundsätzliche Altersverschiedenheit besteht. Das schließt natürlich nicht aus, daß nachdem einmal beide Arten von Faltungen vorlagen, bei den verschiedenen nachfolgenden Phasen die eine vor der anderen Richtung bevorzugt wurde. Es schließt das weiter nicht aus, daß die, wenn auch gleichzeitigen Äußerungen der hercynischen und rheinischen Druckkräfte in ihrer Intensität je nach der Teufe wechseln. Wenn Stier hauptsächlich wohl auf Grund der Verhältnisse auf »Hansa-Silberberg«, wo das Ausmaß der einzelnen Mulden mit zunehmender Teufe sich verringert, annimmt, daß die hercynischen Faltungskräfte in

der Hauptsache in den oberen Teufen zur Auswirkung kamen, der Schwerpunkt der rheinischen dagegen in größerer Teufe läge. so mag das örtlich wohl zutreffen, ohne daß man aber berechtigt wäre, daraus selbst im Rahmen des Benther Horstes allgemeinere Schlüsse zu ziehen, denn schon im Felde Ronnenberg und Deutschland lassen sich die Lagerungsverhältnisse nicht mehr in diesem Sinne deuten.

Über epirogenetische Bewegungen

Im Gegensatz zu den oben behandelten kurzfristigen orogenetischen Krustenbewegungen, die in den verschiedenen Phasen der mesozoisch-känozoischen Zeit den Gebirgsbau in seiner heutigen Form geschaffen haben, stehen die säkularen oder epirogenetischen Bewegungen, die über längere Zeiträume sich erstrecken und bei nur schwacher Intensität im allgemeinen größere Erdräume umfassen. Zum Ausdruck kommen diese epirogenetischen Bewegungen weniger in dem Gebirgsbau selbst, der im wesentlichen unberührt von ihnen bleibt, als in den Sedimentationsverhältnissen der einzelnen Formationen insofern, als ihre Beschaffenheit und Mächtigkeit dafür sprechen, daß ihre Bildungsräume bei der Aufnahme der Sedimente sich in einer ständigen, und zwar meist abwärts gerichteten Bewegung befunden haben müssen.

Was zunächst die Juraschichten anlangt, so stellen dieselben ohne Zweifel durchweg nur typische Flachmeerablagerungen dar. Sind in diesem Sinne schon die tonigen Sedimente zu deuten, die in einer Mächtigkeit von vielen Hunderten von Metern fast ausschließlich den Unteren und Mittleren Jura zusammensetzen, so gilt dies erst recht von den vorherrschend kalkig-mergeligen Schichten des Oberen oder Weißen Jura, die wiederholt durch strandnahe Bildungen und Strandkonchylien sich auszeichnen. Es sei nur an den stärkeren Sandgehalt der Heersumer Schichten und an die Sandsteine des Unteren Kimmeridge, an die Glaukonitführung gewisser Kimmeridgeschichten und die Trümmerkalkstruktur des Korallenooliths oder in faunistischer Hinsicht an die Korallenbänke des letzteren, sowie an die in den meisten Weißjurastufen stark hervortretenden Austern und andere dickschalige Muscheln, z. B. die für Mittleren Kimmeridge bezeichnende *Trichites Saussuri* Desh., erinnert. Am Ende der Juraperiode, etwa mit Beginn der Eimbeckhäuser Plattenkalke macht sich die Verflachung des Meeres besonders stark geltend, wie es z. B. in dem Brackwassercharakter gewisser Fossilien der höheren Weißjurastufen oder in der wiederholten Gips- und Salzausscheidung innerhalb der Münder Mergel und des Serpulits zum Ausdruck kommt, um dann schließlich zu einer vollständigen Aussüßung des Meeres während des — am Deister freilich nicht zur Ausbildung gelangten — Purbecks und des nachfolgenden Wealdens zu führen. Allerdings scheint diese zunehmende Verflachung des Meeres nicht kontinuierlich vor sich gegangen, sondern durch eine kurze rückläufige Phase erneuter Meerestransgression zur Zeit des durch ein mehr marines Gepräge seiner Fauna ausgezeichneten Serpulits unterbrochen zu sein, und dieser vorübergehende Vorstoß des Serpulitmeeres drückt

sich denn auch in der vielfach übergreifenden Lagerung des Serpulits über ältere Juraschichten aus, soweit diese durch die dem Serpulit unmittelbar vorausgehende Orogenese gehoben und dadurch in den Bereich der Denudation gebracht worden waren. Hinsichtlich des Wealden weisen die vorzugsweise aus Landreptilien, Cyrenen, Melanien und Cyprideen zusammengesetzte Fauna und die aus Landpflanzen bestehende Flora darauf hin, daß es sich bei den Tonen, Sandsteinen und Kohlen dieser Abteilung um festländische, mit Brackwasserlagunen verbundene Deltaablagerungen handelt, die aber zeitweilig von ausgedehnten moorigen Sumpfbecken abgelöst wurden, die mit ihrer üppigen Vegetation Veranlassung zur Bildung von Kohlen gaben. Erst mit Beginn des Neocoms, und zwar im Anschluß an die Nachphase der kimmerischen Gebirgsbildung trat infolge stärkerer Senkung des zuletzt festländischen Gebietes eine neue Meeresüberflutung ein, wobei die neuen marinen Sedimente sich über die durch die voraufgehenden orogenetischen Vorgänge z. T. stärker gehobenen und abgetragenen Wealden- und Juraschichten diskordant hinweglegten.

Wenn wir nun innerhalb dieses teils der Flachsee teils der Küstenregion angehörenden Sedimentationsraumes eine Schichtenmächtigkeit allein des Jura und Wealden von über 1000 m vorfinden, so ist dies nur dadurch erklärlich, daß dieser sich in einem ständigen Niedersinken befunden haben muß, mit dem seine teils marine teils litorale teils kontinentale Auffüllung Hand in Hand ging, daß mit anderen Worten das Sedimentationsbecken unter der anhaltenden Einwirkung »epirogenetischer« Vorgänge stand.

Von weiterer Bedeutung ist, daß diese meist abwärts gerichteten Bewegungen sich sehr ungleichmäßig vollzogen haben müssen. Es geht dies aus der faziellen Veränderlichkeit, sowie den starken Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen Formationsstufen hervor. Vergleichen wir nämlich die Zusammensetzung der Schichten des Oberen Weißjura und Wealden in den einzelnen Teilen des Deisters miteinander, so erkennen wir, daß in ostwestlicher Richtung bei den einen die Tendenz der Mächtigkeitszunahme, bei den anderen die Tendenz der Vertonung der Gesteine vorwaltet. So erreichen die bei Völksen und am Samkeweg im östlichen Deister ca. 5 m mächtigen Gigas-Schichten nur wenige Kilometer weiter westlich in der Umgebung von Forsthaus Hämischhausen und Eimbeckhausen einen Umfang von 20 und schließlich 50 m, und die im Osten nur ca. 15 m mächtigen Münder Mergel schwellen im Verlaufe des Deisters immer mehr an, um schließlich in dem Sooldorfer Bohrloch westlich Rodenberg — allerdings unter Einschluß von Salz und Gips — eine Mächtigkeit von über 350 m zu erlangen; ebenso wächst der am Hauptrücken des Deisters im Osten durchschnittlich nur 20 m mächtige Korallenoolith unweit davon am Eversberg, dem südlichen Ausläufer desselben, auf ca. 50 m an und behält diese Mächtigkeit auch am Süntel bei. Am auffallendsten aber ist das Verhalten der Eimbeckhäuser Plattenkalke, die im östlichen Deister bei ihrer schwachen Entwicklung von 2—7 m nirgends besonders hervortreten,

nur einige Kilometer weiter jedoch in der Umgebung von Eimbeckhausen plötzlich einen Umfang von schätzungsweise 100 m erreichen und in Gestalt ihrer charakteristischen dunklen, splittrigen Kalkplatten zwischen Süntel und Deister in viele Kilometer breiter Ausdehnung auftreten, die allerdings durch die oben erwähnten streichenden Störungen der Auetalversenkung mitbedingt ist.

Beim Serpulit und bei den verschiedenen Wealdenstufen verhalten sich zwar die Mächtigkeiten ziemlich konstant, dafür sind es aber in diesem Falle die Faziesverhältnisse, die sich auffallend rasch und stark ändern. Während der Serpulit im östlichen Ausläufer des Deisters vorherrschend aus dickbankigen Kalken und Kalksandsteinen besteht, die zumal im verwitterten Zustande dem Wealdensandstein außerordentlich ähneln, nehmen die die einzelnen Bänke trennenden tonigen Schichten westwärts erheblich zu, so daß sie bereits im mittleren Deister, sowohl im Süden bei ihrem Ausbiß, wie im Norden nach einem Bohraufschluß südwestlich Wenningsen und nach den Grubenaufschlüssen des Barsinghäuser Tiefbaues, in vorwiegendem Maße die Stufe zusammensetzen und nur untergeordnet einige Kalkbänke führen, während die Kalksandsteine überhaupt gänzlich verschwunden sind.

Der gleiche Fazieswechsel beherrscht den Wealden. Im Osten im Bereiche seiner unteren und mittleren Stufe als fast einheitliche Sandsteinfazies mit einzelnen Kohlenflözen entwickelt, die die sonst übliche Trennung in Untere Wealdenschiefer und Wealdensandstein nicht zuläßt, macht sich nach Westen in fortschreitendem Maße eine Vertonung des gesamten Schichtenkomplexes und Hand in Hand damit eine Abnahme der Flözführung geltend, d. h. die Flöze, die im östlichen Deister nach Credner (2) früher zeitweilig in einer Anzahl von 15 aufgeschlossen gewesen sind, reduzieren sich nach Westen zu auf 6, von denen nur eins, und zwar das Hauptflöz an der Basis des Wealdensandsteins bauwürdig ist; weiter gehen aus dem fast reinen Sandsteinkomplex zu unterst allmählich die »Unteren Wealdenschiefer« hervor, die in der Westhälfte des Deisters nur noch einige wenige Sandsteinschichten enthalten, und der ca. 150 m mächtige Wealdensandstein selbst wird mehr und mehr zu einer Wechselfolge von Sandsteinen und Schiefertonen, die am Nordende des Deisters im Bantorfer Schacht beide etwa in gleichem Maße entwickelt sind, während an dem nur 2 km entfernten Gahlenberg, dem Vorberge des Deisters, bei Nenndorf dann plötzlich die eigentliche Sandsteinfazies nur noch auf eine 8—12 m mächtige Zone unmittelbar über dem Hauptflöz beschränkt ist und im übrigen der gesamte Wealden, abgesehen von vereinzelten Sandsteinzwischenlagen, von einer Tonfacies beherrscht wird. Diese zuletzt gekennzeichnete Entwicklung scheint dann nach Westen zu im Gebiet der Bückeberge ziemlich konstant zu bleiben, so daß der 8—12 m mächtige Sandsteinpacken im Verein mit dem liegenden Hauptflöz nunmehr auf weitere Erstreckung einen horizontbeständigen Schichtenkomplex bildet, der mit seinem überall durchgehenden Hauptflöz eine stratigraphische Grenze zwischen Unterem Wealdenschiefer und Wealdensandstein bedingt, während die über dem Sandstein liegenden Oberen Wealden-

schiefer nach diesen Ausführungen nur eine Facies darstellen und sich am Deister und andererseits an den Bückebergen gegenseitig nicht entsprechen.

Alle diese im Oberen Weißjura und Wealden des Deisters in der Richtung von Ost nach West sich bemerkbar machenden Erscheinungen, also einmal die so plötzliche und auffallende Mächtigkeitszunahme gewisser Stufen, ferner bei anderen Stufen ihre westwärts zunehmende Vertonung weisen darauf hin, daß das jeweilige Ablagerungsbecken immer nach Westen zu sich vertieft hat oder, anders ausgedrückt, daß die abwärts gerichteten epirogenetischen Bodenbewegungen, die Hand in Hand mit der sedimentären Auffüllung den Bildungsraum immer von neuem wieder schufen, immer wieder das Bestreben hatten, nach Westen zu sich zu verstärken. Dadurch entstand im Osten, am Ostende des Deisters, eine Untiefe oder Schwelle, die in ihrem Bereiche nur eine beschränkte Sedimentation zuließ, im Gegensatz zu den mächtigeren Ablagerungen westlich und östlich der Schwelle — denn auch im Osten in der Hilsmulde und Gronauer Kreidemulde sind die Portlandschichten wieder mächtiger vertreten, und auch der Wealden am Hils weist mit seiner vorherrschend tonigen Fazies auf Ablagerung in einem tieferen Wasser hin. Diese Untiefe oder Barre, die sich auch weiter im Norden in der gleichfalls sehr geringmächtigen Entwicklung des Portland am Benther Sattel wieder kundgibt, ist aber augenscheinlich die bei Beginn des Portlands erstmalig orogenetisch angelegte Limberg-Achse, bezw. ihre nördliche Fortsetzung, die Benther-Achse. Wir dürfen danach annehmen, daß diese Achse auch durch die epirogenetischen Zeiten hindurch während des Oberen Weißjura und Wealden dadurch, daß die epirogenetischen Senkungen sie nur in geringerem Grade beeinflußten, ihre tektonische Sonderstellung beibehielt. Ja, wenn man die bedeutenderen Mächtigkeiten des Korallenooliths und Unteren Kimmeridges am Hils und in der Hildesheimer Gegend von 50—60 m, bezw. 40—60 m berücksichtigt und in Vergleich stellt mit der geringen Mächtigkeit dieser Stufen am Ostende des Deisters von 20 m, bezw. 4—5 m und von 10—15 m, bezw. 9—10 m am Benther Sattel — die höheren Kimmeridgeschichten fallen hierbei wegen der Möglichkeit der durch die vorportlandische orogenetische Phase bedingten Abtragung außer Betracht —, so erhält man den Eindruck, daß die verschieden starken epirogenetischen Bewegungen sich in gleichem Sinne vielleicht auch schon im Anfang der Weißjurazeit geäußert haben und der erstmalig bei der vorportlandischen Phase orogenetisch entstandene Limbergsattel und Benthersattel vielleicht schon durch diese älteren epirogenetischen Vorgänge ihre erste schwache und bruchlose Anlage erhalten haben mögen.

Wichtigste Literatur

1. Th. Albrecht, Die »Steinhuder Meer-Linie« und ihre Umgebung. 9. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. 1916, S. 1 ff.
2. H. Credner, Die Gliederung der Oberen Juraformation und der Wealdenbildungen im nordwestlichen Deutschland. Prag 1863.
3. F. Dahlgrün, Tektonische Vorgänge im mittleren Leinegebiet. Dies. Jahrb. f. 1921, S. 723 ff.
4. A. Ebert, Beiträge zur analytischen Tektonik. Mit einem Beispiel aus dem östlichen Deister. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1923, S. 46 ff.
5. O. Grupe, Über das Altersverhältnis der hercynischen und rheinischen Dislokationen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. S. 1 ff.
6. —, Zur Kenntnis des einheimischen und nordischen Diluviums in der weiteren Umgebung von Hannover. Dies. Jahrb. f. 1925, S. 181 ff.
7. — u. A. Ebert, Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft vor und nach der Hauptversammlung in Münster i. W. Der südöstliche Deister. Schriften zur Förderung der Westfäl. Wilhelms-Universität zu Münster, Heft 7, 1925.
8. R. Krahmann, Lagerstättenkundliche Kartierung des Benther Salzgebirges innerhalb der Gerechtsame von Hansa-Silberberg. Inaug.-Diss. 1922. Archiv der Technischen Hochschule Charlottenburg.
9. W. Oertel, Die geologischen Verhältnisse des Deister- und Süntelgebietes in der Gegend von Lauenau. 5. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. 1912, S. 84 ff.
10. Fr. Schöndorf, Der geologische Bau der Gehrdener Berge bei Hannover. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. 1913, S. 70 ff.
11. —, Über positive Strandverschiebungen im Oberen Jura des südöstlichen Deisters. Centralbl. f. Min. 1913, S. 438 ff.
12. —, Die Schichtenfolge des Oberen Jura am Samkeweg bei Springe. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. 1914, S. 107 ff.
13. —, Die Weißjura-Aufschlüsse von Völksen am Deister. Ebenda 1914, S. 125 ff.
14. K. Stier, Strukturbild des Benther Salzgebirges. Ebenda 1915, S. 1 ff.
15. H. Stille, Über Strandverschiebungen im Hannoverschen Oberen Jura. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. 1905, S. 515 ff.
16. —, Das tektonische Bild des Benther Sattels. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. 1914, S. 269 ff.
17. —, Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Gebr. Borntraeger, Berlin 1925.
18. C. Struckmann, Die Grenzschichten zwischen Hilston und Wealden bei Barsinghausen a. Deister. Dies. Jahrb. f. 1889, S. 55 ff.
19. W. Wunstorf, Transgressionen im Oberen Jura am östlichen Deister. Dies. Jahrb. f. 1902, S. 272 ff.

Die paläogeographischen Verhältnisse der Unterkreide im Bildungsraume des Erzlagers von Salzgitter

Von Herrn **Fritz Dahlgrün** in Berlin

Hierzu Tafel 9 und 10 und 3 Abbildungen

Inhalt

Seite

I. Die Transgression der Unterkreide 383
II. Die kimmerische Tektonik 387
III. Die Entstehung des Erzes 400
IV. Die Verbreitung des bauwürdigen Erzes und seine Vorräte 405
Zusammenfassung der Ergebnisse 415
Literaturverzeichnis 416

Die rege Bohr- und Schurftätigkeit, die gleich nach dem Kriege in dem Gebiete des Erzlagers von Salzgitter einsetzte, hat Veranlassung zu mehreren geologischen und lagerstättenkundlichen Abhandlungen gegeben. Manche von ihnen beschäftigen sich allein mit der petrographischen Beschaffenheit des Erzes und den physikalisch-chemischen Verhältnissen, die zu seiner Entstehung führten, während bei anderen die mehr geologischen Fragen der faciellen Ausbildung und der paläogeographischen Verhältnisse vorherrschen. Die Lösung des einen Fragenkomplexes ohne Beantwortung des anderen führt zu keinen befriedigenden Ergebnissen über die Entstehung des Erzes. Sehr bedeutsam ist dabei die Frage der Herkunft der großen Erzmassen, die im nordwestlichen Harzvorlande an der Basis der Unterkreide zur Ablagerung kamen. Gibt doch die Beantwortung dieser Frage wertvolle Hinweise für die weitere bergmännische Erschließung des Erzkörpers. Im folgenden soll versucht werden, das geographische und tektonische Bild der Unterkreide zu entwickeln, soweit diese Verhältnisse für die Entstehung des Erzlagers von Salzgitter von Bedeutung sind.

I. Die Transgression der Unterkreide

Die Rekonstruktion der Paläogeographie der Unterkreide und ihrer einzelnen Transgressionsphasen im Harzvorlande ist nur möglich durch Gegenüberstellung zahlreicher Einzelprofile unter Beobachtung aller

facieller Änderungen, besonders der Mächtigkeitsschwankungen des Erzkörpers. Auf Grund dieser Feststellungen lassen sich dann mehrere Faciesgebiete voneinander abgrenzen und die Bezirke mit bauwürdigem Erzlager von denen mit unbauwürdigem oder keinem Erz trennen. Es würde eine unnütze Wiederholung sein, alle Einzelheiten anzuführen, die in einer umfangreichen Literatur niedergelegt sind[1]). Danach lassen sich 4 Faciesarten unterscheiden:

1. Die reine Erzfacies mit konglomeratischem oder oolithischem bauwürdigem Erz.
2. Eine mergelig-kalkige, teilweise tonige Facies, in der die Erzführung im allgemeinen nicht bauwürdig ist und erst etwas über der Basis auftritt.
3. Eine tonige bis mergelig-kalkige Facies mit keinen oder seltenen Erzgeröllen.
4. Eine Facies der glaukonitischen Grünsande, in denen gelegentlich wenig mächtige Erzlagen vorkommen.

Auf Grund der Verarbeitung und Zusammenstellung aller Einzelangaben wurde die paläogeographische Karte auf Tafel 9 entworfen. Für die Bezeichnung der tektonischen Elemente wurde Stille's Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung (14) zugrunde gelegt. Eine zeitliche Differenz besteht nur teilweise zwischen den verschiedenen Ausbildungsarten. Größtenteils sind es gleichaltrige Bildungen, deren Entwicklung aus der Jurazeit heraus nun im einzelnen verfolgt werden soll.

Die Zeiten der ruhigen Sedimentation während der Trias und des Juras in Mitteldeutschland werden um die Wende Jura-Kreide durch gebirgsbildende Vorgänge unterbrochen. Es handelt sich um die kimmerische Gebirgsbildung, die erste große Phase der saxonischen Faltung des nord- und mitteldeutschen Bodens. Durch sie wurden mit dem Ausgange der Jurazeit weite Gebiete Mitteldeutschlands Land, und die Schichten zu Sätteln und Mulden unter Bruchbildung zusammengeschoben. Weit nach Norden wird das Meer zurückgedrängt. Die Abtragungsprodukte des Südkontinentes werden durch die Flüsse nordwärts verfrachtet und in dem Wealdenbecken zur Ablagerung gebracht. Es sind dies die Wealdensandsteine und -tone mit ihren Kohlenflözen. Die Verbreitung des Wealden ist für die Erzführung der Unterkreide sehr wichtig. Südlich Braunschweig ist kein Wealden mehr bekannt. Erst weiter westlich bei Hoheneggelsen dringt er nach Süden vor, springt dann jedoch bald nach Norden bis in die Gegend von Sehnde zurück und beschreibt einen großen, nach Südosten offenen Bogen um die Hildesheimer Gegend nach Elze zu. Die Grenze verläuft hier parallel der Leine bis zur Südendigung der Hilsmulde. Im Westen folgt sie alsdann der damals schon vorhandenen Aufragung der Elfas-Achse, so daß eine lange schmale Bucht zustande kommt. Das Auf-

[1]) Die ältere Literatur ist in der Arbeit Becks (1) so gut wie vollständig angeführt, sodaß hier nur darauf verwiesen wird. Die neuere Literatur ist am Schlusse der vorliegenden Arbeit zusammengestellt.

fällige an dem Verlauf dieser Grenze ist folgendes: Von dem südlichen Festlande, dem auch das Gebiet des heutigen Harzes angehörte, springt eine breite Halbinsel in der Richtung Hildesheim-Hannover vor. Diese Halbinsel fällt augenscheinlich in die Verlängerung des heutigen Harzes und wird im Nordosten von einer breiten Bucht, im Südwesten von einem schmalen Arm des Wealdenmeeres begrenzt. Das Gerippe des Vorsprungs bilden mehrere saxonische Sattelaufwölbungen, von denen der Lutterer Sattel, Rhüdener Sattel, Hildesheimer Wald- und Sarstedt-Sehnder Sattel erwähnt seien. Auch BECK (1) und KAUENHOWEN (6) weisen schon auf diese Verhältnisse hin. Auf dem Festlande und besonders auf der Halbinsel wurden während der Wealdenzeit die kurz vorher aus dem Meere gehobenen Juraschichten und auch ältere Ablagerungen denudiert.

Nach dem Wealden setzen noch einmal orogene Bewegungen ein, die Hilsphase (2), mit denen die kimmerische Gebirgsbildung zum Abschluß kommt. Darauf schreitet die Transgression der Unterkreide verstärkt fort, und das offene Meer der Valendis-Stufe dringt über die Ablagerungen des Wealdens nach Süden vor. Besonders kräftig ist der Vorstoß aus der breiten Wealdenbucht um Peine in der Richtung auf Salzgitter und Hornburg (vergl. Taf. 9). Die Bucht wird nach Süden bedeutend erweitert. Im Osten findet dieser Vorstoß ungefähr vor der Stirn der Sattelachsen des Dorm, Elm, der Asse und des Huys sein Ende. Aus dem Bereich dieser Gebiete sind uns zahlreiche Fossilien des Valendis bekannt, so z. B. von der Grenzlerburg bei Salzgitter als südlichstem Punkt. Auch ein Teil der Asse von Wolfenbüttel bis Groß-Vahlberg muß nach dem Vorkommen der bezeichnenden Polyptychiten als überflutet angesehen werden, während im Osten von Braunschweig Schandelah noch vom Meere freiblieb, denn dort finden sich in den Basalschichten nur Fossilien des jüngeren Hauterive. An der Hildesheimer Halbinsel macht die Transgression keine großen Fortschritte. Östlich Hildesheim tritt erst das Hauterive transgredierend auf. Die Mulde der Sackberge wird hingegen durch Verbreiterung der Wealdenbucht fast ganz überflutet (Vorkommen von Polyptychiten am Südende der Mulde), aber im Westen der Leine wurde in der Hilsmulde die Bucht nicht wesentlich vergrößert.

An der Basis der vorgreifenden Kreide kommt es zur Bildung eines sog. Transgressionskonglomerates. Seine Komponenten bestehen aus triadischen Geröllen der Nachbarschaft und dann besonders aus Brauneisen- und Phosphoritgeröllen des Juras, die teils von weiterher transportiert wurden, teils aus der Nachbarschaft der Ablagerungsstelle herrühren. Je nachdem die Art des Untergrundes und die Küste mit ihren Strömungs- und Brandungserscheinungen Veranlassung zum Absatze der eisenreichen Konglomeratschichten bot, geht dieser vor sich oder unterbleibt. So sehen wir in der Umrandung der Mulde der Sackberge das Neocom im allgemeinen in rein toniger Ausbildung ohne Basalkonglomerat, welches hier nur ganz lokal in geringer Mäch-

tigkeit auftritt. Anders hingegen bei Salzgitter, wo es zu einer beträchtlichen Anreicherung der Brauneisengerölle in den Konglomeraten kommt, die zur Entstehung bauwürdiger Eisenerzlager führt, zumal wenn noch eine reichliche Bildung von Eisenoolithen hinzukommt. Andererseits führen die großen Flächen an der Asse und östlich Braunschweig, sowie die Gegend von Hildesheim, ferner die Sackmulde und die Hilsmulde (bis auf die Gegend von Delligsen) keine bauwürdigen Erzlager. Hier treten tonige bis mergelig-kalkige Sedimente auf, die nur vereinzelt Brauneisengerölle und geringe Oolithbildungen enthalten. Regional betrachtet ist also der Salzgitterer Erzhorizont im engeren Sinne trotz seiner flächenhaften Verbreitung am Salzgitterer Höhenzuge eine lokale Bildung, bei deren Entstehung besondere Verhältnisse mitgespielt haben müssen, wie später noch ausgeführt werden wird.

Im Hauterive macht die Transgression die größten Fortschritte. Das Meer dringt besonders nach Osten über den Stirnrand der hercynischen Sättel vor und überflutet die Gebiete südöstlich von Braunschweig und bricht in dem östlichen Teil der subhercynen Kreidemulde ein. So wird die Gegend von Goslar und Harzburg vom Meere erreicht und weiter im Osten Quedlinburg. Die Küste muß ungefähr parallel zum heutigen Harzrande verlaufen sein, denn von Derenburg bis östlich über Quedlinburg hinaus findet auf ungefähr 35 km Erstreckung eine Verzahnung der marinen und der terrestren Entwicklung des Hauterive statt (Sandsteine mit Landpflanzen am Quedlinburger Sattel). In der Salzgitterer Gegend schreitet die Transgression an der Ostküste der Hildesheimer Halbinsel nur langsam vorwärts. Der nordwestliche Zipfel der Halbinsel wird hingegen von Sarstedt bis über Hildesheim hinaus vom Meere erobert. Ebenso wird auch die Bucht der heutigen Hils- und Sackmulde beträchtlich auf Kosten der Halbinsel und des südöstlichen Festlandes ausgedehnt. Am Ende der Neocomzeit ist aber dennoch die Halbinsel als solche erkennbar und umfaßt das heutige Triasgebiet von Bockenem. Der Südkontinent endet in einer Küstenlinie, die ungefähr parallel zum Harzrande verläuft und östlich Quedlinburg nach Norden umbiegt. Nur bei Harzburg greift das Meer des Hauterive offensichtlich in das Gebiet des heutigen Harzkernes ein. Wie im Valendis kommt es auch jetzt wieder zur Bildung von Basaltkonglomeraten, die örtlich als Eisenerz bauwürdig sind. Im übrigen ist aber auch diese Stufe vorwiegend tonig bis mergelig-kalkig ausgebildet. Eine Ausnahme macht nur das östliche Gebiet um Quedlinburg, wo die sandige Facies herrscht, in der nur gelegentlich konglomeratische Lagen mit Brauneisengeröllen auftreten.

Für die Stufen des Barrême und Apt läßt sich kein wesentlicher Fortschritt der Transgression feststellen. Es scheint im Gegenteil nach den Untersuchungen von Beck im Barrême ein leichter Rückzug des Meeres eingetreten zu sein. Ein bedeutenderes Vorgreifen ist erst wieder in der mit der Alb-Stufe beginnenden Gaultzeit festzustellen. In ihr wird die sandige Ausbildung der Ablage-

rungen zu der herrschenden im Harzvorlande. Das ist der Hilssandstein, der am Lutterer Sattel und weiter bis nördlich von Baddeckenstedt über den triadischen und jurassischen Schichten der Hildesheimer Halbinsel transgrediert und ebenso am Nordrande des Harzes bis nach Goslar. Nach Norden zu hören die Sandsteine allmählich auf und werden abgelöst durch die rein tonigen Gaultsedimente. Die Grenze zwischen den beiden Faciesgebieten liegt ungefähr auf der Breite von Börssum.

Sehr schwer ist es, die untere Grenze des Hilssandsteines zeitlich zu erfassen. Fest steht auf alle Fälle, daß er auf Grund der mehrfachen Funde von *Acanthoceras Milleti* in seiner Hauptmasse der Alb-Stufe angehört. Am Lutterer Sattel findet sich des öfteren an seiner Basis ein Geröllhorizont, der dem typischen Erzlager gleicht. SCHROEDER wies aber schon darauf hin, daß es sehr zweifelhaft ist, ob hier ein Äquivalent seines »Neocom«- oder »Gaultkonglomerates« vorliegt. In der Quedlinburger Gegend wechsellagert der Sandstein bekanntlich mit Schichten, die Versteinerungen des Hauterive und Barrême führen. Es stellt dort also einen Sandsaum an der Küste des Neocommeeres dar. Im Nordwesten des Harzes ist indessen das Vorhandensein einer solchen Zone in größerem Umfange nicht festzustellen, es sei denn, daß eben die tiefsten Lagen des Hilssandsteines wenigstens teilweise ihm entsprechen. Wesentlich wird indessen der Verlauf der Küste am Ende des Hauterive kaum von der auf der Karte angenommenen abweichen, wo der Hilssandstein, abgesehen von dem Sandstein der Quedlinburger Gegend, als dem Alb angehörend betrachtet ist. Nur mit einem schmalen Streifen sind auf Tafel 9 die Küstenlinien des Valendis und Hauterive z. T. in die sandige Facies hinein verlegt. Geringfügige Schwankungen der Küstenlinie, die Verlandungen und Überflutungen kleinen Ausmaßes mit sich brachten, sind durch die Feststellungen örtlicher Diskontinuitäten unter dem Hilssandstein von WEIGELT beobachtet worden.

II. Die kimmerische Tektonik

Die weite Verbreitung der saxonischen Faltung in Nordwestdeutschland hat STILLE zuerst erkannt. Er legte besonderen Wert auf die Tatsache, daß die erste Phase dieser Gebirgsbildung, die kimmerische, schon präcretacisch wesentliche Züge der heutigen Tektonik schuf. Seitdem hat in der Literatur ein reger Gedankenaustausch darüber stattgefunden, welchen Wesens diese Gebirgsbildung sei, ob eine Folge von tangentialem Druck oder Zerrung, ob eine Oberflächenvergrößerung oder -verkleinerung durch sie erzielt worden sei. Kompliziert wird der ganze Fragenkomplex durch das Problem des Salzaufstieges. Steigt das Salz nur unter orogenem Druck zu orogenen Zeiten oder steigt es, auf diese Weise einmal angeregt, selbständig weiter und schafft gar selbst eine Tektonik? Für die Lösung aller dieser Fragen gibt uns das nördliche Harzvorland zahlreiche Anhaltspunkte.

Die kimmerische Tektonik kommt durch die Überlagerung der verschiedenen älteren Schichten und Verwerfungen durch die Unterkreide zum Ausdruck, worauf Schroeder (11) als erster für unser Gebiet hinwies und dabei gleichzeitig auf eine Querfaltung in variscischem Sinne aufmerksam machte. Kürzlich befaßte sich Weigelt (17—20) des näheren mit diesem Thema. Er kommt durch die Auswertung einiger weniger Bohrungen und Tagesaufschlüsse zu der Vorstellung, daß die präcretacische Tektonik vor allem der variscischen, also NO-Richtung folgte, während die hercynische erst durch orogene Bewegungen in der Oberen Kreide zu der herrschenden geworden sei. Meine Untersuchungen führen mich in wesentlichen Punkten zu anderen Ergebnissen.

Weigelt geht davon aus, daß der heutige Harz in keiner Weise durch die kimmerische Faltung[1]) angelegt war, und daß sein heutiger Nordrand ebenfalls keine Rolle bei dieser Gebirgsbildung spielen konnte. Die ausgeprägte hercynische Streichrichtung der subhercynen Kreidemulde, des Flechtinger Höhenzuges, der Asse, des Fallsteins, des Harzrandes usw. soll erst in jüngerer Zeit, in der Oberkreide, angelegt sein. Zum Beweise führt Weigelt die verschiedenartige Geröllführung in den Kreideschichten am Harzrande an. Wie bekannt treten die ersten Gerölle paläozoischer Herkunft im Senon auf. Sie finden sich von Stapelburg bei Harzburg bis zum Fohlenstall bei Thale, also in einer Breite von rund 30 km. Weiter im Westen fehlen sie. Hier finden sich vielmehr in den konglomeratischen Lagen des Oberemscher Gerölle jurassischer und cretacischer Herkunft bis zum Lias hinunter. Weigelt vergißt offenbar, daß zwischen Thale und Blankenburg bei Timmenrode ähnliche Konglomerate des Oberemscher auftreten, die Gerölle bis zum Muschelkalk hinab enthalten. Schroeder schließt mit Recht aus diesen Verhältnissen, daß vor dem Oberemscher eine erste Heraushebung des Harzgebietes stattfand, die nach der Art der Geröllführung im Osten stärker gewesen sein muß als im Westen. Über diesen naheliegenden Schluß geht Weigelt hinaus, indem er gleichzeitig das Liegende der Unterkreide mit in den Kreis der Betrachtungen einschließt. Auf dem Südflügel des Fallstein-Sattels, des Huys und des Quedlinburger Sattels wird das Liegende der Unterkreide zu $^3/_4$ vom Keuper gebildet, zu $^1/_4$ nur vom Lias. Auf dem Nordflügel sind die Verhältnisse umgekehrt. Die präcretacische Keuper-Lias-Grenze soll demnach diagonal über den Quedlinburger Sattel nach Nordwesten gezogen und über den südlichen Teil von Huy und Fallstein verlaufen sein. So ergibt sich ein großer Keupersattel, der mit etwa 30 km Breite über den heutigen Harzrumpf hinwegzog. Er wird als »Ilsenburg-Osterwiecker Keupersattel« bezeichnet.

[1]) Weigelt unterscheidet in seinen Arbeiten (z. B. 20. S. 79) immer scharf die kimmerische Faltung von der saxonischen. Dieses ist aber unzulässig, da der Autor dieser Begriffe die saxonische Faltung als Oberbegriff aufgestellt hat. Die kimmerische Faltung ist nur die erste Phase der saxonischen Gebirgsbildung. Man kann also die kimmerische Faltung nicht schlechthin von der saxonischen trennen, sondern nur von den »jüngeren« saxonischen Bewegungsvorgängen.

Anders hingegen nordwestlich von Ilsenburg. Hier weißt WEIGELT unter Anlehnung an die Auffassungen SCHROEDER's auf die muldenartige Stellung der jüngeren Juraschichten im Liegenden der Unterkreide hin. Er nennt dieses die »große Goslar-Oker-Harzburger Weißjuramulde« die der Westflanke des Ilsenburg-Osterwiecker Keupersattels entlang zieht. Heute soll die Mulde infolge der Aufrichtung senkrecht zur Längsachse auf der Karte im Querprofil erscheinen. Nach Süden hin soll sich die Mulde über das Gebiet des heutigen Harzrumpfes ausgedehnt haben. Gleich nördlich des Harzrandes geht sie aber bald zu Ende, zum mindesten erleidet sie eine Unterbrechung in der Gegend von Jerstedt, Redelem, Dörnten, Ostharingen, Othfresen, Heissum, wie das durch Bohrungen erwiesene Auftreten älterer Gesteine unter der Unterkreide erweißt. Dadurch wird der Lias der Ostflanke des Lutterer Sattels isoliert von der großen Juramulde von Riechenberg, Hahndorf, Grauhof, Immenrode, Goslar, Oker, Harzburg.

Im Südosten der Dörntener Triasaufsattelung soll der Lias als normale Flanke der großen Goslar-Oker-Harzburger Weißjura-Mulde folgen, während am Harliberge im Liegenden der Unterkreide Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper auftreten. Bedeutende tektonische Ereignisse präneocomen Alters sind also unzweifelhaft. Die alte Vienenburger Achse präneocomer Zeit verlief aber quer zum heutigen Streichen des Harliberges und hing wahrscheinlich »mehr oder weniger wurzelecht« mit dem Ilsenburg-Osterwiecker Keupersattel zusammen. Die Goslarer Juramulde zerfällt durch die Dörntener Triasaufsattelung in zwei Teile, die Hahndorf-Immenrode-Weddinger Mulde und die Ost-Lutter-Upen-Gitter-Kniestädter Liasmulde. Ihr Kern bestand aus Dogger (z. B. Grenzlerburg). Die Ost-Lutter-Oker-Gitter Liasmulde wird im Nordwesten vom Lutterer Sattel begrenzt. Seine Ostflanke wird einheitlich von Langelsheim bis Könneckenrode aus Lias gebildet, der von der Unterkreide überlagert wird. Von Alt-Wallmoden bis südlich Nauen transgrediert die Unterkreide auf dem Westflügel hingegen über älteren Schichten bis zum Muschelkalk hinunter. WEIGELT bringt diesen Sattel mit dem nördlichen Teil des Salzgitterer Sattels in Zusammenhang, wo auf der Westflanke zwischen Gustedt und Salzgitter das Neocom auf über 1 km Erstreckung auf Mittleren Keuper übergreift, während auf dem Ostflügel nur Lias im Liegenden des Erzes angetroffen wird. Allgemein großzügig verbindet er nun diesen Keuper des Westflügels mit der Trias des Lutterer Sattels bei Neu-Wallmoden zu einer präcretacischen »Bodenstein-Ringelheim-Haverlah-Triasaufsattelung«, die mit NO-Streichen eine nördliche Innerste Liasmulde von der Ost-Lutter-Upen-Gitter-Kniestädter Liasmulde trennt.

Wie verhalten sich nun die tatsächlichen Beobachtungen zu diesen Vorstellungen WEIGELT's? Im Nordwesten des Harzes entspringen drei Sattelzonen aus dem paläozoischen Rumpf des Gebirges: über Gandersheim hin der Leinetal-Sattel, nördlich davon der Rhüdener Sattel, und südlich von Ringelheim sitzt der Lutterer Sattel wie ein

Horn der Nordwestspitze des Harzes auf. Zwischen diesen Sätteln liegen die Gronauer Kreidemulde (Sackberge) und die Bodensteiner Kreidemulde. In der heutigen Erscheinung streicht der Buntsandstein des Rhüdener Sattels südwestlich Hahausen parallel zu den Schichten des Harzkerngebirges, also variscisch, während der Muschelkalk des Nordflügels wie der Sattel im Ganzen überhaupt schon der hercynischen Richtung folgt. Bei Hahausen biegen hingegen auch die Schichten des Nordflügels in die steil variscische Richtung des Lutterer Sattels ein, wie vor allem der Muschelkalk zeigt, der ohne größere Störung aus der einen Richtung in die andere umbiegt.

Über diesen triadischen und altjurassischen Sattelschichten transgrediert in den Muldengebieten die Untere Kreide. In der Gronauer Mulde lagert sie diskordant über Lias und Dogger. Über dem Salz des Leinetal-Sattels ist bei Gr.-Freden eine Scholle der transgredierenden Unterkreide, allerdings durch Auslaugung nachträglich versenkt, erhalten geblieben (2). Ähnliche Verhältnisse bietet der Gegenflügel des Leinetal-Sattels, die Hilsmulde. Bei der Bodensteiner Mulde machen wir gleichartige Feststellungen. Östlich Hahausen überlagert die Unterkreide (Hilssandstein) Lias, nach Südosten hin greift sie auf immer ältere Schichten über. Denn genau wie die schon erwähnten Muschelkalkschichten von der Westflanke des Lutterer Sattels in die Nordflanke des Rhüdener Sattels umbiegen, so machen auch die Keuperschichten diese Umbiegung mit. So verschwinden nacheinander der Obere, Mittlere und Untere Keuper, der Obere und Mittlere Muschelkalk unter der Kreide, die bei Nauen auf weite Erstreckung sogar bis auf den Wellenkalk übergreift. Zwischen Neu-Wallmoden und Alt-Wallmoden stellen sich die jüngeren Horizonte einer nach dem anderen wieder ein, so daß von Könneckenrode ab auf dem ganzen Ostflügel der Lias das Liegende bildet.

Betrachten wir die Verhältnisse an der Umbiegung westlich Nauen und Hahausen, so sehen wir, daß diese sicherlich schon kimmerisch angelegt war. Das heutige Ausgehende der Kreide stellt einen durch Erosion bedingten Zufallsschnitt dar. Man kann unter der Kreidedecke der Bodensteiner Mulde die Grenzen zwischen den einzelnen Keuper- und Muschelkalkstufen so konstruieren, daß ein normaler Abfall von den Kernschichten des Sattels zu den Schichten des Lias im Muldenkern stattfindet. Weigelt läßt hier von dem Lutterer Sattel aus seine angenommene sattelförmige Verbindung nach dem Keuper im Liegenden der Unterkreide zwischen der Bartelszeche und der Finkelkuhle am Salzgitterer Höhenzuge ausgehen. Bestände diese Annahme zu Recht, so müßte man erwarten, daß die Diskordanz unter dem Hilssandstein am Lutterer Sattel in der Richtung auf diese angenommene Fortsetzung, also zwischen Alt- und Neu-Wallmoden am bedeutendsten wäre. Tatsächlich finden wir aber, daß sie bei Nauen im Südwesten am stärksten ist. Wir kommen somit zu einer Ablehnung der Weigelt'schen Auffassung. Es existiert keine Verbindung zwischen dem Lutterer Sattel und dem Quersattel am Salzgitterer Höhenzuge nördlich von Kniestädt in der angenommenen Art.

Daß es sich hier um eine ganz untergeordnete Herauswölbung des Keupers handelt, erhellt auch daraus, daß am Gegenflügel zwischen Calbrecht und Kniestädt überall wieder Lias im Liegenden der Unterkreide erscheint. Deshalb läßt WEIGELT auch seine »Bodenstein-Ringelheim-Haverlah-Triasaufsattelung« im Kern des heutigen Salzgitterer Sattels enden. Wie überhaupt das »kleine Faltengebirge kimmerischen Alters«, dessen »Faltenketten mehr oder minder südwest-nordöstlichen Verlauf« hatten, auf der WEIGELT'schen Skizze (16, Abb. 1) nicht weit ins nördliche Harzvorland hineinreicht und die Linie des Fallsteins und Huys nirgends überschreitet. Desto ausgedehnter sind die Konstruktionen über dem Kern des heutigen Harzes, wo natürlich infolge des Fehlens der jüngeren Ablagerungen der Willkür bei der Konstruktion einer saxonischen Tektonik keine Schranken gesetzt sind. So läßt WEIGELT z. B. den Weißen Jura von Goslar und Harzburg eine kimmerische nordsüdlich streichende Mulde bilden, die nach Süden ungefähr 20 km in den Harz hineinragt. Noch hypothetischer ist die Konstruktion des schon erwähnten breiten Keupersattels, der einen großen Teil des heutigen Unter- und Mittelharzes eingenommen haben soll. Wir werden darauf noch zurückkommen.

Doch bleiben wir zunächst bei dem von der Innerste durchflossenem Teile der subhercynen Mulde. Hier sind in den ersten Jahren nach dem Kriege mehrere Bohrungen niedergebracht worden, um Erfahrungen über die Fortsetzung des in den Gruben bei Dörnten so mächtigen Erzes zu sammeln. Die auf sie gesetzten Hoffnungen haben sich nicht erfüllt. Die meisten Bohrungen trafen das Erz gar nicht oder in äußerst geringen, völlig unbauwürdigen Mächtigkeiten, oder die Teufen waren so groß, daß an einen Abbau zurzeit noch nicht zu denken ist. Für den geologischen Bau des Gebietes sind freilich diese Bohrungen um so bedeutungsvoller. Enthüllen sie uns doch unter den Ablagerungen der Kreide eine Tektonik der älteren Schichten von ungeahnt verwickeltem Bau. Nach der Darstellung auf der geologischen Spezialkarte (Blatt Goslar) vermutet man in diesem Raume zwischen dem südlichen Teile des Salzgitterer Höhenzuges und den triadisch-jurassischen Ablagerungen am Harzrande eine normal gebaute, einfache Mulde, die in ihrem Kern die Sedimente der Oberen Kreide birgt. Ebenso ist man geneigt, auch für die älteren Schichten im Liegenden der Unterkreide einen normalen Muldenbau anzunehmen. Die erstere Annahme hat durch die Bohrungen eine Bestätigung erfahren. Anders ist es hingegen mit der Auffassung der Lagerung der älteren Schichten. Hier hat es einige Überraschungen gegeben.

Zwischen dem Ausgehenden des Erzes an der Barley und dem Orte Dörnten wurden drei Bohrungen niedergebracht. In den Gruben an der Barley überlagert das Erz mit einigen 10 m Mächtigkeit Lias. Die Bohrung D. III (vergl. Abb. 3) liegt am Westhange des Barleyberges ungefähr 550 m von dem Ausbiß des Erzes entfernt und wurde im Turon bei 7—10° Einfallen angesetzt. Sie durchsank die Oberkreide und höhere Unterkreide in der normalen Schichtenfolge und

erreichte den präcretacischen Untergrund in 347,6 m Tiefe. Erz wurde an der Basis nicht angetroffen, sondern nur glaukonitisch-sandige Mergel mit vereinzelten Phosphoritgeröllen. Darunter folgte Mittlerer Keuper, Steinmergel und Schilfsandstein, mit ungefähr 20° Einfallen, der bis 365 m verfolgt wurde. Eine Bohrung D. II liegt ungefähr 950 m vom Erzausbiß an der Straße von Dörnten nach den Gruben. Diese gelangte ebenfalls ohne basales Erz der Unterkreide bei 310 m in Mittleren Muschelkalk, der 35—45° nach Osten einfällt. Von 362—365 m als Endteufe wurde noch Unterer Muschelkalk (Wellenkalk) erbohrt. Eine dritte Bohrung steht an derselben Straße an der Eisenbahn ungefähr 1800 m vom Erz entfernt. Auch sie traf kein Erz an und fand als Liegendes der Kreide bei 388 m Unteren Muschelkalk.

Weigelt hat diese Bohrungen schon kurz veröffentlicht (17) und auszuwerten versucht. Die erbohrten Triasschichten gaben ihm Veranlassung zur Konstruktion seines Dörntener Muschelkalksattels, den er mit NO-Streichen mit dem Buntsandstein des Mühlenberges im Zuge des Salzgitterer Höhenzuges verbindet. Weigelt sieht gerade in diesen Verhältnissen eine Hauptstütze seiner Auffassung, daß die präcretacische Tektonik im Gegensatz zu der jüngeren saxonischen durch die variscische Richtung beherrscht ist. Er stellt auf seiner »Paläogeographischen Karte des Bildungsraumes des Erzlagers von Salzgitter« (17) die Streichrichtung des heutigen Salzgitterer Höhenzuges und des Dörntener Muschelkalksattels so dar, daß beide einen Winkel von ungefähr 80° einschließen, d. h. er nimmt eine beträchtliche Abweichung von der heutigen Streichrichtung an. Es ist indessen mechanisch nicht denkbar, präcretacisch NO streichende Faltenzüge, deren Schichten Einfallswinkel bis zu 45° (z. B. Grube Fortuna und die erwähnten Bohrungen) zeigen, bei späteren orogenen Bewegungen in der Streichrichtung um fast einen rechten Winkel zu drehen. Die Seitz'sche Methode der Transformation (12) gibt uns zudem auch die rechnerische Möglichkeit an die Hand, das Streichen der Schichten vor der Transgression zahlenmäßig zu ermitteln. Leider verfüge ich zurzeit über kein größeres brauchbares Material, da bisher solche Beobachtungen von den Geologen stark vernachlässigt sind. Immerhin stehen mir für die Grube Fortuna einige Zahlen zur Verfügung. Die Berechnung stützt sich auf folgende Werte unter der Voraussetzung, daß zwischen Neocom und Rät keine nachträglichen Verschiebungen stattgefunden haben: Der Rätsandstein streicht N 25° W und fällt 75° SW. Für das Neocom liegen verschiedene Angaben vor. Es wird ein Streichen von N 35° W und von N 60° W, ein Fallen zwischen 50° und 75° O genannt. Diese verschiedenen Werte wurden transformiert, und je nach der Lage, aus der man das Neocom in die Horizontale zurückgedreht denkt, ergeben sich etwas verschiedene Werte für die präcretacische Lage des Rätsandsteins, wie aus folgender Tabelle hervorgeht:

Lage des Neocoms	Präcretazische Lage des Rätsandsteins
N 60° W 50° O	N 22° W 53° O
» 62° »	» 17° » 40° »
» 75° »	» 10° » 29° »
N 35° W 50° O	» 23° » 55° »
» 62° »	» 21° » 44° »
» 75° »	» 15° » 30° »

Ein weiteres Beispiel aus dem Tagebau Eisenkuhlenberg II der Grube »Georg Friedrich« bei Dörnten zeigt ähnliche Verhältnisse. Die Dörntener Schiefer streichen dort N 32° W und fallen 85° W, die Neocomschichten streichen N 20° W bei 30° westlichem Einfallen. Die präcretacische Lage der Dörntener Schiefer errechnet sich danach auf ein Streichen von N 35° W und Einfallen von 56° W. Auch diese Zahlen, die indessen noch verbesserungsbedürftig sind, sprechen gegen die Annahme beträchtlicher Abweichungen der kimmerischen Tektonik von der heutigen. Am klarsten geht dieses aus den einfachen geologischen Beobachtungen hervor.

Der südliche Teil der Innerste-Mulde zwischen Harz und Salzgitterer Höhenzug gestattet bei Betrachtung des Liegenden der Unterkreide gewisse Schlüsse auf die kimmerische Tektonik (vergl. Taf. 10). Zwischen Harzburg und Goslar transgrediert die Unterkreide über Kalken des Weißen Juras, dessen verschiedene Stufen, Kimmeridge und Korallenoolith, nacheinander von Harlingerode bis Goslar unter dem Neocom verschwinden. Ihre Fortsetzung ist (unter Ausschaltung der heute teilweise überkippten Lagerung) in dem Randgebiete der Kreidemulde, etwa unter dem Orte Harlingerode und dem Sudmerberge zu suchen. Die Breite dieser Mulde und ihre Längenausdehnung entziehen sich unserer Kenntnis, besonders im Norden von Oker und bei Harlingerode. Etwas mehr können wir von dem Gebiete nördlich von Goslar sagen, da hier zwischen Hahndorf und Grauhof eine Bohrung (G) niedergebracht wurde, die bei 615 m unter der Kreide grünliche Letten und Dolomite antraf, die dem Mittleren Keuper ähneln und bis 619,69 m Schlußteufe verfolgt wurden. Erz wurde nicht festgestellt. Es ist also hier wie bei Dörnten eine Aufwölbung triadischer Schichten zwischen den Juraschichten des Salzgitterer Höhenzuges und des Harzrandes vorhanden. Ebenso wurden auch nordwestlich Hahndorf (H. I) unter einem verhältnismäßig geringmächtigen Erz bei 457,7 m rote und grüne Letten erbohrt, die Röt oder Keuper sein können.

Es liegt nun nichts näher, als aus diesen verschiedenen, zwischen Dörnten und Grauhof erbohrten Triasschichten auf eine einheitliche Sattelaufwölbung triadischer Gesteine zu schließen, die ich als »Dörntener Triassattel« bezeichne. Ein genaueres Bild dieses Sattels ermöglichen uns die drei Bohrungen zwischen Barley und Dörnten. Da die drei Bohrungen auf verhältnismäßig engem Raum zusammenliegen, so lassen sich ihre schon S. 391 kurz erwähnten einzelnen Ergebnisse leicht zur Konstruktion eines Profiles kombinieren. Als Profillinie

wählen wir am besten dieselbe, die H. Schroeder (11) in den Erläuterungen zu Blatt Goslar (I. Aufl.) auf der Profiltafel als T-U bezeichnet. Auf diese Linie projizieren wir die Einzelbohrungen (vergl. Abb. 1). Die Bohrungen D. III und D. II stehen offensichtlich auf dem Ostflügel eines präcretacischen Sattels. Unter Benutzung des in den Bohrungen festgestellten Einfallens passen sich die oberen Muschelkalk- und unteren Keuperschichten mit den bekannten Mächtigkeiten ausgezeichnet zwischen den mittleren Muschelkalk der Bohrung D. II und den mittleren Keuper von D. III ein. Es scheint das normale Triasprofil ohne Störungen zwischen den beiden Bohrungen vorzuliegen. Da die Bohrung D. IV am Bahnhof Dörnten Unteren Muschelkalk angetroffen hat, so ist anzunehmen, daß zwischen dem erbohrten Muschelkalk von D. II und D. IV der Kern eines Sattels vorhanden ist. Unter der Annahme eines normalen Sattelbaues mit gleichmäßigem Einfallen der Schichten müßte in der Sattelachse Röt oder Mittlerer Buntsandstein auftreten. Da jedoch über die Struktur dieses Sattelkernes keinerlei Beobachtungen vorliegen, so ist lediglich zur Kenntlichmachung der Sattelstellung bei der Darstellung des Profiles von der obigen Annahme Gebrauch gemacht. Es erscheint in diesem Profile weiter zwischen dem heutigen Salzgitterer Sattel und dem Dörntener Triassattel eine schmale Liasmulde, die die beiden Aufwölbungen voneinander trennt.

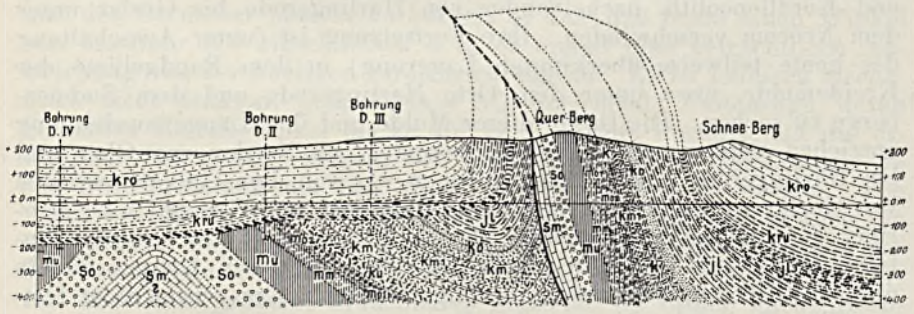


Abb. 1. Profil durch den präcretacischen Dörntener Triassattel und den Salzgitterer Sattel.

sm = Mittlerer Buntsandstein; so = Oberer Buntsandstein; mu = Unterer Muschelkalk; mm = Mittlerer Muschelkalk; mo = Oberer Muschelkalk (mo1 = Trochitenkalk, mo2 = Tonplatten); ku = Unterer Keuper; km = Mittlerer Keuper, darin km1 = Schilfsandstein; ko = Oberer Keuper; jl = Lias, darin jl3 = Posidonienschiefer; kru = Untere Kreide; kro = Obere Kreide.

Über das Ausmaß der präcretacischen Heraushebung des Salzgitterer Sattels in der Profillinie können wir keine Angaben machen, da die transgredierende Unterkreide heute über dem Sattelkern entfernt ist; aber im Fortstreichen nach Norden greift das Neocom auf die Triasschichten des Sattelkernes bei der Grube Fortuna über. Um diese Verhältnisse bei unserem Profil zu veranschaulichen, müssen wir den Luftsattel über dem heutigen Sattelkern zur Darstellung

bringen (vergl. den oberen Teil der Abb. 1). Wir erhalten damit ähnliche Verhältnisse wie in der Grube Fortuna. Ein Wort ist vielleicht noch am Platze über das Einfallen der »Sattelspalte«. Die steile und teilweise überkippte Lagerung der Kreide- und Triasschichten auf dem Westflügel (z. B. an der Straße Othfresen-Liebenburg) bringt zum Ausdruck, daß die Sattelspalte wenigstens teilweise eine nach Westen gerichtete Überschiebung ist. Aus diesem Grunde ist die Sattelstörung auch auf dem vorliegenden Profile als Überschiebung dargestellt.

Im weiteren Verfolg des Dörntener Sattels nach Süden liegt nördlich Hahndorf die schon erwähnte Bohrung H. I. Leider muß es zweifelhaft bleiben, ob Röt oder Mittlerer Keuper unter der Kreide erbohrt wurde. Immerhin geht aus der Bohrung mit Gewißheit hervor, daß hier eine Fortsetzung des Dörntener Sattels vorliegt. Auch die Fortsetzung der Liasmulde zwischen den beiden Sätteln wurde durch eine Bohrung H. II an den Fischerköpfen nördlich Hahndorf erschlossen. Sie traf unter dem Eisenerz bei 381,5 m offenbar *Opalinus*-Schichten des Doggers. In die Muldenbildung ist hier also auch noch mittlerer Jura einbezogen, der schon am Eisenkuhlenberge in einem schmalen Bande im Liegenden des Erzes auftritt.

Die dritte Stelle, von der der Dörntener Sattel bekannt ist, ist schließlich die Bohrung Grauhof (G) zwischen Hahndorf und Grauhof. Sie traf bei 615 m in wahrscheinlichen Keuper. Weitere Bohrungen fehlen, so daß uns über die Südendigung des Sattels nichts bekannt ist. Die Gesamterstreckung der durch die Bohrungen erschlossenen Triasschichten des präcretacischen Sattels beträgt rund 4 km. Gegenüber der Südendigung des Salzgitterer Sattels ist der Dörntener Sattel bei der kimmerischen Faltung stärker gehoben, denn in seinem Kerne erscheint bei Hahndorf wenigstens Mittlerer Keuper, während am Salzgitterer Sattel zwischen dem Eisenkuhlen- und Kuckucksberge das Neocom nur über Dogger und Lias transgrediert, und auch im Kern nur Liasschichten vorhanden sind.

Recht spärlich sind die Nachrichten über den nördlichen Verlauf des Dörntener Sattels. Vor allem wissen wir nichts über die Lagerungen im Untergrunde östlich von Heissum, wo am Salzgitterer Sattel das Neocom, falls nicht eine streichende Störung vorliegt, in Überlagerung des Buntsandsteins und Muschelkalkes erscheint. Hier ist augenscheinlich die Juramulde zwischen den beiden Sätteln nicht mehr vorhanden, denn am Küchenhai transgrediert die Unterkreide über Keuper, der dort möglicherweise das Muldentiefste zwischen den Sätteln bildet. So liegt hier und weiter am Mühlenberge die Möglichkeit vor, daß die Triasschichten des Dörntener und Salzgitterer Sattels auf eine gewisse Strecke sich vereinigen, ohne durch eine Juramulde getrennt zu sein. Da aber streichende Störungen in diesem Gebiete eine große Rolle spielen, so kann die Liasmulde vielleicht präcretacisch vorhanden gewesen und erst an einer jüngeren Störung ausgefallen sein. Östlich Othfresen tritt der Lias an dem Gipsbruche auf dem Sattelflügel wieder auf. Sichere Anzeichen für das Vorhandensein eines

präcretacischen Sattels westlich vom Salzgitterer Sattel finden sich dann wieder nördlich vom Bahnhof Othfresen, wo die Bohrung »Bärenkopf« (B) steht. Sie liegt rd. 800 m vom Ausgehenden des Erzes entfernt und gelangte ohne Erz anzutreffen bei 780 m in den Lias (Amaltheenschichten). Da aber das Neocom an der benachbarten Grenzlerburg Ornatenton des Doggers überlagert, so erkennen wir, daß an dem Bohrpunkte das Muldentiefste bereits überschritten ist, und die Bohrung schon auf der Flanke einer westlich gelegenen Aufsattelung steht. Es liegt hier augenscheinlich der Ostflügel der nördlichen Verlängerung des Dörntener Sattels vor.

Insgesamt ergibt sich folgender Überblick (vergl. Taf. 10): Im Westen des kimmerischen Salzgitterer Sattels, in dessen Zuge die Unterkreide Schichten vom Dogger bis zum Buntsandstein diskordant überlagert, findet sich eine schmale Mulde von Juraschichten, die neben Lias auch Dogger in größerer Verbreitung enthält, so an der Grenzlerburg bei Othfresen, am Eisenkuhlenberge und unter der Kreide der Fischerköpfe bei Dörnten. In der Gegend Othfresen-Heissum erleidet diese Mulde vielleicht eine Unterbrechung durch triadische Gesteine. Westlich schließt an die Juramulde ein Sattel, der Dörnten-Hahndorfer Triassattel, der, sofern nicht noch weitere Aufsattelungen unter Kreide vorhanden sind, die Innerste-Mulde präcretacisch in eine kleine Juramulde östlich des Dörntener Sattels und eine größere Jerstedter Juramulde zerteilt. Wie weit der Dörntener Sattel etwa in der Richtung auf Ohlhof nach Süden reicht, ist nicht bekannt. Südlich von Grauhof und Ohlhof befinden wir uns mit größter Wahrscheinlichkeit wiederum im Muldengebiet des Hauptteiles der Innerste-Mulde, und zwar in der präcretacischen Goslarer Weißjuramulde. Nach dem Harzrande zu treten westlich Goslar wieder Dogger und weiterhin Lias im Liegenden der Unterkreide auf, und es ist anzunehmen, daß auch zwischen Goslar und Harzburg die Unterkreide über ihre heutige südliche Grenze hinaus auf ältere jurassische und triadische Gesteine übergriff.

Schließlich noch einige Worte über die Tiefenlage der Sohle der Kreidemulde. Dank der Bohrungen sind wir nicht mehr auf Vermutungen angewiesen. Neben sehr großen Tiefenzahlen überraschen verhältnismäßig geringe Werte. Am Südende des Salzgitterer Höhenzuges sinkt der Sattel auf Immenrode zu nur langsam ein. Halbwegs zwischen dem Kuckucksberge und dem Dorfe wurde der Lias unter der Kreide mit 40,4 m (Bohr. J. III) auf der Sattelachse und mit 78,2 m etwas südlicher auf der Sattelflanke erbohrt. Unter dem Emscher zwischen Hahndorf und Grauhof wurde das Liegende der Kreide erst bei 615 m (Bohr. G) erreicht, unter dem Turon nordwestlich von Hahndorf bei 457,7 m (Bohr. H. I). Östlich Dörnten verflacht sich die Mulde weiter bis zu einer Sohlenlage zwischen 300 und 400 m. Nördlich nimmt die Tiefe bald wieder zu, denn westlich der Grenzlerburg wurde nur ungefähr 750 m vom Ausgehenden des Erzes entfernt das Liegende erst bei 780 m erreicht (Bohr. B). Noch tiefer, bei 1200 m, liegt der präcretacische Untergrund in der von Weigelt (19) beschriebenen

Bohrung Johannes (J) östlich Ringelheim. In dem nördlichen Teile der Innerste-Mulde erscheint die Mächtigkeit der Muldenschichten wesentlich beträchtlicher als in dem südlichen Abschnitt. So ist auch an dem Westrande des Dorfes Steinlah die Basis der Mulde erst in fast 1000 m Teufe zu erwarten, denn die Bohrung S stand bei 911,8 m in den untersten Schichten des Gaults, in denen sie abgebrochen wurde. Es ist demnach hier auf dem Ostflügel der Mulde ein äußerst schnelles Einsinken zum Muldenkerne festzustellen. Geringer ist der Abfall zur Mulde im Westen, wo Cenoman und Turon breit zutage ausstreichen. Südlich Alt-Wallmoden liegt die Sohle bei 373 m (Bohr. A), und auch im südlichen Abschnitt der Mulde stand westlich Bredelem eine Bohrung noch mit 377 m im Gaultsandstein, so daß dort die Basis der Kreide bei ungefähr 450 m zu erwarten ist. Es liegen also die größten Tiefen der Muldensohle und mithin der Muldenkern in einem Streifen gleich westlich des Salzgitterer Sattels. Hier fallen die Schichten steil zur Mulde ein. Auf dem Gegenflügel geht das Einfallen zum Muldentiefsten unter flacherem Winkel vor sich. Eine weitere Zone starker Einmuldung und schnellen Abfalles liegt am Harzrande zwischen Langelsheim und Goslar, wie aus der Verbreitung der Emscherschichten hervorgeht. Bohrungen fehlen hier.

Etwas weniger plötzlich und weniger steil ist der Abfall des Ostflügels des Salzgitterer Sattels zur subhercynen Mulde. Die Bohrung R. VI nördlich Liebenburg erreichte das Liegende des Erzes bei 619 m, die Bohrung R. IV in der Nähe von Gr. Mahner bei 787 m. Auch nördlich des Salzgitterer Quertales bleiben die Zahlen der Bohrungen R. I mit 453 m, R. II mit 371 m, R. V mit 443 m, R. III mit 619 m sämtlich unter den Tiefen des Westflügels des Sattels. Am Salzstock von Flachstöckheim tritt eine bedeutende Verflachung der Mulde ein. Auf der Ostflanke des Salzes wurde teilweise schon bei 60 m unter dem Erz der Gipshut erbohrt. Sehr gering ist dann auch die Tiefe der Mulde weiter östlich zwischen Kl. Flöthe und Heiningen und bei Burgdorf, wo die Unterlage bei 211 bezw. 290 m (Bohr. He und Bu) erbohrt wurde. Erst in dem südlichen, dem Harz benachbarten Gebiete reicht die Sohle der Mulde wieder in große Tiefen hinunter.

Kurz zusammengefaßt verhüllt also die einheitlich erscheinende Kreide der Innerste-Mulde einen tektonisch stark gestörten präcretacischen Untergrund, der durch die kimmerische Faltung schon weitgehend zu Sätteln und Mulden zusammengeschoben war. Größere Abweichungen von dem heutigen Gebirgsbau in bezug auf die Streichrichtung sind nicht vorhanden. Man erkennt vielmehr, daß die heutigen Sättel in der ersten Anlage großenteils kimmerischen Alters sind. Auf der anderen Seite sind manche Sättel (z. B. der Dörntener) bei den späteren Faltungen nicht wieder aufgelebt, und ebenso mögen an anderen, vorher nicht vorgezeichneten Linien intra- und postcretacisch neue Sättel sich angegliedert haben. Für eine varistische Streichrichtung der kimmerischen Falten sind keine Anhaltspunkte vorhanden. Es findet sich nur eine schwache

Querfaltung in dieser Richtung. Die weite Erstreckung des Dörntener Sattels parallel zum Salzgitterer und mechanische Gründe sprechen dagegen.

So wirkt es kaum verständlich, wenn Weigelt für den Sattel des Harliberges bei Vienenburg behauptet, daß die alte Vienenburger Achse quer zum heutigen Streichen des Harliberges verlief. Die kleine Keupermulde an dem Nordflügel ist ihm ein Anzeichen dafür. Ich stehe indessen auf dem Standpunkte, daß unter Berücksichtigung des Übergreifens der Unterkreide auf Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper unter Abtragung des ganzen Juras, infolge größerer Einfallswinkel der Schichten der Boden schon präcretacisch soweit konsolidiert war, daß die postcretacischen Faltungen dieses in verhältnismäßig unbedeutender Tiefe vorhandene Gerippe nicht mehr in eine völlig andere Streichrichtung zu zwingen fähig waren.

Weigelt hebt in seinen Arbeiten immer wieder besonders hervor, daß der Harzrand präneocom ebensowenig vorhanden gewesen sei wie die heutigen hercynischen Achsen des Vorlandes, daß das System der hercynischen Leitlinien erst zur Zeit der Oberen Kreide zur Entwicklung gelangte. Für die Sättel des Vorlandes glaube ich durch die obigen Ausführungen diese Auffassung widerlegt zu haben. Auf das Alter der Harzrandspalte möchte ich indessen noch mit einigen Worten eingehen. Es wird vielleicht noch nicht genug darauf hingewiesen, daß das nach NO gerichtete Streichen der variscischen Harzkernschichten am Nordrande des Gebirges in gewissen Abschnitten durch hercynisch streichende Schichten abgelöst wird. Ich erinnere nur an die Silur-Culmzone von Wernigerode und an ähnliche Verhältnisse zwischen Thale und Gernrode (3, 4). Teilweise findet ein Übergang von der einen Streichrichtung in die andere statt, teils grenzen beide an hercynischen Störungen aneinander. Dieser Gebirgsbau wird von den Mittelharzer Porphyrgängen des Unterrotliegenden durchbrochen, die ohne selbst irgendwie wesentlich verworfen zu sein, diese Zone durchsetzen. Im Unterrotliegenden waren also in der unmittelbaren Nachbarschaft der heutigen Randverwerfung schon hercynische Störungen vorhanden. Auch in dem Bau der Granitmassive des Brockens und Ramberges kommt das hercynische Element durch die Erstreckung der Apophysen (z. B. Bodegang) und durch die Anordnung des Ilsensteingranites klar zum Ausdruck. Ja wir gehen wohl nicht fehl, das Aufsteigen der Magmen mit dem Aufreißen der Randspalte in ursächlichen Zusammenhang zu bringen. Die Harzrandstörung ist eben eine alte Schwächezone der Erdrinde und für uns zum ersten Male bei der varistischen Orogenese feststellbar. Auch zu epirogenen Zeiten tritt der Harzrand in dem paläogeographischen Bilde des Weißen Juras und der Unterkreide durch den Verlauf der Küstenlinien mehrmals in Erscheinung. Saxonisch lebt die Störung wieder auf und bewirkt nun eine starke Differenzierung zwischen dem Gebiet des heutigen Harzes und seinem Vorlande. Ersteres wird zu einer epirogenen, zu den Zeiten der Faltung als Rahmen wirkender Schwelle, letzteres zu dem Troge der subhercynen Kreide.

Als Ganzes betrachtet stellt die subhercyne Mulde in dem besprochenen Teile ein Gebiet starken saxonischen Zusammenschubes dar. Zerrung ist hier zu keiner Zeit feststellbar. Auch die kimmerische Phase läßt nur Raumeinengung durch Zusammenschub erkennen. WOLDSTEDT läßt diese Frage noch offen (23, S. 107) und neigt letzthin immer mehr dahin, nach dem Vorbilde SCHUH's in der kimmerischen Faltung eine Zerrphase zu sehen. Für die Innerste-Mulde ist an dem Zusammenschub besonders im Hinblick auf die Struktur des präcretacischen Untergrundes indessen nicht zu zweifeln. Ein schematisches Profil von dem Harz durch die Innerste-Mulde zum Salzgitterer Höhenzuge läßt dieses klar erkennen.

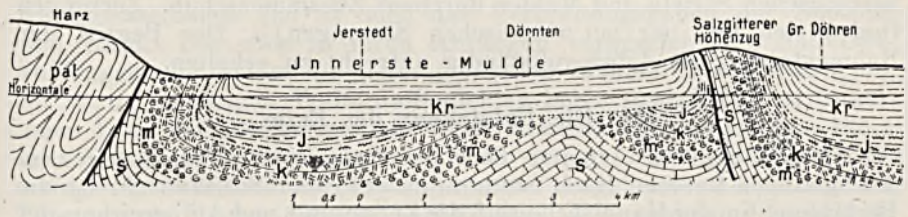


Abb. 2. Schematisches Profil durch die Innerste-Mulde zwischen Harz und Salzgitterer Höhenzug.

pal = Palaeozoicum des Harzes, s = Buntsandstein, m = Muschelkalk, k = Keuper, j = Jura, kr = Kreide.

WOLDSTEDT beschäftigt sich in mehreren Arbeiten (21, 22, 23) mit dem Bau des subhercynen Beckens. Seine Auffassungen, die auf der Annahme einer ruhig gelagerten Oberfläche des subsalinaren Untergrundes und von Salzwanderungen fußen, die letzten Endes mehr oder weniger eine Pseudotektonik der Sättel und Mulden hervorrufen, dürften nicht ungeteilte Zustimmung finden. Abscherungen über dem mobilen Salzkörper wird niemand abstreiten, aber hierin den Hauptfaktor für die Entstehung der heutigen Lagerungsformen zu sehen, ist sicher über das Ziel hinausgeschossen. Wäre dieses wirklich der Fall, so müßte auch in dem Kern des Dörntener Triassattels das Salz intra- und postcretacisch weiter zur Oberfläche gedrängt haben, zumal der Salzgitterer Sattel kimmerisch kaum stärker als jener gehoben war. Die Unterkreide geht indessen glatt über den Sattelkern hinweg, ohne selbst merklich aufgewölbt zu sein. Das gleichzeitige Auftreten von Zerrung und Zusammenschub spricht ferner nicht gegen die Vorstellung der Rahmenfaltung im Sinne STILLE's (13, 15). Die Gleichmäßigkeit in dem Bau der paläozoischen Kerne Mitteldeutschlands, des Kyffhäusers, des Harzes und Flechtinger Höhenzuges zeigt doch im ganzen einen Großfaltenwurf mit überkippten und überschobenen Sätteln nach N, der skandinavischen Masse, zu. Der große Rahmen wird also von den alten Massen im S und N gebildet. Die paläozoischen Rumpfgebirge stellen an sich nur Rahmen II. Ordnung dar. Neben den Nordüberschiebungen fehlt es auch nicht an solchen, die südwärts gerichtet sind. Ich erinnere nur an den Osning, an Teile der süd-

lichen Randstörungen des Kyffhäusers und Thüringer Waldes. Die Rahmenfaltung als Ganzes ist in dem großen Bilde also unverkennbar. Die Nordüberschiebung des Harzes bewirkt im Rückengelände geringe Zerrungserscheinungen. Am südlichen Harzrand kommt auf solche Weise durch harzwärts fallende Verwerfungen auf weite Erstreckung ein doppelter Zug des Zechsteins zustande. Eine Kompensation des Zusammenschubes im N wird dabei jedoch bei weitem nicht erzielt. In der Störungszone des oberen Allertals, wo ja freilich nach Brinckmeier eine Aufpressung des subsalinaren Untergrundes vorhanden ist, mögen ähnliche Zerrungen als Begleiterscheinungen mit im Spiele sein. In den übrigen Gebieten der Teilbecken herrscht hingegen bei den hercynischen Sätteln und Mulden durchaus Zusammenschub. Zerrungen finden sich fast nur bei rheinischen Störungen[1]). Der Begriff der Rahmenfaltung ist dabei vollständig aufrecht zu erhalten.

III. Die Entstehung des Erzes

In den neueren Arbeiten über das Salzgitterer Erz treten zwei Auffassungen hervor. Nach Schroeder (11) und Scheibe (9) ist die Erzbildung in der Hauptsache auf die Zerstörung und Aufbereitung der an Eisengeoden reichen, im wesentlichen tonigen Ablagerungen des Lias und Dogger durch das transgredierende Neocommeer zurückzuführen. Durch die vordringende Brandung wurden die feineren Tonmassen fortgespült, und die im Ton enthaltenen Toneisengeoden blieben als Strandgerölle liegen, wurden teilweise zertrümmert und oxydiert und danach in der Küstennähe abgelagert. Eine Zufuhr eisenhaltiger Lösungen vom Lande her wird dabei gleichfalls in geringem Umfange angenommen. Demgegenüber stehen die Auffassungen von Weigelt (17, 18) und Kauenhowen (6), die nach dem Weltkriege gleichzeitig und unabhängig voneinander das Erzlager besonders in petrographischer Beziehung untersucht haben. Nach Kauenhowen sind die Erze als fossile, marin umgelagerte, eluviale und fluviatile Seifenbildungen aufzufassen. In etwas anderen Worten kommt Weigelt zu der gleichen Auffassung. Die auf dem kimmerischen Festlande vor sich gehende Anreicherung der Brauneisengeoden bezeichnet er als »terrestre Lesedecken«, die bei der Transgression des Meeres »unter Umarbeitung und Seigerung zu submarinen Lesedecken« werden. Diesen Vorgang nennt Weigelt mit Recht eine natürliche Aufbereitung, bei der Ebbe und Flut, Windstau und Küstenversatz eine besondere Rolle gespielt haben. Es ist das große Verdienst Weigelt's, die Vorgänge bei der Bildung solcher Flachseegesteine bis ins Einzelste untersucht und mit rezenten Küstenablagerungen verglichen zu haben. Ich stimme in diesen Fragen Weigelt vollkommen zu, wenn ich ihm auch in seinen paläogeographischen Auffassungen nicht zu folgen vermag. Meine Ausführungen

[1]) Eine Zusammenfassung über »Die saxonischen Brüche«, wobei das Auftreten der Überschiebungen und Zerrungen ausführlich besprochen wird, gibt neuerdings H. Stille in einem nach Abschluß vorliegender Arbeit erschienenen Schlußwort zu den »Göttinger Beiträgen zur saxonischen Tektonik«. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 95, 1925.

sollen sich daher hauptsächlich mit der paläogeographischen Seite der Entstehung des Erzes befassen, zumal den petrographischen Untersuchungen WEIGELT's (17—19), SCHNEIDERHÖHN's (10), SCHEIBE's (9) und KAUENHOWEN's (6) kaum etwas Neues hinzuzufügen ist.

Ich lege das Hauptgewicht darauf, daß die Herkunft der Hauptmasse der Brauneisengerölle auf dem Festlande zu suchen ist. Dafür spricht vor allem der Zustand der mit Neocommaterial gefüllten, ursprünglich hohlen Geoden. Diese müssen also schon hohl gewesen sein, als sie in das Neocommeer gelangten. Das sind ähnliche Verhältnisse, wie sie BECK (1) bei der Bildung des Ilseder Erzhorizontes beschreibt. Mit dem Ausgange der Jurazeit wurden ja weite Gebiete Mitteldeutschlands und so auch das Verbreitungsgebiet der Neocomerze Land. Die eben in ihren Anfängen vorgezeichneten Sattelaufwölbungen umrahmten die tiefer gelegenen Mulden. Nach Abtragung der wenig mächtigen Weißjura-Schichten lagen überall in den Sattelzonen Lias- und Doggertone auf weite Erstreckung zutage. Die Flora der Wealdensedimente zeigt uns, daß damals ein humides, niederschlagsreiches Klima herrschte, das eine tiefgehende Abspülung der Tone durch Regen äußerst begünstigte. Die tonigen Bestandteile wurden im allgemeinen fortgeführt und die Toneisengeoden blieben zurück. Diese unterliegen nun einer Oxydation und machen eine Umwandlung durch, bei der durch Wanderung der Kernsubstanzen nach außen die limonitischen Schalen der Geoden entstehen (6). Die Höhendifferenzen zwischen dem Küstenlande und dem Meere waren offenbar gering, denn zu einem Transport dieser Seifen oder Lesedecken in das Meer kommt es jetzt noch nicht. So die Verhältnisse zur Wealdenzeit: Seifenbildung und Verwitterung der Sphärosiderite zu Brauneisengeoden. Wesentliche Umlagerungen haben nicht stattgefunden.

Vor dem Obervalendis setzen für unser Gebiet noch einmal stärkere Gebirgsbewegungen ein. Es kommt erneut zu Verwerfungsbildungen und zur weiteren Schrägstellung der Schichten. Durch die veränderten Niveauverhältnisse wird der Transport der zur Wealdenzeit entstandenen Lesedecken angeregt, und gleichzeitig dringt das Meer in einer flachen Bucht über Wolfenbüttel und Salzgitter vor. Geringfügig wird der jurassische Meeresboden aufgewühlt und die Eisengeoden angereichert. Von der Hildesheimer Halbinsel brachten indessen die Bäche in großen Mengen die Brauneisengerölle herab, die je nach ihrer Schwere und den Strömungen verschieden weit in die Bucht hineintransportiert wurden und der natürlichen Aufbereitung unterlagen, wie dieses von WEIGELT beschrieben wird. Im Hauterive dringt das Meer weiter nach W vor, und von den noch nicht überfluteten Gebieten werden dem Meere auch weiterhin die Brauneisengerölle zugeführt. So wachsen am Rande der Bucht die Schüttungshalden, indem sich eine Konglomerathalde über die andere legt, fein gesondert nach Korngröße und Schwere, zeitweise unterbrochen durch mehr tonige Zufuhr vom Lande her. Die Entstehung des Erzes gleicht so völlig der des Ilseder Erzes, die BECK beschreibt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Im Barrême und Apt macht die Transgression keine nennenswerten Fortschritte und die Verhältnisse bleiben dieselben, d. h. je nach den örtlichen Umständen geht die Ablagerung der Brauneisenstücke an der Küste der Bucht weiter, teils kommen schon rein tonige und sandige Sedimente zur Ablagerung. Die Hildesheimer Halbinsel bis nach Goslar lieferte nach wie vor die Ursprungsstoffe für das Erz. Im Albien mit dem Hilssandstein wird die Hildesheimer Halbinsel restlos überflutet, und die Erzbildung findet damit ihr natürliches Ende.

Unter diesen Gesichtspunkten erklären sich leicht die Verbreitungs- und Faciesgrenzen des Neocomerzes. Scheibe führt als Hauptgrund gegen diese Anschauungen an, daß dann bei Goslar-Harzburg in nächster Nähe des Landes die Erzlagen am mächtigsten sein müßten, während dort in Wirklichkeit nur geringwertige und mit den Salzgitterschen gar nicht vergleichbare Erze auftreten. Es ist dieses aber eine Verkennung der paläogeographischen Verhältnisse, denn präcretacisch ist die Hildesheimer Halbinsel von Goslar ab stärker herausgehoben als die Gegend bei Harzburg; denn bei Goslar transgrediert Hilssandstein über Lias, bei Harzburg Neocom über Weißem Jura. Während sich im W Erzseifen bilden konnten, war dieses bei Harzburg unmöglich, da das dazugehörige Abtragungsgebiet fehlte. Außerdem sind bei der von uns angenommenen Lage der Küste die Erze von Dörnten sicher ebenso küstennah wie die kalkigmergeligen Schichten bei Harzburg, da man auf Grund der Bohrungen bei Goslar ein Umschwenken der Küste nach N erkennen kann.

Die Ansicht, daß die Hauptmasse der Brauneisenbrocken im Neocomerz aus dem Gebiete zwischen dem Salzgitterer Erzgebiet und der Gronauer Kreidemulde stammt, wurde zuerst von v. Koenen (7) geäußert. Er erklärt durch den Transport fast sämtlicher herausgewitterter Brauneisengeoden nach O das Fehlen des Erzkonglomerates in den Bergen der Gronauer Mulde. Die Wasserscheide zwischen den beiden Muldengebieten muß mit dem Rhüdener Sattel und der Achse des Hildesheimer Waldes zusammenfallen, den einzigen hierfür in Betracht kommenden saxonischen Hebungslinien in diesem Gebiet (vergl. Taf. 9). Das heutige Ausgehende der Unterkreide in den Sackbergen ist bis auf 5 km dieser angenommenen Wasserscheide genähert, während auf der anderen Seite das erste Vorkommen mit bauwürdigem Erz, die Bohrung Ringelheim, 17 km davon entfernt ist. Diese breite Hildesheimer Halbinsel war das Ursprungsgebiet für die Brauneisengerölle. Die Größe des Abtragungsgebietes läßt sich auf ungefähr 330 qkm berechnen. Nach Thomas (16) enthalten der untere und mittlere Lias auf die Gesamtmächtigkeit 1,80 m Eisenstein. Nehmen wir für den gesamten Lias und Dogger gering gerechnet 2,50 m Eisensedimente an, so könnte die Hildesheimer Halbinsel theoretisch ungefähr 2 Milliarden Tonnen Eisenerz liefern (vergl. S. 415). Die neocome Topographie mit den z. T. variscisch gerichteten Achsen (Lutterer Sattel, Hildesheimer Wald-Achse z. T.) wies dem Abtransport der Erzseifen die Richtung auf Salzgitter. Nur wenige Gerölle fanden den Weg nach N, wo bei Hildesheim einzelne Limonitbrocken an der Basis des Neocoms auftreten.

Demgegenüber steht die Ansicht WEIGELT, daß das Hauptherkunftsgebiet der Erzmassen der Ilsenburg-Osterwiecker Keupersattel sei, der 30 km breit und 100 km lang ist. Nur untergeordnet soll die »Lautenthal-Seesener Triasmasse« mit der Achse von Bodenstein-Ringelheim-Haverlah in Betracht kommen. Ganz abgesehen von der äußerst zweifelhaften Existenz des Keupersattels (wie ich ausgeführt habe, ist er m. E. nicht vorhanden) spricht die Ausbildung des Erzes in seinen verschiedenen Verbreitungsgebieten gegen diese Auffassung. Es ist nämlich nicht zu verstehen, weshalb die größten Mächtigkeiten und gröbsten Schüttungen des Erzes nicht unmittelbar an den Flanken dieses angenommenen Keupersattels auftreten, sondern in ungefähr 20 km Entfernung am Salzgitterer Sattel. Die größten Gerölle müssen doch in dem Teile des Küstensaumes zur Ablagerung kommen, der dem Herkunftsgebiete am nächsten liegt. Ebenso müßten wir hier die größten Mächtigkeiten erwarten. Das Gegenteil ist aber festzustellen, wie aus den nachfolgenden Ausführungen zu ersehen ist. Alles spricht gegen die Herkunft der Hauptmenge des Erzes aus östlicher Richtung.

Die gröbsten Gerölle finden sich in den Gruben Georg Friedrich und Fortuna. Wir können diese Ausbildung mit KAUENHOWEN als die grobkonglomeratische bezeichnen, die in unmittelbarer Strandnähe zur Ablagerung kam. Aus den Fehlbohrungen, die nur wenige hundert Meter westlich der Gruben der Ilseder Hütte stehen, läßt sich die Küste genau feststellen. Je weiter nach dem Innern der Bucht von hier aus, desto mehr nimmt die Korngröße des Materials der einzelnen Schüttungskegel bis zur feinstkonglomeratischen Ausbildung im N und O ab, also in Richtung auf das von WEIGELT angenommene Herkunftsgebiet.

Hand in Hand mit dem Transport der Limonitgerölle zum Meere geht eine Zufuhr eisenhaltiger Verwitterungslösungen durch die Bäche. Ferner wird ein Teil des Brauneisens vom Meerwasser gelöst. Diese Lösungen führen zur Bildung von Oolithen. Das teils in kolloidaler (Eisenhydroxyd), teils in echter Lösung (Eisenbikarbonat) vorhandene Eisen fiel nach und nach aus und zwar infolge Oxydation zumeist als Brauneisen. Die ausfallenden Kügelchen setzten sich vielfach an die zahlreich im Wasser suspendierten Brauneisenpartikel und bemühten sich, diese ganz einzuschließen: So entstehen die Oolithe, die bis zu einer gewissen Größe wachsen, um dann zu Boden zu sinken.

Aber nicht nur an die kleinen Limonitbrocken setzen sich die Eisenkolloide, sondern sie überdecken auch, wie SCHEIBE feststellte, die Unebenheiten der größeren Gerölle und erwecken so auf ihnen den Eindruck der Politur, so daß die allgemein beobachtete glatte Oberfläche nicht nur auf Reibung zurückzuführen ist. Das Auftreten der Oolithe ist in der nächsten Küstennähe am spärlichsten, da hier die starke Brandung ihrer Bildung hinderlich war. Nach dem Innern der Bucht zu wird die oolithische Ausbildung im gleichen Maße häufiger, wie die Zahl und Größe der Gerölle abnimmt. KAUENHOWEN bezeichnet diese Facies als die oolithisch-feinkonglomeratische. In den küstenfernsten Gebieten des Erzes bei Flachstöckheim ist seine Ausbildung

direkt als eine Zwischenform von Eisentrümmererzlagerstätten und oolithischen Eisenerzlagern zu bezeichnen.

Nach O und N mit zunehmender Entfernung von der Küste wird die Einschaltung der Brauneisengerölle und -oolithe immer geringer, um schließlich ganz aufzuhören. Wir kommen aus dem Gebiet der oolithisch-feinkonglomeratischen Facies über ein Übergangsgebiet in die tonig-mergelige Facies. Am Harliberge bei Vienenburg ist das Konglomerat schon nicht mehr als Erz zu bezeichnen, und bei Harzburg ist es für sich allein kaum bauwürdig und findet nur als kalkiger Zuschlag Verwendung. Diese Befunde sprechen alle dafür, daß die Erzgerölle aus dem W stammen. Dasselbe geht auch aus den Abrollungsstadien der einzelnen Brauneisenstücke hervor. Am Lutterer Sattel bei Alt-Wallmoden in nächster Nachbarschaft des Herkunftsortes und ebenso bei Dörnten sind die Gerölle nicht stark gerundet. Die stärkste Abrollung weisen hingegen die Brauneisenstücke von Harzburg, Vienenburg und Flachstöckheim auf.

Unter diesen Annahmen erklärt sich auch unschwer die örtlich verschieden lange Dauer der Erzaufschüttung. Im N des Salzgitterer Höhenzuges hielt die Zufuhr des Brauneisens am längsten an, bis zum Apt, während im S in den Apt-Schichten schon die tonig-mergelige Sedimentation vorherrscht. Die kalkige Ausbildung des Erzes an der Grenzlerburg und bei Harzburg ist vielleicht dadurch bedingt, daß hier ruhigere Küstenteile vorliegen, deren reiches organisches Leben die Kalkbildung verursachte.

Auch anderenorts können selbstverständlich ähnliche Verhältnisse gleiche Erzbildungen verursachen, so am Fallstein, an der Asse, am Hils usw. Die Umstände waren aber im allgemeinen nicht so günstig, als daß sie zu bauwürdigen Erzlagern geführt hätten. Der Hauptgrund dafür mag darin liegen, daß es an so ausgedehnten Lieferungsgebieten für das Brauneisen, wie es die Hildesheimer Halbinsel darstellt, gefehlt hat. Dort ist dann die Ausbildung mehr eine tonig-mergelige und nur untergeordnet treten regelrechte Erzlagen auf, die von schmaleren Abtragungsgebieten dem Meere zugeführt wurden. Am bedeutendsten war außerhalb des Bezirkes des Salzgitterer Höhenzuges die Erzanreicherung am Fallstein, wo Thomas (16) umfangreiche Untersuchungen vorgenommen hat. Trotzdem das Erz hier häufig mehrere Meter Mächtigkeit erlangt, besitzt es kaum wirtschaftliche Bedeutung, da die tonigen Beimengungen bedeutend stärker sind als bei Salzgitter.

Östlich Derenburg liegen die Verhältnisse insofern anders, als dort jurassische Schichten offenbar nur in geringem Maße der Abtragung zugänglich waren, sondern vielmehr sandige, vielleicht triadische Schichten, so daß Brauneisengerölle nur ab und zu in die Sandsteine des Neocoms eingeschaltet sind. Hier setzt die Sedimentation der Sandsteine schon im Hauterive ein, während im W zunächst noch Juratone das Hauptabtragungsmaterial bildeten, und erst im Albien mit dem Hilssandstein eine Sandzufuhr aus Triasmaterial in größerem Umfange möglich wurde. Die Verzahnung der beiden Faciesgebiete ist in der Gegend von Derenburg zu erwarten, aber unter der Diluvialbedeckung nur unvollkommen zu beobachten.

Wir kommen also zu folgender Auffassung über die Entstehung des Salzgitterer Erzes: Durch die kimmerische Gebirgsbildung wurde das Gebiet südlich Hannover-Braunschweig trocken gelegt. Auf dem Festlande waren jurassische Tone mit Toneisensteingeoden in weiter Erstreckung der Verwitterung und Abtragung zugänglich, so besonders auf der Hildesheimer Halbinsel. Bei der Verwitterung wurden die Toneisensteine unter Einwirkung des humiden Wealdenklimas in Brauneisen umgewandelt, auf dem Lande angereichert und später durch Bäche in die Salzgitterer Bucht transportiert. Hier wurden sie unter dem Einfluß von Ebbe und Flut, sowie den Küstenströmungen vom Meere umgelagert und zu submarinen Lesedecken aufgeschüttet. Eine marine Aufarbeitung bei der Transgression hat nur unwesentliche Bedeutung. Eisenhaltige Lösungen, z. T. vom Lande her, führen zu bedeutenden Oolithbildungen.

Unter diesen Umständen ist im allgemeinen nur südlich der Wealdengrenze mit dem Auftreten der Neocomerze zu rechnen. Diese Grenze wird jedenfalls niemals bedeutend überschritten werden.

IV. Die Verbreitung des bauwürdigen Erzes und seine Vorräte

Nachdem die Schurf- und Bohrtätigkeit am Salzgitterer Höhenzuge zu einem gewissen Abschluß gekommen ist, erscheint es angebracht, Überlegungen über die vorhandenen Mengen bauwürdigen Erzes anzustellen. Freilich sind die Grundlagen einer solchen Schätzung noch sehr lückenhaft, aber doch wohl ausreichend, um von der Größenordnung der Erzvorräte eine Vorstellung zu geben. Diesen Zahlen kommt freilich auch nur ein bedingter Wert zu, der von der wirtschaftlichen Bedeutung des Salzgitter Erzes abhängig ist. Bis jetzt fehlt es noch immer an einem praktisch erprobten, rationellen Aufbereitungsverfahren. Mit ihm fällt und steht der Wert dieses Erzes. Es ist also eine große Voraussetzung zu erfüllen, bevor man die geschätzten Mengen als wirtschaftlich vollwertige Erzvorkommen ansehen kann. Die Untersuchungen, die in den letzten Jahren im Kaiser-Wilhelm-Institut für Eisenforschung zu Düsseldorf von SCHNEIDERHÖHN (10) und LUYKEN (8) über die Aufbereitungsmöglichkeiten ausgeführt wurden, geben freilich zu Hoffnungen Anlaß[1]).

[1]) SCHNEIDERHÖHN (10) stellte vor allem fest, daß auch sekundäre Teufenunterschiede bei dem Lager sich bemerkbar machen. Die Tagebauerze gehören einer Oxydationszone an, in der durch oxydierende Vorgänge vor allem das Eisen gewandert ist. Es imprägniert nun auch die primär eisenarme bis eisenfreie Grundmasse. Auch die kolloidalen Tonteilchen sind sekundär durch Oxydation vergröbert, auskristallisiert und diagenetisch miteinander verfestigt und verbacken worden. Die primären, normal kalkärmeren Erze der Tiefbohrungen zerfallen durch einfaches Aufweichen im Wasser völlig in ihre einzelnen Bestandteile. Durch Ausschlämmen läßt sich das tonige Bindemittel abtrennen. Die Tagebauerze zeigen hingegen diesen Zerfall in Wasser nicht, da das ursprünglich kolloidale quellungsfähige Bindemittel im Bereich der Oxydationszone sein Quellungsvermögen verloren hat. Sie lassen sich daher durch Einweichen in Wasser und Abläutern nicht aufbereiten. Aufbauend auf diesen Grundlagen hat LUYKEN (8) weitere Untersuchungen mit Erzen der Gruben Barley und Fortuna ausgeführt. Sie zeigen, daß je nach der örtlichen Beschaffenheit des Erzes und nach seiner Herkunft aus geringerer oder größerer, der primären Zone näherer Tiefe verschiedene Methoden die günstigsten

Für eine Schätzung der Vorräte sind folgende Verhältnisse von besonderer Bedeutung. Der Erzkörper wechselt in seinen Mächtigkeiten äußerst schnell und schwillt von fast tauben Zonen zu linsenförmigen Erzansammlungen an. Zunächst wird damit gerechnet, daß nur die Erzlinsen bauwürdig sind. Das Verhältnis der Linsen zu den geringmächtigen Partien ist besonders bei der Schätzung der großen Flächen in den Mulden von Bedeutung. Die Gesetzmäßigkeiten, die Weigelt in dem Bau dieser Linsen erkannt hat, können wegen der lückenhaften Unterlagen noch nicht weitgehend zur Berechnung verwandt werden. Vorläufig müssen wir bei der Schätzung mit einer regellosen Anordnung der Linsen rechnen und können Gebiete, die in der Tiefe besonders günstige Verhältnisse erhoffen lassen, nur von Fall zu Fall angeben.

Das Augenmerk richtet sich zunächst auf diejenigen Erzmengen, die im Tagebau und einfacheren Tiefbau bis 300 m gewinnbar sind (Vorräte I. Reihe), und dann auf solche, die nur unter größeren Gestehungskosten aus der Tiefe zu fördern sind. Soweit diese letzten zwischen 300 und 1000 m Tiefe liegen, wollen wir sie als Vorräte II. Reihe bezeichnen, die tieferen von 1000—1250 m als Vorräte III. Reihe. Die Wege, die zur Ermittlung der Vorräte I. Reihe und derjenigen II. und III. Reihe führen, sind verschieden, so daß sie getrennt behandelt werden sollen.

Vorräte I. Reihe

Sie sind im Tagebau und im Tiefbau bis 300 m gewinnbar. Es handelt sich hauptsächlich um die Erze, die mit ihrem Ausgehenden den Kern des Salzgitterer Sattels umranden (s. Abb. 3). Bei der Schätzung denken wir uns das Lager in einzelne Blöcke zerlegt, die den jeweils bauwürdigen Teilstrecken auf den Flanken des Salzgitterer Sattels und des Flachstöckheimer Salzstockes entsprechen. Durch Addition der Teilvorräte ergibt sich der Gesamtvorrat I. Reihe.

Im einzelnen sollen folgende Regeln bei der Schätzung beobachtet werden:

1. Bei der Linsennatur der Lagerstätte ist es möglich, daß die beobachteten Durchschnittsmächtigkeiten Höchstwerte darstellen, die im Streichen und Fallen abnehmen. Es sind daher nur $^2/_3$ der Durchschnittsmächtigkeiten in die Rechnung einzusetzen.

2. In die gewöhnlich angegebenen Mächtigkeiten sind die zwischen den einzelnen Erzlagen eingeschalteten tonigen Partien mit eingeschlossen. Diese sind selbstverständlich in Abzug zu bringen. Nach Kauenhowen (6) ergaben Waschproben durch die ganze Lagermächtigkeit der Grube »Hannoversche Treue« auf 1 t Fördergut 0,6 t waschbares Erz. Es wird angenommen, daß diese Zahlen auch für die übrigen Teile des Lagers Geltung haben. Es müssen demnach von

Ergebnisse bringen. Neben der naßmechanischen Anreicherung hat besonders die Anwendung der reduzierenden Röstung mit nachfolgender Magnetscheidung gute Erfolge gezeitigt.

der errechneten Vorratsmenge $^4/_{10}$ als tonige, erzfreie Beimengungen abgezogen werden.

Die Verbreitung des bauwürdigen Erzes am Salzgitterer Höhenzuge.

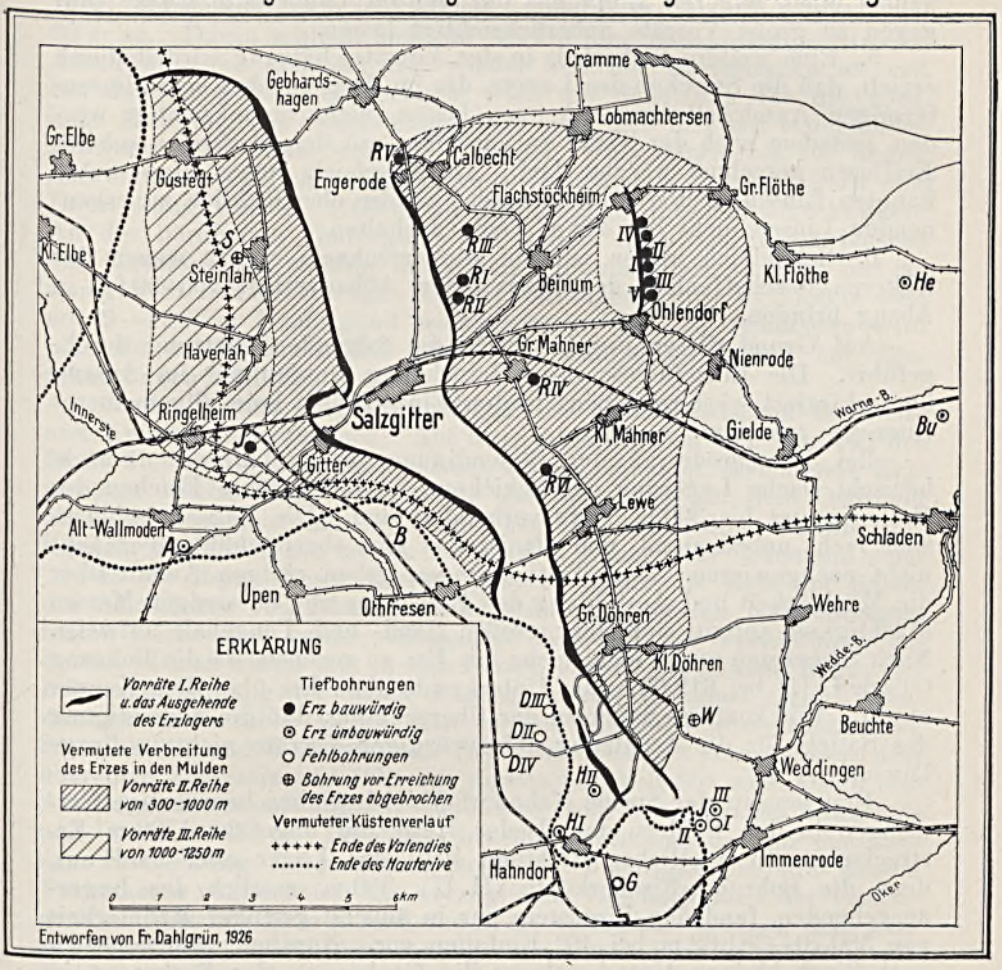


Abb. 3.

Die Feststellung des spezifischen Gewichtes hat große Bedeutung. Neuerdings hat SCHEIBE (9) einige Bestimmungen durchgeführt. Als Durchschnitt aus 12 Proben aus den Bohrungen Flachstöckheim I, III, IV a, Calbrecht, Finkelkuhle, sowie den Tagebauen Grenzlerburg und Georg Friedrich ergibt sich ein spezifisches Gewicht von 2,75. Es handelt sich hierbei um ungewaschenes Erz einschließlich der nicht aus Erz bestehenden Beimengungen. Um eine gewisse Sicherheit gegenüber Teilen der Lagerstätte mit stärkerem Tongehalt zu

haben, wird für die Berechnung nur ein spezifisches Gewicht von 2,5 verwandt werden.

4. Der Einfallswinkel des Lagers soll immer möglichst groß angenommen werden. Eine Vereinfachung der Rechnung durch Annahme eines seigeren Einfallens der ganzen Lagerstätte würde hingegen zu große Vorräte unberücksichtigt lassen.

5. Eine weitere Sicherheit in der Vorratsschätzung wird dadurch erzielt, daß die Strecken des Lagers, die im Ausgehenden keine linsenförmigen Anschwellungen erkennen lassen, nicht berücksichtigt werden, trotzdem nach der Teufe zu auch hier mit dem Auftreten solcher Erzlinsen gerechnet werden darf. Als Ausgleich mögen diese unbekannten Linsen in den Fällen dienen, wo die oberflächlich zu erkennenden Linsen nicht bis 300 m Teufe aushalten.

6. Schließlich wollen wir auf die errechnete Menge wegen der lockeren Beschaffenheit des Erzes einen Abbauverlust von 20 % in Abzug bringen.

Auf Grund dieser Regeln wurde die folgende Schätzung durchgeführt. Die Einzelheiten ihrer Berechnung werden nur im Auszug kurz skizziert wiedergegeben, da den Einzelzahlen kein allgemeineres Interesse zukommt.

Bei Immenrode an der Südendigung des Salzgitterer Sattels herrscht flache Lagerung der Schichten, so daß größere Flächen des Erzhorizontes bis 300 m Tiefe vorhanden sind. Die Tagesaufschlüsse sind recht unbedeutend, und oft ist das Erz oberflächlich überhaupt nicht nachgewiesen. Drei Tiefbohrungen geben einigen Anhalt über die Mächtigkeit und Ausbildung des Erzes, das nur in wenigen Metern Mächtigkeit auftritt und dazu großen Sand- und Tongehalt aufweist. Nach Südwesten zu ist nicht mehr mit Erz zu rechnen, da die Bohrung Grauhof (G) bei 619,69 m die Unterkreide ohne Erz über dem Keuper antraf. Wir kommen daher zu der Überzeugung, daß die Südendigung des Sattels für die Schätzung abbauwürdiger Vorräte nicht in Frage kommt.

Erst jenseits der Straße Hahndorf-Ohlei beginnen bauwürdige Erzmengen in den Feldern der Ilseder Hütte auf ungefähr 1700 m Erstreckung. In westlicher Richtung keilt das Lager aber bald aus, denn die Bohrung Fischerköpfe (H. II), 350 m westlich des Lagerausgehenden, fand den Eisenstein nur in äußerst geringer Mächtigkeit von 380,70—381,62 m bei 40° Einfallen vor. Nördlich schließen sich nach einer kleinen Unterbrechung die Gruben an der Barley an in einer Ausdehnung von rd. 1 km. Auch hier keilt das Lager nach Westen aus, wie die Bohrung Dörnten III zeigt, die bei 347 m aus der Kreide ohne Erz in den Keuper kam. Auf 3 km Länge weiter nach Norden ist das Lager bauwürdig im Ausgehenden nicht bekannt. Erst südlich der Straße Othfresen-Liebenburg darf man das Lager bei dem »Gipsbruch« mit einer geringen Durchschnittsmächtigkeit auf einige 100 m als vielleicht bauwürdig ansehen. Es kommt sodann die Linse an der Grenzlerburg, deren Erze auf ungefähr 750 m Erstreckung als kalkige Zuschläge in Betracht kommen. Nordwestlich wird die

Lagermächtigkeit äußerst gering und unbauwürdig, doch macht sich bei dem Dorfe Gitter wieder eine Erzanschwellung bemerkbar, die wir auf 500 m Länge und 17 m Durchschnittsmächtigkeit schätzen.

Jenseits des Salzgitterer Quertales beträgt die Mächtigkeit im Felde Morgenröte 25 m und nimmt weiterhin bis zur Finkelkuhle auf 60 m zu. Daran schließt sich auf 3,5 km eine unbauwürdige Strecke. Anschwellungen kommen erst wieder von der Bartelszeche ab vor. Bei den mangelnden Unterlagen wird die Schätzung für die nördliche Endigung des Sattels ungenauer, doch muß hier mit bedeutenden Erzmengen gerechnet werden. Von der Grube Marie bis zur braunschweigisch-preußischen Landesgrenze kommt den Linsenkörpern eine Erstreckung von rd. 1000 m zu mit 24 m Durchschnittsmächtigkeit. An der nördlichen Umbiegung des Sattels liegt das Lager jenseits der Landesgrenze weithin unter dem Diluvium, aus dem es nur an wenigen Stellen hervorragt. Durch Bohrungen wurde es 2750 m weit mit 9—17,25 m Mächtigkeit nachgewiesen. Bei der Schätzung wird indessen angenommen, daß 50 % der Längenausdehnung auf Einschnürungen entfallen.

Große Vorräte sind am Ostflügel des Sattels zwischen Engerode und Kniestädt anzunehmen. Auf über 2 km ergeben sich hier von der Stelle ab, wo die Landesgrenze das Lager schneidet, bedeutende Erzmengen. Südlich des Salzgitterer Quertales sind auf dem Ostflügel allein im Soelenhai und der Grube Fortuna bauwürdige Vorräte vorhanden, von denen die letzten auf 1300 m Länge sehr bedeutend sind.

In die Reihe dieser Vorräte gehören ferner die Erze am Rande des Salzstockes von Flachstöckheim. Die älteren Kalibohrungen hatten seiner Zeit keine vollständige Klärung der Verhältnisse gebracht. Diese wurde erst in den letzten Jahren durch eine Reihe von Bohrungen entlang der Straße Flachstöckheim-Ohlendorf erzielt. Einzelangaben hierüber findet man in den Arbeiten von GÖBEL (5), SCHEIBE (9) und KAUENHOWEN (6). Das Eisenerz transgrediert dort über dem Zechstein und fällt mit durchschnittlich 55° nach Osten ein. Als Durchschnittsmächtigkeit ergibt sich nach den Angaben SCHEIBE's und GÖBEL's 23,1 m. Besonders beachtenswert sind die auf der ganzen Erstreckung festgestellten größeren Mächtigkeiten, die diesem Vorkommen zugleich mit der vorzüglichen Beschaffenheit der vorwiegend oolithischen Erze besonderen Wert verleihen. Entlang dem ganzen Salzstock, dessen Ausdehnung man unter Berücksichtigung der Kalibohrungen auf ziemlich genau 3000 m angeben kann, ist diese Durchschnittsmächtigkeit nach der Dichte der Bohrpunkte zu erwarten. Nördlich Flachstöckheim und südlich Ohlendorf wird der Erzhorizont freilich wie der Salzstock steil zur Tiefe einfallen und in das 300 m-Niveau nicht mehr hineinragen. Im Westen wird der Salzhorst von Verwerfungen begrenzt. Sodann ist zu berücksichtigen, daß wir keine von der Oberfläche bis zur 300 m-Stufe reichende Erzplatte haben, sondern daß diese nicht zu Tage ausstreicht und vom Diluvium bedeckt wird. Hierfür werden 50 m von den sonst üblichen 300 m in Abzug gebracht.

Die Endergebnisse dieser Schätzung sind nun folgende. Es sei dabei nochmals darauf hingewiesen, daß die Grundlagen der Rechnung in den vorstehenden Abschnitten nur in kurzen Zügen ohne wesentliche Einzeldaten hervorgehoben wurden. Um die Einzelergebnisse etwas übersichtlich zu gruppieren, sollen die Teilsummen für die nördliche und südliche Hälfte des Salzgitterer Sattels, sowie für den Ostflügel des Flachstöckheimer Salzhorstes getrennt angegeben werden. Ein Abzug für schon geförderte Erzmengen, der streng genommen gemacht werden müßte, wurde wegen der hierfür in Betracht kommenden geringfügigen Mengen unterlassen. Danach ergeben sich folgende Zahlen:

Südhälfte	rd. 44 Mill. t
Nordhälfte	» 34 » »
Flachstöckheim	» 17 » »
Mithin Gesamtvorräte I. Reihe .	rd. 95 Mill. t

Vorräte II. und III. Reihe

Für die Schätzung der Vorräte II. und III. Reihe in den Tiefen von 300—1000 m bezw. 1000—1250 m sind die Unterlagen naturgemäß spärlicher als bei den Vorräten I. Reihe. Während im ersten Falle fast überall positive Zahlen als Grundlagen vorhanden waren, handelt es sich im zweiten Falle mehr um eine Wahrscheinlichkeitsrechnung. Die Regeln, die sich auf die Durchschnittsmächtigkeiten, die tonigen Beimengungen, das spezifische Gewicht und den Abbauverlust beziehen, bleiben selbstverständlich die gleichen. Während wir aber im ersten Falle bauwürdige und unbauwürdige Strecken (Linsen und Einschnürungen) einfach ausmessen konnten, sind wir jetzt auf eine Schätzung des Verhältnisses beider zueinander angewiesen. Ebenfalls ist es bei der ungleichen Verteilung der Bohrpunkte unmöglich, für kleinere Teilgebiete eine Durchschnittsmächtigkeit anzugeben und diese Teilvorräte einzeln zu berechnen. Hier muß vielmehr ein Mittelwert aus sämtlichen Beobachtungen eingesetzt werden.

1. Das Verhältnis der Linsen zu den Einschnürungen. Die gesamte Länge des bei der Schätzung der Vorräte I. Reihe berücksichtigten Erzausstriches am Salzgitterer Sattel beträgt 40,6 km. Als bauwürdig befunden wurden davon nur 13,8 km, die den Linsen entsprechen. Da der Ausbiß des Erzes einen Zufallsschnitt darstellt, ist anzunehmen, daß dieses Verhältnis der Linsen zu den Einschnürungen wie 1 : 2 auch für die übrigen Teile des Erzgebietes Gültigkeit hat. Von der errechneten Oberflächengröße der Erzplatte sind demnach $^2/_3$ für Einschnürungen abzuziehen.

2. Die Durchschnittsmächtigkeit der Linsen am Salzgitterer Sattel beträgt nach den bei den Vorräten I. Reihe angewandten Zahlen 21 m, bei Flachstöckheim 23 m. Beide Zahlen stimmen einigermaßen überein. Die übrigen verstreuten Tiefbohrungen haben nur vereinzelt diese Durchschnittsmächtigkeiten erreicht. Nur die Bohrung Groß-Mahner (R. IV) hatte eine Mächtigkeit von 20,7 m und die Bohrung Calbrecht

eine solche von 17,4 m. Ganz heraus aus dem Rahmen fällt die Bohrung Ringelheim (J) mit 95 m Erzmächtigkeit. Ohne Berücksichtigung dieser letzten ergibt sich aus den Bohrungen Engerode, Calbrecht, Fuchsberg I, II, III, Gr. Mahner, Lewerberg (R. VI) und Fischerköpfe (H. II) unter Zugrundelegung der Angaben SCHEIBE's und KAUENHOWEN's eine Durchschnittsmächtigkeit von nur 7,8 m. In diese Mächtigkeitszahlen gehen sicher viele Einschnürungen mit ein, die wir bei der Schätzung nicht berücksichtigen. Für den Fall, daß aber tatsächlich die erbohrten geringen Mächtigkeiten den Durchschnittswerten der Erzmächtigkeiten in den Mulden nahe kommen, soll für die Berechnung als Durchschnittsmächtigkeit das arithmetische Mittel aus den Durchschnittsmächtigkeiten der Linsen der Vorräte I. Reihe = 21 m und des Erzes der Tiefbohrungen = 7,8 m, mithin 14,4 m genommen werden. Von dieser Zahl ist wiederum $^1/_3$ in Abzug zu bringen für den Fall, daß sie einen Maximalwert darstellen würde. In die Rechnung ist somit die Zahl 9,6 m einzusetzen.

Die Vorräte westlich des Höhenzuges

In der südlichen Hälfte des Höhenzuges in der Dörntener Gegend sind westlich der Gruben der Ilseder Hütte keine größeren Vorräte II. Reihe zu erwarten, denn die Bohrung Dörnten III traf, wie schon erwähnt, nur 500 m westlich der Grube Barley kein bauwürdiges Erz mehr an. Das gleiche Ergebnis hatten die Bohrungen II und IV. Wir haben demnach in dieser Gegend augenscheinlich den Küstensaum des damaligen Meeres überschritten und befinden uns auf dem Festlande, dem Ursprungsgebiet der Brauneisengerölle. Weiter im Süden nördlich Hahndorf springt eine schmale Bucht westwärts in das Land vor, denn die Bohrung Fischerköpfe (H. II) schloß noch einen geringmächtigen Eisenstein auf, ebenso fand die Bohrung Hahndorf I (H. I) ungefähr 2 m sehr sandiges Eisensteinkonglomerat. Auch die Bohrungen bei Immenrode haben nur unbauwürdiges Erz nachgewiesen. Wir kommen so zu der Überzeugung, daß westlich der Dörntener Gruben nach der Innerste-Mulde zu keine bauwürdigen Erze vorhanden sind, da wir uns dort schon außerhalb des Bereiches des Ablagerungsbeckens befinden. Die Gruben bei Dörnten liegen in unmittelbarer Nähe der alten Küste, und so ist es auch müßig, weitere Vorräte unterhalb des 300 m-Niveaus zu schätzen.

Nördlich der Grube Barley ist bekanntlich am Westflügel des Sattels auf weite Erstreckung kein Erz an der Kreidebasis nachgewiesen, so daß hier vielleicht das Land bis in nächste Nähe der Grube Fortuna gereicht hat. Von hier aus ist die Grenze der Erzablagerung über Othfresen-Hohenrode zur Ziegelei Könneckenrode zu ziehen, wo bei Alt-Wallmoden wieder geringe Lagen des Erzes in der Bohrung Anna (A), rd. 6 m tonig-kalkiges Rollerz, auftreten, während die Bohrung Bärenkopf (B) nördlich Bahnhof Othfresen kein bauwürdiges Erz angetroffen hat. Nördlich dieser Linie ist das Erz in flächenhafter Verbreitung im Muldeninnern anzunehmen, wie die Bohrung Johannes (J) bei Ringelheim zeigt, die von 1055—1160 m Brauneisenerz mit

einer wahren Mächtigkeit von 95 m durchsank. Weitere Bohrungen tief im Innern der Mulde sind nicht vorhanden, so daß wir auf Vermutungen angewiesen sind. 7 km westlich Ringelheim transgrediert der Hilssandstein über dem Lias und Dogger des Heinberges. In dem Zwischenraum muß demnach das Neocom mit dem Erz auskeilen. An der Nordendigung des Salzgitterer Sattels ist der Erzhorizont bis südlich Vorwerk Altenhagen bei Lichtenberg in abbauwürdigen Vorkommen bekannt. Weiter westlich transgrediert auch hier der Hilssandstein. Eine Verbindungslinie dieses äußersten Westpunktes am Nordende mit der Bohrung »Johannes« bei Ringelheim würde also im ungünstigsten Falle die Westgrenze des Erzes bezeichnen. Die bedeutende Mächtigkeit bei Ringelheim spricht aber dafür, daß man über diese Linie nach Westen hinausgehen muß. Bei der Schätzung soll sie mit rd. 1 km nach Westen überschritten werden, zumal auch die Bohrung »Anna« bei Alt-Wallmoden noch 6 m tonig-kalkiges Rollerz angetroffen hat. Der Verlauf dieser vermuteten Grenze kann sich natürlich, wenn einmal mehr Bohrungen vorliegen, im einzelnen anders gestalten. Vor allem könnten sich in der Richtung auf Alt-Wallmoden noch weitere bauwürdige Felder ergeben.

Das Gebiet zwischen dem Ausgehenden des Erzes vom Vorwerk Altenhagen über Haverlah und Gitter nach Othfresen entlang dem Salzgitterer Höhenzuge, sowie der eben beschriebenen Westgrenze Hohenrode, Ringelheim, Gustedt nach Altenhagen kommt somit für die Vorratsschätzung in Betracht. Die Vorräte am Salzgitterer Sattel bis 300 m Tiefe sind schon bei den Vorräten I. Reihe untergebracht. Die restlichen Vorräte sollen ihrerseits in zwei Reihen geteilt werden, in solche, die zwischen 300 und 1000 m zu erwarten sind = Vorräte II. Reihe, und solche, die im Muldentiefsten von 1000—1250 m auftreten. = Vorräte III. Reihe. Diese letzteren haben vorläufig wohl nur theoretischen Wert.

Die Schätzung der Vorräte II. Reihe wird ermöglicht durch die Ergebnisse der Bohrung Steinlah II (St) an der Südwestecke des Dorfes Steinlah. Die Bohrung hat freilich das Erz nicht erreicht, gestattet jedoch Schlüsse über die Teufe, in der es zu erwarten ist. Bis 810 m blieb die Bohrung in der Oberkreide und von da an bis 911,8 m im Gault, in dessen tiefsten Schichten sie eingestellt wurde. Das Erz war bald zu erwarten, sicherlich vor Erreichung von 1000 m Tiefe. Der Bohrpunkt liegt nur 1250 m von dem Ausgehenden des Erzes am Sattel, wo das Einfallen 45—60° beträgt. In der Tiefe muß ein scharfes Umbiegen der Erzplatte in die mehr horizontale oder sanft geneigte Lagerung des Muldeninnern erfolgen, die in der Bohrung schon vorhanden ist. Auf diese Weise findet eine bedeutende Verbreiterung der Erzplatte statt, die bei horizontaler Lagerung ja nur 1250 m betragen würde. Der Erzvorrat wird auf diese Weise unter Abzug der schon geschätzten 300 m um ungefähr 44 % vermehrt. In der Schätzung soll zur Sicherheit nur mit 40 % gerechnet werden. Die bei Steinlah beobachteten Verhältnisse lassen auf den ganzen Westflügel des Sattels anwenden. Die überall ziemlich gleichbleibende Breite des Ausgehenden der verschiedenen Kreidestufen spricht näm-

lich für gleichbleibende Verhältnisse. Wir können so einen 1250 m breiten Streifen im Westen des Erzausbisses abtrennen, der alle Erzvorräte zwischen 300 und 1000 m Tiefe umfaßt. Dieser Streifen hat einen Oberflächeninhalt von rd. 22 Mill. qm. Unter Anwendung der schon erwähnten Regeln ergibt sich so ein Gesamtvorrat der Erze II. Reihe auf dem Westflügel des Sattels von rd. 118 Mill. t.

Die restliche Fläche bis zu der angenommenen Grenze des bauwürdigen Erzes im Westen beträgt rd. 18. Mill. qm und enthält die Erzmengen im tieferen Teil der Mulde von 1000—1250 m, die Vorräte III. Reihe. Als Lagerungsform wird die Horizontale angenommen. Bei der Durchschnittsmächtigkeit ist die Ringelheimer Bohrung mit 95 m nicht berücksichtigt. Nach denselben Regeln wie oben ergeben sich rd. 71 Mill. t.

Die Vorräte östlich des Höhenzuges

Die größte Fläche mit Eisenerz ergibt sich im Osten des Salzgitterer Höhenzuges. Es liegen hier die Verhältnisse insofern günstiger, als das Muldentiefste durchschnittlich bei 850 m zu erwarten ist, also 400 m höher als im Westen. Vorräte III. Reihe sind im Osten folglich nicht vorhanden.

Im Süden lassen wir das Erz in der Höhe der Grube Georg Friedrich beginnen, indem die Südendigung des Sattels zunächst nicht als bauwürdig angesehen wird. Aus Mangel an Bohrungen kann die Ostgrenze nur ungefähr festgesetzt werden. Gleich östlich Weddingen ist am Harliberge kein bauwürdiges Erz mehr vorhanden, und man geht wohl nicht fehl, die Grenze halbwegs zwischen Kl. Döhren und Weddingen anzunehmen. Die Bohrung bei Kl. Döhren (W), die bei 600 m im Emscher stecken blieb, mag in ihrer Nähe liegen. Nach Norden zu fehlt es wieder an jeglichen Anhaltspunkten, und erst beim Salzstock von Flachstöckheim betreten wir wieder sicheren Boden. Die dortigen Bohrungen wurden schon genügend hervorgehoben. Wichtig ist hier vor allem die Festsetzung der Ostgrenze. Einen Anhaltspunkt geben uns die Bohrungen im Oderwald. Eine Bohrung südlich des Bahnhofes Burgdorf (Bu), eine zweite (He) mitten im Oderwald an der Straße Kl. Flöthe-Heiningen und eine dritte 250 m nördlich vom Oderwald bei Adersheim erschlossen alle nur äußerst geringe Erzlagen. In der Mitte zwischen diesen Bohrungen und denen von Flachstöckheim mag die Ostgrenze des bauwürdigen Erzes verlaufen, wobei wir sie zur Sicherheit den letzteren mehr nähern und westlich Kl. Flöthe verlaufen lassen. Nach Süden hin verlängern wir diese Linie über Nienrode, westlich Neuenkirchen bis zur Bohrung bei Kl. Döhren (W). Im einzelnen mag die Linie natürlich von der wirklichen Grenze abweichen.

Nördlich des Salzstockes tritt bald eine tonige Ausbildung des Konglomerates auf, so daß in dieser Richtung die Grenze nicht allzuweit nach Norden vorgeschoben werden darf. Aufschlüsse im Norden, wie der Schacht Thiede II und die Bohrung Fümmelse, 600 m nordwestlich der Weißen Schanze bei Wolfenbüttel, faßten die Kreidebasis in fast rein toniger Ausbildung. Die nördlichsten Beobachtungspunkte

mit bauwürdigem Erz sind die Bohrungen Engerode und Calbrecht, wobei die erste das Erz nur in geringer Mächtigkeit feststellte. So erscheint es angebracht, die Nordgrenze von nördlich Calbrecht in flachem Bogen über Lobmachtersen und Gr. Flöthe an die Ostgrenze anschließen zu lassen. Das so umrandete Gebiet hat einen Flächeninhalt von rd. 56 Mill. qm. Doch ist nicht unter dieser ganzen Fläche Erz vorhanden. Das Gebiet des Salzstockes von Flachstöckheim muß ausgenommen werden. Es besitzt eine elliptische Gestalt, die sich auf Grund der Kali- und Eisenbohrungen ziemlich genau umreißen läßt. Der Horst dehnt sich westlich der Straße Flachstöckheim-Ohlendorf in ungefähr 3 km Länge aus und umfaßt etwa 2,1 Mill. qm, die für die Erzfläche in Abzug zu bringen sind, so daß rd. 54 Mill. qm für die Schätzung übrig bleiben. Die Neigung der Erzplatte an den Rändern der Mulde soll nicht berücksichtigt werden, wenn sie auch für die randlichen Gebiete von großer Bedeutung ist. Bei der Größe der Fläche und der unvermeidlichen Unsicherheit, die der Ziehung der Grenzen innewohnt, würde ihre Berücksichtigung das Endergebnis nicht wesentlich beeinflussen.

Weiter im Innern der Mulde steht allein die Bohrung Groß Mahner (R. IV), die bei 766,4 m das Erz mit ungefähr 20 m Mächtigkeit erreichte. Sie zeigt, daß im Osten das Muldentiefste in dem Gebiete des bauwürdigen Erzes kaum unter etwa 850 m liegt, so daß die Vorräte II. Reihe im Osten des Höhenzuges nur Erze von 300—850 m Tiefe umfassen. Nach den bekannten Regeln berechnen sich diese Vorräte auf rd. 206 Mill. t.

Im folgenden seien die Gesamtvorräte nochmals zusammengefaßt:

Vorräte I. Reihe		
Tagebau und bis 300 m Tiefe		
Salzgitterer Höhenzug, Südhälfte . . .	44 Mill. t	
» » , Nordhälfte . .	34 » »	
Flachstöckheim	17 » »	
Summe		95 Mill. t
Vorräte II. Reihe		
300—1000 m Tiefe		
Westflügel des Sattels (300—1000 m) . .	118 Mill. t	
Ostflügel » » (300— 850 ») . .	206 » »	
Summe		324 » »
Vorräte III. Reihe		
1000—1250 m Tiefe		
Westflügel des Sattels		71 » »
Gesamtvorräte		**490** Mill. t

Diese Schätzungen, die einen Vorrat von annähernd einer halben Milliarde t ergeben, erheben bei den mangelnden Unterlagen keinen Anspruch auf absolute Genauigkeit. Sie mögen aber zeigen, mit welchen

Größenordnungen man bei dem Salzgitterer Erz zu rechnen hat. Der so errechnete Vorrat kommt dem vierten Teil der Menge gleich, die das Herkunftsgebiet des Erzes, die Hildesheimer Halbinsel, mit seinen 2 Milliarden t Toneisensteingeoden theoretisch zu liefern imstande war (vergl. S. 402). Wir glauben, bei diesem Verhältnis die Vorräte an bauwürdigem Erz nicht zu hoch veranschlagt zu haben. Je nach der wirtschaftlichen Bewertung des Erzes wird sich der Vorrat weiter erhöhen, wenn auch die geringmächtigeren Lagen abbauwürdig werden, oder auch erniedrigen für den Fall, daß man die Vorräte II. und III. Reihe teilweise als wirtschaftlich ohne Wert streichen muß. Die mehr tonigen Erzmassen im Fallsteingebiet haben zurzeit keine praktische Bedeutung und kommen für eine Vorratsschätzung nicht in Frage.

Wie schon erwähnt, ist der Wert des Erzes völlig von der Möglichkeit der Aufbereitung abhängig. Die vielversprechenden Untersuchungen SCHNEIDERHÖHN's (10) und LUYKE's (8) lassen besonders die Vorräte II. Reihe neben denen I. Reihe für die Zukunft von großem Wert erscheinen. Der Zahl der Gesamtvorräte von fast einer halben Milliarde t nach würde das Salzgitterer Erzlager nach dem Verlust der lothringischen Minette das größte Eisenerzvorkommen Deutschlands darstellen. Im ungünstigsten Falle wird seine Bedeutung in Zukunft allein darin bestehen, für die Ilseder Erze saure Zuschlagerze zu liefern. Hierfür kommen alle Vorräte I. Reihe abzüglich der kalkigen Erze der Grenzlerburg und der schon abgebauten Mengen oder rd. 90 Mill. t in Frage, eine Zahl, die als niedrigster Erzvorrat unter allen Umständen und wirtschaftlichen Bedingungen Gültigkeit hat. In der Reihe der Erzvorräte Deutschlands würde das Erz seiner Bedeutung nach dann hinter dem Ilseder Erzhorizont in einer Reihe mit den Erzen des Siegerlandes und des Lahn- und Dillgebietes einzuordnen sein.

Zusammenfassung

1. Während der Transgression der Unterkreide im Harzvorlande läßt sich eine Halbinsel feststellen, die in der Verlängerung des heutigen Harzes in der Richtung auf Hildesheim von dem südlichen Festlande vorspringt. Beim Fortschreiten der Transgression wird die Halbinsel allmählich vom Meere überwältigt, und ebenso dringt das Meer im Hauterive in den östlichen Teil der subhercynen Mulde ein.

2. Die einheitlich erscheinende Kreide der Innerste-Mulde verhüllt einen tektonisch stark gestörten präcretacischen Untergrund, der durch die kimmerische Faltung schon weitgehend zu Sätteln und Mulden zusammengeschoben war. Größere Abweichungen von dem heutigen Gebirgsbau in bezug auf die Streichrichtung sind im Gegensatz zu den Auffassungen WEIGELT's nicht vorhanden.

3. Die Herkunft der Brauneisengerölle des Salzgitterer Erzes ist auf der Hildesheimer Halbinsel zu suchen, wo sie während des Wealdens einer terrestrischen Verwitterung unterlagen und danach von dem transgredierenden Meere umgelagert und zu submarinen Lesedecken aufgeschüttet wurden.

4. Die Verbreitung der bauwürdigen Erze, bei denen Vorräte I., II. und III. Reihe unterschieden wurden, beschränkt sich auf das nähere Gebiet des Salzgitterer Höhenzuges. Der Gesamtvorrat ist auf 490 Mill. t zu schätzen.

Literaturverzeichnis

1. Beck, G., Tektonische und paläogeographische Untersuchungen im Gebiet zwischen Hildesheim und Braunschweig. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 85. 1920.
2. Dahlgrün, Fr., Tektonische, insbesondere kimmerische Vorgänge im mittleren Leinegebiete. Dies. Jahrb. f. 1921, Bd. XLII.
3. —, O. H. Erdmannsdörffer, W. Schriel, Geologischer Führer durch den Harz, Teil II. Borntraeger, Berlin 1925.
4. Erdmannsdörffer, O. H., Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmearbeiten im Jahre 1921. Blatt Wernigerode. Dies. Jahrb. f. 1921, S. XXII ff.
5. Göbel, Fr., Zur Altersbestimmung der subhercynen Salzaufbrüche (Transgression von Neocom auf Zechstein) nach neueren Tiefbohrergebnissen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1922.
6. Kauenhowen, W., Das Basiskonglomerat der Unteren Kreide im nördlichen Harzvorlande und seine Eisenerzführung. Dissertation Berlin 1923 und N. Jahrb. f. Min. usw. 1926.
7. v. Koenen, A., Über scheinbare und wirkliche Transgressionen. Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wissensch. Göttingen. Mathem. phys. Kl. 1906.
8 Luyken, W., Über Aufbereitungsversuche mit Erzen des Salzgitterer Höhenzuges. Mitteil. a. d. Kaiser Wilhelm-Institut für Eisenforschung zu Düsseldorf, VII. Bd., 3. Lief. 1925.
9. Scheibe, E. A., Beiträge zur Kenntnis des Salzgitterer Erzhorizontes und zur Oolithfrage. Dissertation Charlottenburg 1923 und »Glückauf« 1923.
10. Schneiderhöhn, H., Untersuchungen über die Aufbereitungsmöglichkeit der Eisenerze des Salzgitterschen Höhenzuges auf Grund ihrer mineralogisch-mikroskopischen Beschaffenheit. Mitteil. a. d. Kaiser Wilhelm-Institut für Eisenforschung zu Düsseldorf, V. Bd., 1924.
11. Schroeder, H., Geol. Karte v. Preuß. mit Erläuterungen. Lief. 100, Blatt Harzburg, Lief. 174, Blätter Goslar (I. u. II. Aufl.), Vienenburg, Salzgitter, Ringelheim, Lutter a. B.
12. Seitz, O., Die Bedeutung der »Transformation« des Liegenden von gefalteten Transgressionsflächen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1925.
13. Stille, H., Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. des Nieders. geol. Vereins 1910.
14. —, Übersichtskarte der Saxonischen Gebirgsbildung. Herausgeg. v. d. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin 1922.
15. —, Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Borntraeger, Berlin 1924.
16. Thomas, E., Genetische Betrachtungen über die Lias- und Neocomablagerungen am Fallstein und ihre Eisenerze. Jahrb. d. Halleschen Verbandes f. d. Erforsch. usw., IV. Bd, 1923.
17. Weigelt, J., Angewandte Geologie und Paläontologie der Flachseegesteine und das Erzlager von Salzgitter. Fortschritte d. Geologie u. Palaeontologie. Heft 4, 1923.
18. —, Die Gesetzmäßigkeiten natürlicher Aufbereitungsvorgänge und die Entstehung des Erzlagers von Salzgitter. Berichte d. Fachausschüsse d. Ver. deutsch. Eisenhüttenleute. Erzausschuß, Bericht Nr. 4, 1923.
19. —, Das Erzlager von Salzgitter und sein Bildungsraum. Ebenda, Bericht Nr. 5, 1924.
20. —, Grundlagen und Voraussetzungen für Exkursionen im Neocomerz von Salzgitter. XVII. Jahresber. des Nieders. geol. Vereins 1925.
21. Woldstedt, P., Die Störungszone des Oberen Allertals. Dies. Jahrb. f. 1924.
22. —, Zur Tektonik des subherzynen Beckens. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1924.
23. —, Tektonische Skizze der weiteren Umgebung von Braunschweig. XVIII. Jahresber. des Nieders. geol. Vereins 1925.

Die Tektonik der Grube Vereinigte Constanze bei Langenaubach,

ein Beispiel für die praktische Anwendung raumbildlicher Darstellungen zur Veranschaulichung verwickelter tektonischer Verhältnisse

Von Herrn **W. E. Schmidt** in Berlin

Hierzu Tafel 11—14 und 2 Textfiguren

Der große praktische Wert der Aufklärung der Tektonik für den Flözbergbau und die Wichtigkeit der Grubenaufschlüsse im Lagerbergbau für die Förderung unserer tektonischen Vorstellungen anderseits bedarf keiner langen Auseinandersetzungen und Begründungen. Die Schwierigkeiten der räumlichen Vorstellung eines verwickelten Tektogens für den praktischen Geologen und Bergmann ist aber ein nur zu oft empfundener Übelstand, und es haben sich daher schon viele mit der Vervollkommnung unserer Methoden der anschaulichen Darstellungen von Oberflächenformen, von Gängen, Faltenformen und Klüften befaßt. In Deutschland waren es z. B. J. Ahlburg, R. Dannenberg, W. Henke, W. Nehm, E. Stach und O. Seitz, vergleiche das Literaturverzeichnis am Schluß der Arbeit. Das Blockdiagramm in seinen verschiedensten Anwendungsmöglichkeiten behandelt A. K. Lobeck ausführlich.

Für viele Zwecke ist das Stach'sche Würfeldiagramm, das jetzt von Stach als isometrisches Raumbild bezeichnet wird, eine fast vollkommen befriedigende Darstellungsmethode, die beispielsweise von Henke im Siegerländer Bergbau mit dem größten Nutzen für den Bergmann der Praxis angewendet wird. Auch Quiring hat zweien seiner Arbeiten ein sehr klares, von E. Stach gezeichnetes Würfeldiagramm der Gänge der Grube Eisernhardter Tiefbau beigegeben. Gewisse tektonische Verhältnisse aber vermag man auch mit Hilfe des isometrischen Raumbildes nach Stach nicht genügend klar zu veranschaulichen, und daher habe ich für die Erläuterung der komplizierten Tektonik der Grube Vereinigte Constanze auch noch andere räumliche Darstellungen versucht, die ich im folgenden der Kritik der in der Praxis tätigen Geologen unterbreite.

Die Grube Vereinigte Constanze ist in der Literatur schon mehrfach erwähnt worden; sie hat eine gewisse Berühmtheit erlangt, da ihr Roteisenstein schon früh *Pharciceras*-Arten geliefert hat. Ursprünglich

hatte ich geplant, die Geologie dieser Grube auch in stratigraphischer Beziehung neu zu bearbeiten, habe das aber dann aufgegeben, weil ich in den letzten Jahren keine Gelegenheit mehr gehabt habe, mich solchen Studien zu widmen und weil inzwischen von anderer berufener Seite die Klärung der Stratigraphie eingeleitet worden ist. Die stratigraphische Literatur ist ebenfalls am Schluß angegeben worden.

Mit der Tektonik der Grube Vereinigte Constanze habe ich mich in den Jahren 1921—24 im Auftrage der Besitzerin, der Mannesmannröhren-Werke, sehr intensiv beschäftigt und habe durch sehr zahlreiche Grubenfahrten wohl alle damals noch zugänglichen Aufschlüsse untersucht. Daher glaube ich, durch die Veröffentlichung meiner tektonischen Ergebnisse und meiner zu ihrer Erläuterung angewandten Darstellungsmethoden sowohl dem Geologen der Praxis als auch dem Faltentektoniker etwas geben zu können.

Nach mir hat sich in jüngster Zeit Herr Dr. Dufour mit der Stratigraphie und Tektonik der Grube intensiv befaßt. Die Einsicht in seine noch nicht veröffentlichte Arbeit ist mir bereitwillig gestattet worden, zur Erreichung des mit dieser Arbeit beabsichtigten Zweckes brauchte ich jedoch auf seine Beobachtungen und Auffassungen nicht einzugehen. Herrn Bergassessor Kippenberger, dem Leiter der Bergverwaltung Gießen der Mannesmannröhren-Werke, bin ich zu großem Danke dafür verpflichtet, daß er mir die Veröffentlichung bereitwilligst gestattet hat, und ich spreche ihm auch an dieser Stelle meinen besten Dank aus.

Die hier wiedergegebenen Profile und Risse stammen z. T. aus dem Anfang meiner Untersuchungen, sind aber nach den neueren mir aus eigener Anschauung bekannt gewordenen Aufschlußarbeiten ergänzt und berichtigt worden. Aber auch so geben sie nicht den neuesten Stand der Aufschlußarbeiten wieder, weil ich in den letzten Jahren keine Gelegenheit mehr hatte, die Grube zu befahren und die letzten Aufschlüsse zu verwerten. Da es mir weniger darauf ankommt, die Tektonik der Grube Constanze bis in alle Einzelheiten richtig wiederzugeben, als vielmehr darauf, den Nutzen von Raumbildern verschiedener Art für die Verdeutlichung komplizierter tektonischer Formen an einem praktischen Beispiel zu erläutern, so glaubte ich darauf verzichten zu können, manche meiner Annahmen, die durch spätere Aufschlußarbeiten nicht voll bestätigt worden sind, zu berichtigen. Eine Umarbeitung meiner älteren, z. T. vielleicht überholten Darstellungen, würde zu viel Zeit erfordert haben. Der Kern meiner Darstellung hat jedenfalls insofern einen gewissen bleibenden Wert, als er auf den tatsächlich gemachten, im Grubenbild festgelegten Aufschlüssen, sowie auf Bohrergebnissen fußt.

Überblick über die geologische Lage und Tektonik der Grube

Die Grube Vereinigte Constanze bei Langenaubach, Blatt Dillenburg, ist die westlichste Roteisensteingrube der Dillmulde und liegt unmittelbar nördlich von dem breiten Zuge des Deckdiabases, der das Innere der Dillmulde erfüllt. Die Grube fördert einen sehr geschätzten

Flußeisenstein. Die Tektonik ist kurz als eine aus intensivster Faltung hervorgegangene Schuppenstruktur zu bezeichnen.

Die Schichtenfolge in der weiteren Umgebung der Grube setzt sich aus folgenden Gliedern zusammen:

Schalstein mit Diabasdecken des Oberen Mitteldevons;
Plattigen Kalken, roten Schiefern, roten Kalkknotenschiefern und roten Knollenkalken und Sandsteinschichten des Oberdevons;
Langenaubacher Tuffbreccie, in der Erklärung der Tafel 13 als Mandelsteinbreccie bezeichnet, und Deckdiabas des unteren Untercarbons.

Diese Schichtenfolge fällt nach meinen Beobachtungen fast ausschließlich nach Südosten ein. In die Schichten des Oberdevons und des Untercarbons ragen nun eine Reihe von schuppenartigen Schalsteinsätteln hinein, die z. T. noch das Roteisensteinlager tragen. Dort, wo das Lager fehlt, ist anzunehmen, daß es bei Entstehung der Schalsteinschuppen von seinem Liegenden, dem Schalstein, abgequetscht und zurückgeblieben ist, also noch in der Tiefe steckt. Der Schalstein ist ein relativ plastisches Material, während der Roteisenstein dem Faltungsschub gegenüber offenbar sehr viel renitenter gewesen ist. Die Grenzen zwischen den einzelnen Schichtengliedern sind in der Regel keine normalen Auflagerungsgrenzen mehr, sondern sind vorwiegend Gleitfugen, auch fehlen häufig mehr oder weniger mächtige Schichtenglieder. Die Schalsteinschuppen zeigen in manchen Teilen einen staffelförmigen Bau, d. h. sie bestehen aus einzelnen scheibenförmigen Teilen, von denen bei dem Ueberschiebungsvorgange einige vorangeeilt, andere zurückgeblieben sind. Die gleichen Bewegungen hat nun auch das Roteisensteinlager mitgemacht, und so bietet uns die Grube gute Beispiele sowohl von Überschiebungen als auch von Unterschiebungen.

Die Grube Vereinigte Constanze baut auf zwei Roteisensteinvorkommen, die zwei verschiedenen Schalsteinschuppen angehören. Das nordwestlicher gelegene Vorkommen ist das Constanzelager mit seinen verschiedenen Teilschollen, das südöstlicher gelegene ist das Lager der Wilhelmseisenzeche. Beide Lager werden jetzt von einem gemeinsamen Förderstollen, dem sog. III. Stollen, nebst Blindschacht aus betrieben. Der I. Stollen in Höhe der 18 m-Sohle, dient als Wasserstollen. Die Wilhelmseisenzeche ist auf der Stollensohle, auf der 18 m-Sohle, auf der 50 m-Sohle und auf der tiefsten 110 m-Sohle durch lange Flügelörter gelöst worden.

Der Grundriß der Grube

Der Grundriß der Grube zeigt die fünf Abbausohlen, von der Förderstollensohle abwärts bis zur 110 m-Sohle. Wegen des kleinen Maßstabes sind die Klüfte nicht eingetragen worden, da die wichtigeren streichenden Klüfte deutlicher in den zahlreichen Querprofilen erkannt werden können. Aus dem Grubenbilde ist vor allem die räumliche Lage des Constanzelagers zu dem der Wilhelmseisenzeche zu ersehen. Der

Sattelbau des Constanzelagers kann auch aus dem Grubenbild an den parallelen Strecken der III. Stollensohle im Westfeld, von denen allerdings nur die südöstlichere ein abbbauwürdiges Lager angetroffen hatte, erkannt werden. Deutlicher noch tritt der Sattelbau am nordöstlichen Ende des Lagers in derselben Sohle hervor, wo das von den Bergleuten als Karussell bezeichnete umlaufende Schichtenstreichen in dem gewölbeartigen Abbauraum noch heute in seltener Klarheit zu sehen ist.

Zur Veranschaulichung des tektonischen Baues habe ich senkrecht zum Generalstreichen des Schalsteinsattels des Constanzelagers 20 Querprofile nach dem Grubenbild und nach meinen eigenen Beobachtungen gezeichnet, deren Lage in dem Grundriß der Grube angegeben ist. Das Profil I liegt 400 m südwestlich vom Schacht, das zweite 300 m SW, die Profile III—XV folgen dann in Abständen von je 50 m, während die letzten sechs Profile XV—XX nur 25 m Abstand haben. Um in allen Profilen eine feste Orientierungslinie zu bekommen, ist der im Profil VIII liegende Schacht auf sämtliche Profilebenen projiziert und als gestrichelte Linie in die Profilzeichnungen eingetragen worden. Da die Projektion des Schachtes in allen Profilen und in der Parallelprojektion der Profilserie, Taf. 11, vorhanden ist und da im Grubenbild die Lage der Profile und der Schachtprojektion eingetragen ist, wird die Vergleichung der Profile untereinander und mit dem Grundriß keine Schwierigkeiten machen.

Beide Roteisensteinlager sind von Querstörungen nahezu völlig frei, nur im Westfeld des Constanzelagers setzt zwischen den Profilen II und III ein bedeutender Sprung durch den Schalstein mit dem Roteisensteinlager. Diese große Störung ist auf dem Blatte Dillenburg der Geologischen Spezialkarte von E. Kayser fast genau an derselben Stelle nach dem Ergebnis der Kartierung der Oberfläche eingetragen worden. Im übrigen läßt sich die Tektonik der Grube am besten an der Hand der Profile studieren.

Die Sohlen des IV. und V. Stollens sowie die des Lauberg-Stollens sind nicht mehr fahrbar gewesen; die früheren Aufschlüsse dieser Sohlen sind aber nach den vorhandenen Grubenbildern verwertet worden. Zwecks Vereinfachung des Bildes sind die Grundrisse dieser drei Sohlen in dem Grubenbild auf Taf. 11 fortgelassen worden.

In der 18 m-Sohle verschwindet die westliche Sattelscholle des Constanzelagers gegen Nordosten unmittelbar westlich vom Profil X und schiebt von hier flach gegen Nordosten ein, so daß dieser Lagerteil auf der 50 m-Sohle noch nordöstlich vom Profil XI vorhanden ist. Zwischen den Profilen X und XI ist im Grundriß der 18 m-Sohle eine lagerfreie Strecke vorhanden, obwohl Schalstein hier angetroffen worden ist. Gleich südwestlich vom Profil XI setzt in der 18 m-Sohle ein neuer Lagerteil an, der bis über Profil XII hinaus fortstreicht. Dieser Lagerteil schiebt an seinem Ende mit dem gleichen flachen Winkel gegen Nordosten ein und reicht daher in der 50 m-Sohle bis dicht vor das Profil XIV. Diese Lagerscholle ist ein von der westlichen Sattelscholle des Constanzelagers abgerissener und überschobener Teil; sie wird daher im folgenden als östliche Sattelscholle bezeichnet werden. Diese Verhältnisse

sind am leichtesten an dem Seigerriß, Fig. 1, S. 426, zu überblicken, sie werden später ausführlicher besprochen werden.

Im Grundriß erscheint das Roteisensteinlager in der 18 m-Sohle von der Mitte zwischen den Profilen V und VI an verdoppelt, in der III. Stollen-Sohle erst nordöstlich vom Profil VII, in der 50 m-Sohle ist eine Verdoppelung erst im Schachtprofil VIII zu erkennen. Diese Verdoppelung ist dadurch entstanden, daß durch den Ueberschiebungsvorgang ein Teil der westlichen Sattelscholle abgerissen und mit einer leichten Drehbewegung über jene Scholle überschoben worden ist. Dieser Bewegungsvorgang wird am besten an Hand der Figur 1 erkannt, wo die Verhältnisse eingehender werden besprochen werden.

Die Querprofile der Grube

Profil I, 400 m südwestlich vom Schacht, zeigt neben der Projektion des Schachtes einen überkippten Sattel von Schalstein, punktiert, der oberhalb der III. Stollen-Sohle das Roteisensteinlager auf beiden Flügeln, zwischen dieser und der 18 m-Sohle nur auf dem Südflügel trägt. Unterhalb der 18 m-Sohle ist das Lager noch nicht aufgesucht worden, so daß es an der unterbrochenen Linie nur vermutet werden kann. Dieser Lagerteil wird im folgenden als westliche Sattelscholle bezeichnet werden. Dieses Profil sowie die folgenden zeigen außerdem die mutmaßliche Lage der Hauptüberschiebung des Constanzelagers, feine Linie. In allen Profilen sind nur Schalstein und Roteisensteinlager angegeben worden, alle in den Profilen weiß gelassenen Teile sind in der Hauptsache Oberdevon, jedenfalls als Schichtenglieder aus dem ursprünglichen Hangenden des Lagers anzusehen.

Das nächste Profil II, 300 m SW, zeigt ebenfalls einen Schalsteinsattel, dessen Nordwestflügel aber, wo er noch vorhanden ist, nicht überkippt ist, sondern nordwestlich einfällt. In diesem Profil setzt das Lager des Nordflügels nicht mehr bis zur III. Stollen-Sohle hinab.

Im Profil III, 250 m SW, ist infolge des großen Sprunges, der zwischen diesem und dem vorhergehenden Profil durch das Grubenfeld setzt, die westliche Sattelscholle bis fast an die Projektionslinie des Schachtes vorgerückt. Der Nordflügel des Lagers ist bereits von der Hauptüberschiebung fortgeschnitten worden; der Südflügel aber setzt bis zur 50 m-Sohle hinab. Das Profil IV gleicht dem Profil III fast vollkommen.

Im Profil V — wie die folgenden Profile in 50 m-Abstand — ist wieder ein Stück des Nordflügels der westlichen Sattelscholle vorhanden gewesen. Der Südflügel aber zeigt einige Unregelmäßigkeiten. Das abgebaute Lager setzt nur ein kurzes Stück unter die 50 m-Sohle hinab, auf der 80 m-Sohle sind nur einzelne Lagerfetzen mit Schalsteinresten gefunden worden. Über der III. Stollensohle spitzte das Lager nach oben im Einfallen aus, höher hinauf ist es aber wieder abgebaut worden. Durch die punktierte Linie ist das zwischen der III. und IV. Stollensohle fehlende Stück angedeutet worden. Das punktiert gezeichnete Stück soll der nordwestlichste Zipfel der überschobenen Teil-

scholle sein, die in den gegen Nordosten folgenden Profilen eine große Bedeutung erlangt. Der nordwestlichste Zipfel dieser überschobenen Teilscholle ist in diesem Profil unterhalb der Lücke des Lagers zwischen der III. und IV. Stollensohle eingezeichnet worden, weil, wie später im Seigerriß (Figur 1) gezeigt werden wird, die überschobene Teilscholle eine Drehbewegung ausgeführt hat, indem ihr nordöstlicher Teil stärker überschoben ist.

In den Profilen VI und VII ist deutlich zu sehen, wie der Betrag der Überschiebung dieser Scholle allmählich größer wird.

Profil VIII ist dasjenige durch den Schacht. Die überschobene Teilscholle ist um einen noch größeren Betrag überschoben und hat unterhalb der 80 m-Sohle noch eine neue, ebenfalls überschobene Unterscholle abgegliedert. Das Roteisensteinlager auf der Sattelkuppe fällt auf kurze Strecke wieder nordwestlich ein. Die Sattelkuppe liegt schon unterhalb der Sohle des IV. Stollens, die Firste der westlichen Sattelscholle schiebt also gegen Nordosten ein, denn im Profil I und II ragt der Sattel bis zur Sohle des V. Stollens hinauf. Besonders beachtenswert ist, daß zwischen der 50 m- und der 110 m-Sohle in der Überschiebungskluft ein Keil von Diabas eingeklemmt ist. In diesem Profil ist der Diabas nicht besonders angegeben worden, da das Schachtprofil auf Tafel 13 in größerem Maßstab und auch mit den jüngeren Schichtengliedern dargestellt worden ist. Im Liegenden der Hauptüberschiebung ist nun auf der 110 m-Sohle das Roteisensteinlager auf dem mandelsteinartigen Schalstein in sehr unregelmäßiger Lagerung angetroffen worden; die Grube Constanze bietet also im Schachtprofil ein Schulbeispiel für eine Überschiebung. Das Lager auf der 110 m-Sohle hat die Form von sogenannten »Säcken«, d. h., es bildet schlauchartige, im Streichen der Schichten liegende und von Nordosten gegen Südwesten ansteigende, die Form von Mulden und Sätteln besitzende Lagermassen von recht edler Beschaffenheit. Im übrigen sei auf das auf Grund der Bohrergebnisse in größerem Maßstab konstruierte Schachtprofil auf Tafel 13 verwiesen.

Das Profil IX ist durch die schon erwähnte, als »Karussell« bezeichnete, das umlaufende Streichen der Sattelkuppe in mustergültiger Weise zeigende Stelle gelegt worden. Gerade an der Umbiegungsstelle ist in der Stollensohle der Abbauraum größtenteils noch unverfüllt, so daß man die Unterfläche des Lagers, bezw. das Dach des Schalsteinsattels prachtvoll blosgelegt findet. Die im Profil VIII zwischen der 50 m- und 80 m-Sohle neuhinzugekommene überschobene Unterscholle hat sich in diesem Profil in zwei ganz untergeordnete Schuppen aufgelöst.

Im Profil X reicht die westliche Sattelscholle schon nicht mehr bis zur 18 m-Sohle hinauf, während die überschobene Teilscholle von der III. Stollen-Sohle bis zur 110 m-Sohle hinabsetzt.

In diesem Profil erscheint zwischen den schon in den vorhergehenden Profilen vorhandenen Lagerteilen eine neue Lagerscholle, die als östliche Sattelscholle bezeichnet werden soll. Diese neue Lagerscholle wird erst im nächsten Profil XI von der 18 m- und von der 50 m-Sohlen-

ebene geschnitten; sie ist ein Teil der westlichen Sattelscholle und ist durch eine Überschienung von dieser losgerissen worden. Der Zusammenhang zwischen den einzelnen Lagerschollen wird später bei Besprechung der Seigerrisse klarer gemacht werden können. In den Profilen X und XI ist die Schalsteinschuppe der westlichen Sattelscholle noch vorhanden, trägt aber das Lager nur ober- und unterhalb der 50 m-Sohle. Bei dem Überschienungsvorgang ist der Schalstein vorangeeilt und ist in Bezug auf das Lager unterschoben worden.

Von der westlichen Sattelscholle ist im Profil XI nur noch ein kleiner Fetzen in der 50 m-Sohle vorhanden. Im Profil XII ist nur noch die überschobene Teilscholle als hangender Lagerteil, die östliche Sattelscholle als liegender Lagerteil vorhanden. Die überschobene Teilscholle endigt im Profil XII unterhalb der 50 m-Sohle mit einer doppelten Spezialfalte, im Profil XI dagegen reicht sie infolge einer ganz lokalen Unregelmäßigkeit nicht bis zur 50 m-Sohle hinauf.

Im Profil XIII hat sich im Constanzelager nichts geändert, nur daß die im vorigen Profil vorhandenen Lagerteile infolge des nordöstlichen Einschiebens nicht so hoch hinaufreichen als dort. Im Profil XIV erscheint das Constanzelager zum letzten Male in der Profilreihe.

Im Profil XIII erscheint das Lager der Wilhelmseisenzeche, das gegen Nordosten immer größere Bedeutung erlangt, zum ersten Male in der Profilreihe.

In den langen Flügelörtern, die von dem Constanzelager nach der Wilhelmseisenzeche getrieben worden sind, sind oberdevonische Kalke und Schiefer sowie die untercarbone Tuffbreccie durchfahren worden. Über einer gut ausgeprägten Überschiebungskluft erscheint dann vom Profil XIII an gegen Osten das Lager der Wilhelmseisenzeche, das dem Schalstein aufruht und von oberdevonischen Schiefern und Kalken überlagert wird. Dicht über dem Lager der Wilhelmseisenzeche ist an mehreren Stellen eine hangendere Überschiebungskluft angefahren worden, die diese Schalsteinschuppe mit ihren oberdevonischen Gesteinen nach dem Hangenden zu begrenzt und z. T. Schalstein und Roteisensteinlager fortschneidet. Sehr bemerkenswert ist der im Flügelort der 50 m-Sohle im Profil XIV kurz vor Erreichung der liegenden Überschiebungskluft der Wilhelmseisenzeche angefahrene Roteisensteinsack inmitten der untercarbonen Tuffbreccie. Dieses Erzvorkommen hatte tatsächlich die Form eines Sackes, was noch heute an dem unverfüllten Abbauraum gut zu sehen ist. Sie hatte nach meiner Erinnerung eine Länge von etwa 8 m, eine Breite von etwa 4 m und eine Höhe von 6 m. Daß die Erzmasse ein ursprünglicher Bestandteil der Tuffbreccie sei, etwa wie die großen Kalkblöcke, die so häufig in ihr gefunden werden, halte ich für durchaus unwahrscheinlich. Meiner Meinung kann die Erzmasse nur durch tektonische Vorgänge in die Tuffbreccie hineingeknetet worden sein, doch habe ich keine diese Auffassung bestätigenden Beobachtungen machen können.

In den Profilen XIII—XVI, deren erste drei in 50 m, deren letzte in 25 m Abstand gelegt sind, bildet das Hauptlager der Wilhelmseisenzeche einen unvollständigen, überschobenen Sattel, von dem fast aus-

schließlich noch der Südflügel erhalten ist; Profil XV zeigt eine kleine Spezialfalte in ihm.

Trotzdem die Profile XVI—XX nur je 25 m auseinanderliegen, zeigen sie sehr wechselnde Vertikalschnitte des Lagers. Im Profil XVI war auf der Schalsteinschuppe noch ein geschlossener Roteisensteinsattel vorhanden, vom Profil XVII an aber sind nur noch einzelne Lagerfetzen vorhanden. In diesem Profil senkt sich in die Sattelfirste des Hauptlagers eine Mulde des Roteisensteins hinein, die von dem Lauberg-Stollen als sog. Laubergmulde abgebaut worden ist. Die Laubergmulde ist im Profil XVIII noch deutlich und andeutungsweise selbst noch im Profil XIX und XX zu erkennen. Der Südflügel des Hauptlagers ist in den letzten vier Profilen in zwei einzelne Lagerschuppen aufgelöst. Schwer zu erklären sind die beiden kleinen Lagerfetzen, die im Profil XX im Hangenden der hangenden Überschiebungskluft in dem Querschlag zu dem Gesenk von der 50 m- zur 80 m-Sohle angetroffen worden sind; im Profil XX sind die Projektion des Gesenkes und die Lagesfetzen angegeben worden. Im Liegenden dieser Lagerfetzen waren noch Schalsteinreste vorhanden, und ich bin schließlich zu der Auffassung gekommen, daß diese Fetzen die Spitzen der durch die hangende Überschiebungskluft von den Lagerteilen oberhalb der 18 m-Sohle abgeschnittenen Teile darstellen müßten. Wenn das richtig ist, — und ich sehe nichts, was dem widersprechen könnte —, dann hätten wir hier ein vorzügliches Beispiel für eine Unterschiebung. Wir kommen dann zu der Vorstellung, daß die Schalsteinschuppe, die die abgebauten Lagerteile der Wilhelmseisenzeche enthält, die oberdevonischen Schichten wie ein Messer durchschnitten hat, während die Lagerfetzen im Hangenden der hangenden Überschiebungskluft gegenüber dem Hauptlager der Wilhelmseisenzeche zurückgeblieben, also unterschoben worden sind.

Die Parallelprojektion der Profilserie durch die Grube

So gut auch die Tektonik der Grube an der Hand der 20 Querprofile zu studieren ist, so wird der Überblick über sie durch das Nebeneinander der einzelnen Profile doch sehr erschwert. Bei dem Suchen nach einer brauchbaren zeichnerischen Übersicht über die Profilserie bin ich schließlich dazu gekommen, eine Darstellung zu wählen, die das Bild eines in Augenhöhe stehenden Glasmodells der 20 Profile wiedergibt. Denkt man sich die Profile als Glastafeln, die in richtigem Abstande parallel nebeneinander stehen, so erhielte man das auf Tafel 11 gezeichnete Bild, wenn man die Glasprofilserie unter einem Winkel von 30° betrachten würde. Das grundrißliche Grubenbild, Tafel 11, zeigt die Lage der Profile, man würde also die Profile unter dem gedachten Winkel betrachten, wenn man sie in der Richtung von Süden gegen Norden anschauen würde. Bei Betrachtung unter einem Winkel von 30° würden die vertikalen Entfernungen der Profile unverändert bleiben, während die horizontalen auf die Hälfte reduziert erscheinen würden. Daher ist für die Parallelprojektion der Maßstab für die horizontalen Entfernungen nur halb so groß wie derjenige für die vertikalen. Wieder

erscheint die Projektionslinie des Schachtes in allen Profilen der Parallelprojektion, und das bringt den Vorteil, das man aus dem Abstand dieser Projektionslinien von einander unmittelbar den wirklichen Abstand der Profile ermessen kann. In dieser Zeichnung ist auch die Tagesoberfläche zur Darstellung gebracht worden.

Eine lange Beschreibung dieser Parallelprojektion der Profilserie erübrigt sich, sie ist ohne weiteres verständlich durch Vergleich einerseits mit den einzelnen Profilen und anderseits mit dem auf der gleichen Tafel befindlichen Grubengrundriß. Daraus, daß in diesem Bilde das Lager des Profils III innerhalb desjenigen des Profils II erscheint, wird dem Beschauer unmittelbar vor Augen geführt, daß zwischen den beiden Profilen eine große Querverwerfung durchsetzen muß. Um einen wirklichen Vorteil von dieser Darstellung zu haben, bedarf es jedoch einer genügenden Vertiefung in die Einzelheiten, und den meisten Vorteil wird wie bei allen derartigen Darstellungen der Bearbeiter selbst haben. Man erhält durch diese Art der Darstellung unmittelbar eine Vorstellung von dem Einschieben des Constanzesattels gegen Nordosten, während die Entwirrung der für diese Art der Darstellung zu dicht gelegten Profile durch die Wilhelmseisenzeche erst nach längerem Studium gelingen wird.

Diese Parallelprojektion ist für einen bestimmten Zweck angefertigt worden. Am Schacht hatte man im Liegenden der Hauptüberschiebung das Lager auf dem Schalstein in Form der schlauchartigen Lagerteile angetroffen und hatte erkannt, daß diese von Nordosten gegen Südwesten unter einem flachen Winkel ansteigen. Über Tage trifft man erst weit im Südwesten am Wildweiberhäuschen, (vergl. Blatt Dillenburg der geologischen Spezialkarte) im Liegenden der Hauptüberschiebung Schalstein, in dem auch Lagerreste erschürft worden sind. Es wurde nun die Annahme gemacht, daß die am Wildweiberhäuschen erschürften Lagerreste die Fortsetzungen der schlauchartigen Lagerteile im Liegenden der Hauptüberschiebung am Schacht wären, und so konnte ein Winkel von 15^0 für das Ansteigen der schlauchartigen Lagerteile durch Konstruktion ermittelt werden. Wenn diese Annahme richtig wäre und die schlauchartigen Lagerteile am Schacht also mit den Lagerresten am Wildweiberhäuschen in ununterbrochenem Zusammenhang ständen, dann würden die Erzschläuche in den westlich vom Schacht gelegenen Profilen dort liegen, wo in der Parallelprojektion die welligen unterbrochenen Linien im Liegenden der Hauptüberschiebung eingetragen sind. Durch eine Bohrung von der 50 m-Sohle im Westfeld der Grube ist allerdings nachgewiesen worden, daß die schlauchartigen Lagerteile am Schacht nicht stetig gegen Südwesten ansteigen, das die oben gemachte Annahme also irrig war. Um die Verwendungsmöglichkeit dieser Art der Darstellung zu demonstrieren, sind die Folgerungen aus jener unrichtigen Annahme trotzdem in die Zeichnung aufgenommen worden.

Die Seigerrisse der Lagerteile der Grube

a) Der Seigerriß des Constanzelagers

Aus den Profilen allein und auch unter Zuhilfenahme der Parallelprojektion der Profilserie kann man sich nur schwer eine klare Vorstellung von den Zusammenhängen und vor allem von der Flächenform der Lagerteile machen, und gerade das hat ja für den Bergmann der

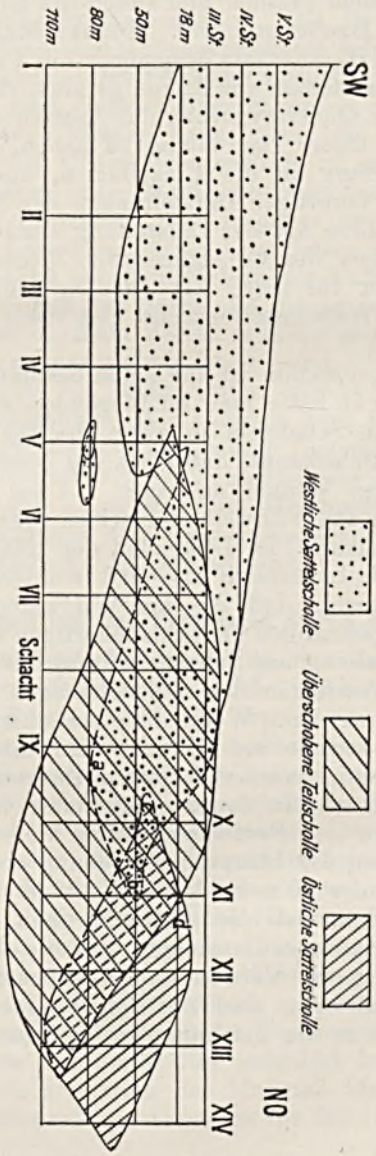


Fig. 1.

Praxis eine besonders große Bedeutung. Der Seigerriß ist hierfür die brauchbarste Darstellungsmethode. Der Seigerriß liefert uns das Bild, das ein Beschauer erhalten würde, der südöstlich von dem Lager in großer Entfernung inmitten des Gebirges etwa in Höhe der 50 m-Sohle stände, wenn das Gebirge als völlig durchsichtig gedacht wird. In Figur 1 ist diese Ansicht des Constanzelagers gezeichnet worden. Dieses Bild ist nach dem Grubenbild, nach meinen Beobachtungen in der Grube und nach den Angaben der mich in der Grube begleitenden Grubenbeamten entworfen worden, und ich glaube, daß es den tatsächlichen Verhältnissen nahekommen wird.

In der Textfigur 1 sehen wir klar, wie die Sattelfirste der westlichen Sattelscholle von Südwesten nach Nordosten einschiebt. Zwischen den Profilen V und VI sind in der 80 m-Sohle die beim Auffahren gegen Südwesten gefundenen, von der westlichen Sattelscholle losgerissenen Lagerfetzen eingetragen worden. Nordwestlich vom Profil X schiebt die westliche Sattelscholle sehr steil unter die 18 m-Sohle ein, und es fehlt in dieser Sohle dann gegen Nordosten auf längere Strecke das Lager; erst am Profil XI erhebt sich ein neuer Lagerteil, flach gegen Nordosten ansteigend, wieder über diese Sohle. Dieser neue Lagerteil ist schon früher als östliche Sattelscholle bezeichnet worden, weil er die überschobene Fortsetzung der westlichen Sattelscholle ist. Die östliche Sattelscholle schloß mit der Begrenzung c—d ursprünglich an die tiefer liegende Begrenzung a—b der westlichen Sattelscholle an, bevor die Spezialüberschiebung beide Sattelschollen von einander getrennt hat. Das Einschieben der östlichen Sattelscholle von deren Kulminationspunkt nordöstlich von dem d bis zu ihrer östlichen Endigung nordöstlich vom Profil XIV entspricht durchaus dem Einschieben der westlichen Sattelscholle nordöstlich vom Profil IX.

Dem im Gebirge stehend gedachten Beschauer zunächst liegt die überschobene Teilscholle des Constanzelagers, die durch breitere Schraffierung bezeichnet worden ist. Diese Scholle paßte ehemals mit ihrer südwestlichen Ecke in den Ausschnitt der westlichen Sattelscholle am Profil V und hat bei der Spezialüberschiebung eine kleine Drehbewegung ausgeführt, derart, daß dabei ihr Drehpunkt etwa zwischen den Profilen V und VI gelegen hat. Diese überschobene Teilscholle ist in dieser Darstellung als eine einheitliche Scholle angegeben worden, in Wirklichkeit aber ist sie durch eine Spezialüberschiebung ihrerseits wieder in mindestens zwei untergeordnete Schollen zerlegt worden, die in dem Schachtprofil unterhalb der 50 m-Sohle und im Profil IX in der 80 m-Sohle geschnitten worden ist. In dieser Darstellung ist auch die lokale Unregelmäßigkeit im Profil XI, wo das Lager dieser Scholle auf eine kurze Strecke nicht bis zur 50 m-Sohle hinaufreicht, unberücksichtigt geblieben.

Zwischen den Profilen X und XI liegen die drei Lagerschollen in folgender Reihenfolge übereinander: dem Beschauer zunächst, also die hangendste Lagerscholle, ist die überschobene Teilscholle, breiter schraffiert, darunter folgt als mittelste Scholle die östliche Sattelscholle und der liegendste Lagerteil ist die westliche Sattelscholle.

b) Der Seigerriß der Lagerteile der Wilhelmseisenzeche

Das Lager der Wilhelmseisenzeche besteht aus dem Hauptlager und dem Lager der Laubergmulde. Das Hauptlager bildet im wesentlichen den Südflügel des Sattels, von dessen Nordflügel nur in den Profilen XV und XVI noch Reste vorhanden sind. Wie die Profile XVII—XX zeigen, ist das Hauptlager aber nicht einheitlich, sondern durch eine Spezialüberschiebung in zwei Lagerschuppen zerlegt worden. In dem Seigerriß sind die Flächen, in denen sich die beiden Schuppen des Hauptlagers überdecken, wo also eine Verdoppelung des Lagers eingetreten ist, durch dichtere Schraffur kenntlich gemacht worden.

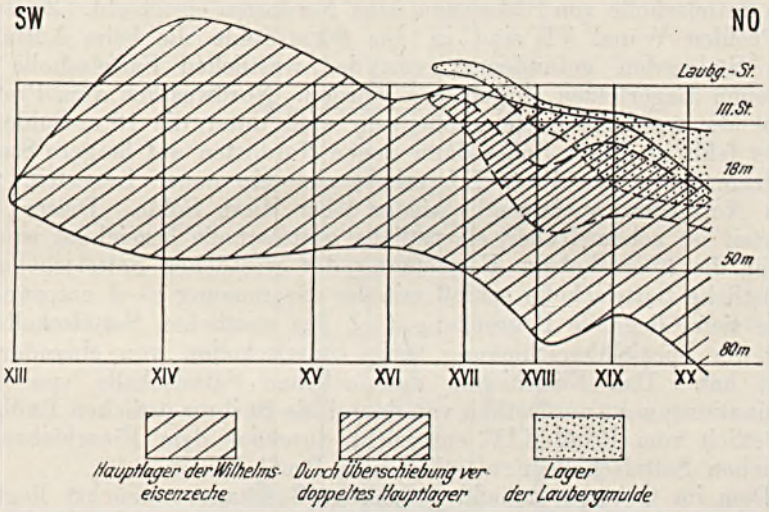


Fig. 2.

Das Lager der Laubergmulde ist ein Teil des Sattels der Wilhelmseisenzeche, und zwar, wie bei der Besprechung der Profile schon gesagt worden ist, ist es eine Spezialmulde, die sich in die Sattelfirste einsenkt. Das Lauberglager hat daher ursprünglich mit der Sattelkuppe des Profiles XVI zusammengehangen. Durch die hangende Überschiebungskluft ist aber, wie im Profil XVII deutlich zu sehen ist, gerade die Sattelkuppe des Spezialsattels zwischen der Laubergmulde und dem Südflügel des Hauptlagers fortgeschnitten worden, so daß jetzt das Lager der Laubergmulde von dem Hauptlager getrennt ist.

Das Schachtprofil nach den Gruben und Bohraufschlüssen

In die 20 Profile sind nur Schalstein und Roteisenstein eingetragen worden, da nur deren Verbreitung in den meisten Profilen genügend sicher bekannt ist. Nur im Schachtprofil sind auch die jüngeren Schichtenglieder teils genau in der Profilebene teils in deren allernächster Nachbarschaft so umfassend aufgeschlossen worden, daß es möglich ist,

die Lagerungsverhältnisse dieses Schnittes auf ungewöhnlich sicherer Grundlage zu rekonstruieren. Trotz der ungewöhnlich umfassenden Aufschlüsse ist dieses Querprofil in vielen Teilen noch stark kombiniert, doch kann sich jeder selbst ein Urteil über das Verhältnis der sicheren Grundlage zur Kombination bilden, da die tatsächlich gemachten Aufschlüsse in vollen Farben, die danach kombinierten Ergänzungen aber in leichteren Farbtönen eingetragen worden sind. Die Bohrlöcher geben die erbohrten Profile im Maßstab des Profiles an; die erbohrten Grenzen stimmen aber nicht überall mit den im Profil gezeichneten überein, weil nur ein Teil der Bohrlöcher tatsächlich oder annähernd genau in der Schnittebene liegen.

Die in dem Schachtprofil dargestellten Schichten sind folgende: das älteste Schichtenglied ist der Diabasmandelstein im Nordwesten am Bohrloch 4, der wahrscheinlich noch zum tieferen Mitteldevon gehören dürfte. Dann folgt der Schalstein des Oberen Mitteldevons und der altoberdevonische Roteisenstein. Über dem Lager liegen teils Rotschiefer teils helle oder rötliche oder bunte Kalke des unteren Oberdevons. Aus den Grubenaufschlüssen ist nicht mit Sicherheit zu entnehmen, welches dieser Schichtenglieder ursprünglich dem Roteisensteinlager aufgelagert war; aus Beobachtungen außerhalb der Grube muß man aber schließen, daß die hellen Kalke im Schichtenprofil tiefer liegen als die Rotschiefer mit ihren kalkigen Bändern. In der Farbenerklärung sind diese Kalke im Gegensatz zu den gleich zu besprechenden untercarbonen Kalken als ältere Kalke bezeichnet worden. Über den Rotschiefern folgt eine aus grauen Tonschiefern und Sandsteinen (Pönsandstein) zusammengesetzte Schichtenfolge, die noch zum Oberdevon gehört. Das jüngste Schichtenglied ist die untercarbone Tuffbreccie von Langenaubach, die wegen der zahlreichen Bomben von Diabasmandelstein in der Farbenerklärung als Mandelsteinbreccie bezeichnet worden ist. In dieser Mandelsteinbreccie liegen mehr oder weniger zahlreiche Brocken und Blöcke von massigem Kalkstein; in einer gewissen höheren Zone der Mandelsteinbreccie werden die Kalkblöcke so zahlreich und erlangen solche Größe, daß sie als jüngerer Kalk in dem Querprofil des Schachtes ausgeschieden werden konnten. In solchem kalkblockreichen Teil der Mandelsteinbreccie ist beispielsweise der unterirdische Kalkbruch vom III. Stollen aus früher betrieben worden.

Das in dem Schachtquerschnitt durch die umfangreichen Aufschlüsse enthüllte tektonische Bild ist dasjenige einer äußerst intensiven Schuppenstruktur. Normale Auflagerung ist an den wenigsten Stellen mehr zu vermuten, vielmehr scheinen fast überall Gleitfugen die Grenzen der Schichtenglieder zu bilden.

Eine lange Erklärung des Querprofils ist wohl nicht nötig, und ich kann wohl auch auf eine eingehendere Begründung der hier zur Darstellung gebrachten Auffassung verzichten, weil durch die zahlreichen Gruben- und Bohraufschlüsse der Schichtenverband im wesentlichen festgelegt ist, und von mir nur verhältnismäßig wenig hinzukonstruiert worden ist.

Von Südosten gegen Nordwesten sind 6 Schalstein-Sattelschuppen vorhanden: 1. die Schuppe des Constanzelagers, 2. die Schuppe der

110 m-Sohle mit den schlauchartigen Lagerteilen im Liegenden der Hauptüberschiebung, 3. eine Schuppe, die bis in den Querschlag der 80 m-Sohle hinaufreicht, 4.—5. zwei kleinere Schuppen, die vom dem Bohrloch 1 erreicht worden sind, und endlich die Schalsteinschuppe des sog. Aetnalagers, die an den Diabasmandelstein grenzt.

Trotzdem ist es klar, daß dadurch, daß vielleicht einige etwas abseits liegende Bohrlöcher und die Profilebene in verschiedenen, durch Querverwerfungen voneinander getrennten Kulissen liegen, das dargestellte Querprofil nichts anderes sein kann als ein Versuch, die in den Aufschlüssen gebotenen Gesteinsgrenzen zu einem Gesamtbild zu vereinigen.

In diesem Profil ist auch der schon auf Seite 422 erwähnte Diabaskeil, der in die Hauptüberschiebungskluft zwischen der 50 m- und der 110 m-Sohle eingeklemmt ist, eingetragen worden. Dieser Diabasrest ist bei dem Überschiebungsvorgang aus dem Zusammenhang gerissen und festgeklemmt worden. Er ist ein isoliertes Stück derselben Diabasmasse, die im Westen und Osten des Constanzelagers im Liegenden der Überschiebungskluft vorhanden ist, und die im Ostfeld der Grube Constanze auf der 18 m-Sohle in dem langen Querschlag ins Liegende zwischen den Profilen XII und XIII aufgeschlossen ist. Dieser Diabas hat dort, wo er wie in dem genannten Querschlag außerordentlich stark gepreßt worden ist, das Aussehen und die Eigenschaften des Serpentins erhalten und wurde in dem Querschlag unter der Bezeichnung Grünerde zu Farbzwecken abgebaut. Auch von dem großen Steinbruch im Schleißberg, am Ende der Grubenbahn gelegen, aus ist ein kleiner Stollen zur Gewinnung dieser Grünerde getrieben worden.

Die Tektonik der Grube im isometrischen Raumbild nach Stach

Zur Erleichterung des Überblicks über die Tektonik der Grube habe ich die mir durch Aufschlüsse gebotenen Unterlagen und das, was ich aus ihnen gefolgert habe, in einem isometrischen Raumbild verarbeitet. Hierfür habe ich den zwischen den Profilen V und dem Schachtprofil VIII gelegenen Abschnitt gewählt. Zu diesem Zweck hatte ich die in Tafel 14 wiedergegebene Darstellung im rohen entworfen, und aus ihr hat dann Herr Eug. Geyer das vorliegende, wohl ohne Einschränkung als schön und überaus klar zu bezeichnende Bild herausgearbeitet. Auch so bedarf es natürlich noch einer eingehenden Vertiefung in die Zeichnung, da, um auch in diesem Bilde die Aufschlußunterlagen erkennen zu lassen, reichlich viele Schnittlinien in die Zeichnung aufgenommen werden mußten.

Das Raumbild bringt 1. die Oberflächenform zur Anschauung, 2. die vier Profilschnitte V—VIII, 3. die Grundrisse der Sohlen nebst den Spuren des I. und III. Stollens in gestrichelten Linien, 4. die sechs Bohrlöcher und endlich 5. von den Schichtengliedern den Schalstein, das Roteisensteinlager und den Diabasmandelstein und dazu die Überschiebungskluft. Alle Schichten, die jünger sind als das Lager mußten allerdings fortgelassen werden. Aus diesem Bild ersieht man bei einiger Vertiefung in das Dargestellte auch die Lage der Bohrlöcher recht anschaulich, ob sie nämlich in der Ebene des Schachtprofils liegen oder

zwischen diesem und dem Profil VII. Um das zu erreichen ist an jedem Bohrloch die Stelle, an der es eine Tiefbausohle durchsinkt, durch eine kleine Ellipse um das Bohrloch in der Farbe der Tiefbausohle oder der schwarzen Farbe der Erdoberfläche markiert worden. Das genau in der vorderen Profilebene gelegene Bohrloch 6 z. B. zeigt diese Ellipsen zusammenfallend mit den Spuren der 80 m- und der 110 m-Sohle, während beispielsweise die Ellipsen des Bohrloches 2 stets hinter den Spuren der zugehörigen Sohlen der vorderen Profilebene liegen, weil dieses Bohrloch im Kalkbruch der III. Stollen-Sohle etwa 20 m hinter der Schachtprofilebene angesetzt worden ist. Desgleichen liegen die Bohrlöcher 1—3 hinter der vorderen Profilebene an der Tagesoberfläche und zwar liegt der Ansatzpunkt des Bohrloches 3 unterhalb der III. Stollen-Sohle, der des Bohrloches 1 dagegen etwa im Niveau dieser Sohle.

Am leichtesten wird man wohl dieses Raumbild verstehen lernen, wenn man sich zunächst die vier Querprofile VIII—V, die das Lager in der mit blauer Farbe angegebenen Linie schneiden, mit den unverzerrten Profilen der Tafel 12 vergleicht, und darauf die in den Sohlenfarben angegebenen Horizontalschnitte des Lagers an der Hand des Grundrisses in die Betrachtung hineinbezieht. In den Bohrlöchern sind die erbohrten Roteisensteinfetzen ebenfalls in blauer Farbe angegeben worden.

Nunmehr wird man leicht das rot angelegte Roteisensteinlager mit seinen verschiedenen Schollen plastisch vor sich sehen. Da die Überschiebungskluft als undurchsichtig gedacht ist, kann man das Lager der schlauchartigen Lagersäcke der 110 m-Sohle nur bis an den in der Überschiebungskluft steckenden Diabaskeil überblicken. Im Hangenden der Hauptüberschiebung erblickt man die westliche Sattelscholle des Constanzelagers mit ihrem Ausschnitt und die von diesem Ausschnitt aus über jene überschobene Teilscholle, die dabei etwas gedreht worden ist. Endlich erblickt man auf der 80 m-Sohle die im Südwesten angetroffenen kleinen Lagerschollen, die allerdings in dieser Zeichnung etwas zu groß dargestellt worden sind. Diese kleinen Schollen stecken inmitten des Schalsteins, wie aus dem Profil V an der linken hinteren Würfelfläche erkannt werden kann. Zwischen den Profilen V und VI ist das Roteisensteinlager als zu Tage ausgehend dargestellt worden; hier erblickt man daher über Tage den Schalsteinkern des Sattels und erkennt das umlaufende Schichtenstreichen des Lagers.

Die Schalsteinschuppen im Liegenden der Hauptüberschiebung bedürfen kaum einer weiteren Erläuterung, nur das ist vielleicht noch zu erklären, warum die dritte dieser Schalsteinschuppen in der hintersten Profilebene so viel höher hinaufreicht als in der vorderen. Im I. Stollen ist diese Schuppe nämlich noch durchfahren worden; diese Stelle ist neben der Spur dieses Stollens durch einen gelben Streifen markiert worden.

Wie bei allen derartigen Zeichnungen ist ein eingehendes Studium notwendig, um alles das zu erkennen, was durch sie veranschaulicht werden soll. Das Bild zeigt aber wohl gut, wie mannigfaltig die Anwendungsmöglichkeiten des isometrischen Raumbildes nach Stach sind.

Literaturverzeichnis

a) Über die Geologie der Umgebung der Grube Ver. Constanze

1. Beushausen, L. u. A. Denckmann, Schalsteinkonglomerat bei Langenaubach. Dies. Jahrb. f. 1894, S. 182—184, desgl. f. 1895, S. 72—73.
2. Drevermann, F., Die Tuffbreccie von Langenaubach. Dies. Jahrb. f. 1900, Bd. 21.
3. Frech, F., Geologie der Umgebung von Haiger. Abhandl. z. geol. Spezialkarte v. Preuß., Bd. 8, H. 3, 1888.
4. Frohwein, Beschreibung des Bergreviers Dillenburg. 1885.
5. Kayser, E., Über Aufnahmen in der Gegend von Marburg und Dillenburg. Dies. Jahrb. f. 1887, S. LXIV—V, 1888.
6. —, Über Aufnahmen auf Blatt Dillenburg. Ebenda f. 1891, Bd. XII, 1893, S. LII u. LIII.
7. —, Erläuterungen zu Blatt Dillenburg. 1907.
8. Lotz, H., Erläuterungen zu Blatt Dillenburg. 1907, S. 70—74.
9. Schindewolf, O. H., Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges f. 1921, 73. Bd., S. 159—161.
10. Schmidt, H., Alter und Entstehung der Tuffbreccie von Langenaubach. Senckenbergiana, VI. Bd., H. 3/4, S. 85—95.
11. Wedekind, R., Die Entstehung des Rheinischen Schiefergebirges. Mitteilungen des Universitätsbundes Marburg 1925.

b) Über raumbildliche und andere Darstellungsmethoden in der Geologie

12. Ahlburg, J., Die Grube Schöner Anfang bei Breitenbach. Dies. Jahrb. f. 1909, Bd. 30, S. 345, Taf. 16 u. 17.
13. Dannenberg, R., Über Verwerfungen. Berichte üb. d. Bergschulen im Bezirke d. Kgl. Bergwerksdirektion zu Saarbrücken 1883.
14. Fuhrmann, K., Grundzüge der söhligen Ausrichtung verworfener Lagerstätten. Zeitschr. f. Berg- Hütten- u. Salinenwesen, Bd. 70, 1922, 3. H., S. 107—113, Taf. I—III.
15. Henke, W., Deutung von Verwerfungen und Darstellung von Profilen. Berg- u. Hüttenmännische Zeitschr. Glückauf, Jahrg. 1923, S. 1—6, 23 Textfig.
16. Henke, W., Die Verwendung von Raumbildern in isometrischer Projektion (stereographische Darstellung nach Stach) im Gangbergbau. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 77, 1925, Mon.-Ber. S. 246—250.
17. Lobeck, Armin Kohl, Block diagrams and other graphic methods need in geology and geography. New York and London 1924.
18. Luedemann, K., Geschichtliche Bemerkungen zur Verwendung der isometrischen Projektion im Bergbau und in der Geologie. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 77. Jahrg., 1925, Mon.-Ber. S. 102—106. (Hierin Angabe der älteren Literatur auch aus anderen Disziplinen.)
19. Nehm, W., Die Erweiterung markscheiderischer Darstellungsmethoden im Seigerriß. Mitteil. aus dem Markscheiderwesen, Jahresh. 1923, S. 1—8, Freiberg i. S. 1924.
20. Quiring, H., Die Deutung von Störungen nach grundrißlichen Darstellungen. Zeitschr. f. Prakt. Geol., 29. Jahrg., 1921, H. 6, S. 89—91, 6 Textfig.
21. —, Thermenaufstieg und Gangeinschieben. Ebenda, 32. Jahrg., 1924, Taf. S. 170.
22. —, Das Gesetz des Einschiebens und der Vertaubung der Spateisenstein- und Eisenglanzgänge des Siegerlandes. Archiv f. Lagerstättenforschung 33, Berlin 1924, Taf. 2, S. 1—55.
23. Seitz, O., Das Wulfsche Netz als Hilfsmittel bei tektonischen Untersuchungen. Berg u. Hüttenmännische Zeitschr. Glückauf, Jahrg. 1924, S. 371—377.
24. Schmidt, W. E., Über die Entstehung und über die Tektonik des Lagers von Meggen nach neueren Aufschlüssen. Dies. Jahrb. f. 1918, Bd. XXXIX, T. II, 1919, Textfig. 2, 5, 6, 7, S. 46, 60, 62, 64.
25. Stach, E., Die stereographische Darstellung tektonischer Formen im »Würfeldiagramm« auf »Stereo-Millimeterpapier«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 74. Jahrg., 1922, S. 277—304, 31 Textfig.
26. —, Horizontalverschiebungen und Sprünge im östlichen Ruhrkohlenbecken. Berg- u. Hüttenmännische Zeitschr. Glückauf, Jahrg. 1923, S. 670—678, 15 Textfig.
27. —, Isometrische Raumbilder in Bergbau und Geologie. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 77. Jahrg., 1925, Mon.-Ber. 8—10, S. 234—239.
28. Denner, J., Die Anwendung des Verwerferbildes in der Praxis. Glückauf 1926, Nr. 24.

Zur weiteren Kenntnis der Steinkohlen-Lagerstätte im untersten Rotliegenden von Manebach in Thür.

Von Herrn **H. Hess von Wichdorff** und **W. Gothan** in Berlin

Hierzu Tafel 15—17 und 2 Figuren

Während die Stratigraphie des unteren Rotliegenden, insbesondere der Manebacher Schichten, durch die Arbeiten von F. BEYSCHLAG[1]), E. ZIMMERMANN und R. SCHEIBE in mustergültiger Weise festgelegt ist, ist die Steinkohlen-Lagerstätte von Manebach selbst bisher nur unzureichend bekannt geworden. Es erscheint uns daher wohl angebracht, einmal übersichtlich alte bisher nicht bekannte Aktennachrichten zur Erkenntnis dieser Lagerstätte zu veröffentlichen und insbesondere auch die Ergebnisse der Untersuchung von drei auf Veranlassung des einen von uns (H. v. W.) dort jüngst niedergebrachten Kernbohrungen mitzuteilen.

I. Abriß aus der Geschichte des Manebacher Kohlenbergbaus und seiner ältesten Literatur

(Von H. HESS v. WICHDORFF)

Die erste Kunde, der wir von Bergwerksanlagen in der Umgebung von Manebach in den Urkunden und Akten der verschiedenen Thüringer Staatsarchive begegnen, stammt aus dem Jahre 1691. Am 14. Februar 1691 mutete der Gothaische Oberberginspektor und Zehndner FRIEDRICH HEYN zu Manebach eine Fundgrube unter dem Namen St. Andreas auf alle Metalle und Mineralien nebst dem Recht, Stollen zu treiben sowie Pochwerke und Schmelzhütten anzulegen. Im Quartal Trinitatis 1691 wurde der St. Andreasstollen zu bauen angefangen, der schließlich bis zum Jahre 1699 130 Lachter (= 260 Meter) Länge erreichte. Merkwürdigerweise wurde dieser Bergbau, der in dem St. Andreasstollen einige dem Bergeigentümer bereits vorher von Tagesausbissen her bekannte Flöze von Steinkohlen auf-

[1]) Die vorliegende Abhandlung soll die Erinnerung wach erhalten an die großen Verdienste F. BEYSCHLAG's hinsichtlich der Feststellung der Stratigraphie des Thüringer Rotliegenden, die er gerade in Anknüpfung an das Manebacher Steinkohlenvorkommen in Gemeinschaft mit E. ZIMMERMANN und R. SCHEIBE zur sicheren Lösung brachte.

schloß, nicht auf Steinkohle, sondern auf untergeordnet auftretende und geringwertige silberhaltige Bleiglanztrümchen betrieben. Dieser Erzbergbau hat, wie zu erwarten war, keinerlei greifbare Erfolge gehabt, wie übrigens der damalige Berghauptmann von Ilmenau, Georg Christoph von Uetterodt, von vornherein betont hatte. Die Bergbauaufschlüsse Heyn's haben aber insofern eine Bedeutung für die Kenntnis des Manebacher Steinkohlenvorkommens, als sie zuerst verschiedene Steinkohlenflöze anfuhren und ihr dortiges Auftreten bekannt machten. Noch mehr geschah dies durch eine im Jahre 1695 in Leipzig erschienene Veröffentlichung des Oberberginspektors Heyn: »Bericht einer herrlichen Bergsituation und Ertzgebürges in dem Thüringer Wald, in dem Hochfürstlich Sächsischen Gothaischen Ambte Schwartzwald gelegen und der darauff angefangenen Fundgruben St. Andreas und St. Matthias.« In dem kleinen Schriftchen befindet sich eine anregende Beschreibung der Bergwerke am Sachsenstein und bei Manebach im Thüringer Wald. Da dieses Buch die älteste geologische Schilderung des Thüringer Untersten Rotliegenden (»Manebacher Schichten«), seiner Schichtenfolge und seiner Flora, enthält, hat die Preußische Geologische Landesanstalt in Berlin im Jahre 1907 das seltene, nur noch in einem einzigen Exemplar im Staatsministerium zu Gotha vorhandene Büchlein in photographischer Wiedergabe neu faksimiliert herausgegeben. Heyn schildert darin die in den Schiefertonen über und unter den Steinkohlenflözen auftretenden zahlreichen Farnabdrücke und die anderen vorzüglich erhaltenen fossilen Pflanzenreste bereits im Jahre 1695 sehr anschaulich, wie folgt:

»Gedachter Stollen stehet 30 Lachter in Gezimmer, nachdem fänget sich das gantze und feste Gestein an. Solches bestehet meistens aus einer dunkelgrauen schiefferichten Art, welches man ein Kräutergebirge nennen wollen, weil Gott durch seine wunderbahre Allmacht darinnen vielerhand Arten von Kräutern deutlich gebildet und vorgestellet und ist meistens in solchen zu sehen / Filix, Farrenkraut zweyerley Art / Polypodium, Engelsüsse / Equisetum, Katzenwedel / Gladiolus, Schwerdtel / und andere Arten, deren man bey dreyßig differente Sorten beobachtet. Diese seynd wegen ihrer Wunderwürdigen Gestalt von vielen Curiosis verlangt und mit Admiration betrachtet worden.«

Er teilt dann weiter mit, wie man im achtzigsten Lachter (bei 160 Meter Stollenlänge) des St. Andreasstollens das Steinkohlenflöz angetroffen hat, meistenteils zwei Schuhe mächtig (= 60 cm) und an manchen Orten noch mehr. Er betont, daß man am Tage »den Schweiff« davon sieht, d. h. also nach heutigem Sprachgebrauch »das Ausgehende« des Steinkohlenflözes.

Der Oberberginspektor Heyn hatte mit seinem Bergwerksunterunternehmen bei Manebach, von dem im Kammerarchiv in Gotha noch ein größerer Aktenband (Cap. XIX. Bergwerkssachen, Amt Schwarzwald, loc. 2, Nr. 26b) aus den Jahren 1691—1699 vorhanden ist, keinen Erfolg, da er lediglich auf die nur sporadisch eingesprengten Metalle ausging und die von ihm selbst zuerst nachgewiesenen Steinkohlen

ganz vernachlässigte. Ihm gebührt aber das bleibende Verdienst, das Manebacher Steinkohlenvorkommen entdeckt und zuerst beschrieben zu haben[1]). HEYN's Beschreibung der Manebacher Farnabdrücke im Jahre 1695 muß auf seine Zeitgenossen recht anregend gewirkt haben, noch mehr dann die Aufsammlung der in allen Einzelheiten geradezu glänzend erhaltenen Farne an Ort und Stelle. Schon im Jahre 1709 gab daher G. F. MYLIUS in seinem in Leipzig erschienenen Buche »Memorabilia Saxoniae subterraneae« eine eingehende Darstellung (S. 17—30): »Von denen Manebachischen Schieffern, darauf Kräuter abgebildet sind.« Er fügte seiner Arbeit eine prächtige Kupferstichtafel bei, auf denen die fossilen Farne und andere Pflanzenabdrücke aus dem Manebacher Steinkohlenvorkommen sorgfältig dargestellt sind. Da es sich hierbei um die ältesten paläobotanischen Abbildungen aus den Manebacher Schichten Thüringens handelt, ist diese Kupferstichtafel ihrer historischen Bedeutung willen, vorliegender Arbeit in getreuer Nachbildung beigegeben (Tafel 15). MYLIUS hat, ausgehend von den noch heute lebenden Pflanzen, versucht, den fossilen Manebacher Pflanzen bereits entsprechende Namen zu geben. Dem am häufigsten vorkommenden Manebacher Farn gab er übrigens schon die treffende Bezeichnung »*arborescens*«, die sich bezeichnenderweise bei diesem Farn bis heute erhalten hat *(Pecopteris arborescens)*. Die Abbildungen von MYLIUS sind im allgemeinen recht gut wiedergegeben, so daß man sie z. T. noch heute danach mit einiger Sicherheit bestimmen kann: Nr. 1. *Sphenopteris* sp. 2. *Pecopteris arborescens*. 3. *Annularia stellata* oder *Asterophyllites equisetiformis*. 4. *Calamites* sp. 5. *Annularia stellata* oder *Asterophyllites equisetiformis*. 6. *Pecopteris* cf. *arborescens*. 7. *Asterophyllites equisetiformis*. 8. *Sphenopteris* sp. 9. *Stachannularia tuberculata*. 10. *Pecopteris* sp. (?) oder *Odontopteris osmundaeformis*. 11. desgl. 12. *Asterophyllites equisetiformis*. Einen großen Fortschritt der Erkenntnis dieser Kräuterabdrücke von Manebach lieferte schließlich im Jahre 1804 E. F. VON SCHLOTHEIM in seinen »Beiträgen zur Flora der Vorwelt« mit zahlreichen Abbildungen von Manebach, der bereits neuzeitliche Anschauungen zugrunde legte. Dem Buche von MYLIUS ist eine klare Zeichnung des Manebacher Tales beigegeben, die etwa um das Jahr 1700 entstanden ist. Sie gibt die damaligen Bergwerksanlagen, den St. Philippus-Schacht und St. Philippus-Stollen, und vor allem den bereits erwähnten ältesten St. Andreasstollen wieder. Freilich muß man zur Auffindung dieser Aufschlüsse in der Natur die hier angefügte neue Karte zu Rate ziehen. Indessen versetzt das Manebacher Bild von MYLIUS den Betrachter derart lebhaft im Geiste in diese Gegend mit ihren alten Steinkohlenaufschlüssen, daß wir es uns nicht versagen konnten, auch dieses charakteristische Bild in photographischer Treue des alten Kupferstiches hier wiedergegeben (Tafel 16).

[1]) Seine Nachkommen leben noch heute in Manebach. Einer derselben, WILHELM HEYN, besaß von November 1864 bis Anfang Oktober 1895 die »Langgutszeche«, das hauptsächliche Steinkohlenvorkommen von Manebach.

Der eigentliche Steinkohlenbergbau in Manebach begann erst im Anfang des Jahres 1731. Am 5. Januar 1731 mutete der Amtsvogt (Landrat) in Zella Johann Ernst Langguth die bisherige St. Andreasgrube auf Steinkohlen unter dem Namen »Langguth«. Nach ihm heißt noch heutzutage die Hauptsteinkohlengrube von Manebach die »Langguthszeche«. Er nahm den St. Andreasstollen mit großem Eifer in Betrieb und fuhr auf den Kohlenflözen große Strecken auf. Es gelang ihm bald, unter ständiger Beratung seiner technischen Leiter (1731—1735 Bergkommissionsrat Hartung, 1735—1747 Bergmeister Görner und 1747—1775 Bergmeister Zöllig, eine dauernde Steinkohlenförderung zu erreichen (vergl. die Ausbeutetabellen weiter unten). Nach dem Tode Langguth's am 27. Mai 1760 übernahmen seine beiden Schwiegersöhne den Betrieb der Manebacher Kohlenzeche, der Kaufmann Gademann und der besonders tätige hessische Hauptmann Friedrich Melchior Krausse. Unter Aufsicht des Bergmeisters Zöllig blühte der Manebacher Kohlenbergbau recht stark auf bis gegen das Jahr 1775, insbesondere half der zweite tiefere »Radstubenstollen«, der seit 1761 begonnen war, das gute Mittelflöz weithin erschließen. Um das Jahr 1775 geriet die Langguthszeche unter Bergverwalter Blüher (1775—1781) etwas ins Stocken. Erst vom Jahre 1781 ab, als Hauptmann Krausse durch Erwerb der anderen Hälfte alleiniger Besitzer der Kohlengrube geworden war und bald darauf im Jahre 1782 in dem tüchtigen Berginspektor Gottlieb Michael Häcker einen energischen Grubenleiter gefunden hatte, nahm der Manebacher Kohlenbergbau einen neuen dauernden Aufschwung. Neue Stollen und Abbaustrecken wurden angelegt, die als Störungen und kleinen Verwerfungen im Kohlengebirge auftretenden sog. Wechsel oder Rücken wurden durchbrochen und hinter ihnen die Flöze wieder ausgerichtet und neue Kohlenanbrüche erschlossen. Statt 6 Bergleuten in den Jahren 1775—1781 war wieder eine Belegmannschaft von 24 Mann dauernd auf der Langguthszeche tätig. Freilich hatte Krausse schon am 3. März 1780 das alte, nahezu abgebaute Grubenfeld der Langguthszeche von einer Fundgrube und 8 Maasen durch eine neue Mutung stark erweitert und besaß nunmehr zwei Fundgruben (je 42 Lachter lang und 21 Lachter breit) und $83^3/_4$ Maasen (je 28 Lachter lang und 21 Lachter breit). Unter Hauptmann Krausse und seinem technischen Leiter Häcker erlebte der Manebacher Kohlenbergbau eine starke Blütezeit. Nach dem am 9. Januar 1802 erfolgten Tode des Hauptmanns Krausse betrieb der Berginspektor Gottlieb Michael Häcker die Langguthszeche für die Kraußeschen Erben in gleicher Weise fort, bis auch ihn nach $39^1/_2$jähriger verdienstvoller Tätigkeit als technischer Verwalter des Manebacher Steinkohlenwerks der Tod abrief. Sein Sohn, der Berginspektor Häcker in Louisenthal, kann am 28. März 1822 in einer Eingabe darauf hinweisen, daß sein verstorbener Vater in vierzigjähriger Tätigkeit jährlich 150 Taler dem Staate an Zehend vom Manebacher Kohlenwerk abgeliefert habe. Die Kraußeschen Erben glaubten nach dem Tode ihres langjährigen bergmännischen Beraters die Langguthszeche mit

ihren umfangreichen, verwickelten Bauen nicht mehr fortführen zu können und verkauften am 20. März 1822 die Manebacher Kohlenzeche an den Bergkommissär Dr. HEINRICH RIETH in Ilmenau. Dieser war ein Enkel jenes verstorbenen Berginspektors GOTTLIEB MICHAEL HÄCKER und war seinem Großvater in den letzten Jahren (seit Mai 1819) als Bergkommissär beim Betrieb der Manebacher Langguthszeche zugeordnet worden. Er hatte also eingehend Gelegenheit gehabt, in den Betrieb des Manebacher Kohlenbergwerks Einblick zu erhalten und alle Vorzüge und Schäden desselben kennen zu lernen. Bei seinem Antritt fand Dr. RIETH 9 Stollen in der Langguthszeche vor, die nur durch Stollen, nicht mit Hilfe von Schächten die Kohlen abbaute. Aus allen 9 Stollen konnten Kohlen gefördert werden; in Hauptbetrieb waren besonders die 3 tieferen Stollen, die anderen hielt man inzwischen offen und in fahrbarem Zustande. Die tieferen Stollen förderten die gute Kohle des Mittelflözes zutage, während die leichteren und schlechteren Kohlen des oberen Flözes nur durch Vermengung mit Kohlen des Mittelflözes verwertbar waren. Einer dieser tieferen Stollen war erst seit dem Jahre 1818 angelegt worden und hatte die Formationsverhältnisse der Flöze vorzüglich aufgeschlossen. Da das dem Hauptmann KRAUSSE im März 1780 verliehene Feld von zwei Fundgruben und $83^3/_4$ Maasen bereits stark abgebaut war und infolge der günstigen Aufschlüsse im neuen Tiefstollen andere Muter die umliegenden Grubenfelder erwerben wollten, beantragte und erhielt Dr. RIETH ein weiteres Grubenfeld von $134^1/_3$ Maasen der Langguthszeche zugeteilt. Mit fortschreitendem Abbau der Steinkohlenflöze, namentlich des guten Mittelflözes, war man schon vor Dr. RIETH's Zeiten in jene Gebiete vorgedrungen, wo man infolge des ständigen Einfallens der Flöze nach Nordosten unter 10—12° mit einem stärkeren Wasserzudrang zu rechnen hatte und allmählich unter die Ilmsohle in deren Grundwasserbereich eindrang. Schon im September 1824 arbeitete Dr. RIETH auf seinem Hauptbau, einem Feldorte, nach neu erschlossenen Kohlenvorräten auf zwei Gesenken in der tiefen Stollensohle mit zwei Tag und Nacht unausgesetzt laufenden Pumpen. Dann suchte er später die Wasserkraft der Ilm als Aufschlagwasser zur Hebung der in seinen Stollen auftretenden Grundwasser nutzbar zu machen, ein Plan, der ihm wohl gelang und in der Fertigstellung eines Kunst- und Wasserschachtes an dem sog. Flößgraben im Juni 1829 seinen Abschluß fand. In diesem neuangelegten Kunstschacht wurde in $6^3/_8$ Lachter ($= 12^3/_4$ m) Tiefe das gute Mittelflöz 20 Zoll mächtig erschlossen und weiter zum dritten Flöz abgeteuft. Auf dem Mittelflöz und dritten Flöz getriebene Strecken mit Durchschlägen lösen dann mit Hilfe der Wasserkunst die angesammelten Wasser der vier ersoffenen Hauptbauten in den nächsten Jahren. Seiner bergmännischen Geschicklichkeit gelang es durch diese Maßnahmen, der zusitzenden Grundwasser in der Langguthszeche Herr zu werden und durch neue Abbaustrecken das gute Mittelflöz überall zum Abbau vorzurichten und so im Laufe der Zeiten die Kohlenförderung der Langguthszeche zu verdoppeln. An seine kaufmännische Tüchtig-

keit traten weitere Schwierigkeiten heran durch die Konkurrenz des staatlichen weimarischen Kohlenbergwerks in Kammerberg, das in nächster Nähe auf derselben Lagerstätte, nur auf der anderen Seite der Ilm, energisch betrieben wurde. Die Kammerberger Kohlenzeche hatte den großen Vorzug vor der Manebacher Langguthzeche, daß sie keinerlei staatliche Abgaben zu zahlen hatte und außerdem noch keinerlei Überschuß oder Ausbeute zu liefern brauchte, trotzdem sie mit 22 Mann Belegschaft recht stattlich betrieben wurde. Trotzdem gelang es Dr. Rieth, die Konkurrenz von Kammerberg völlig aus dem Felde zu schlagen, obwohl Kammerberg den Kohlenverkaufspreis immer weiter herabsetzte. Da die Güte der Manebacher Mittelflöz-Kohlen die Beschaffenheit der Kammerberger Kohle bei weitem übertraf, war es dem Dr. Rieth möglich, das Malter Manebacher Kohlen mit 1 Taler 6 Groschen bis 1 Taler 8 Groschen zu verkaufen, während die Kammerberger Kohlen nur für 17—18 Groschen das Malter verkäuflich waren (1 Taler = 21 Groschen). Infolge seiner kaufmännischen Gewandtheit konnte Rieth seine Manebacher Steinkohlen jederzeit um einen ungleich höheren Preis absetzen, als er je auf dem Konkurrenzwerk Kammerberg erzielt werden konnte. Der gothaische Bergmeister Köcher in Friedrichroda, dem das Manebacher Kohlenwerk dienstlich unterstand, konnte in seinen amtlichen Berichten die bergmännische Tätigkeit des Dr. Rieth und seine geschäftliche Gewandtheit nur rühmend anerkennen. Die Zeit seiner Leitung war für die Langguthszeche Blütezeit. 30—40 Mann Belegschaft hatte in dieser Zeit die Langguthszeche. Im Jahre 1857 starb Dr. Rieth. Unter seinen Nachkommen und Schwiegersöhnen fehlte ein einheitlicher Wille ebenso wie ein ausreichendes Betriebskapital. Ohne Not ging man von den bewährten Betriebsmaßnahmen Rieth's ab. An Stelle der Wasserkunst, die die Grundwasser völlig gewältigt hatte, baute man im Jahre 1861 einen teuren Tiefbaustollen und suchte die Grundwasser mit einer Dampfmaschine von 18—20 Pferdekräften zu heben. Am 1. Juli 1863 mußte die Dampfmaschine im Maschinenschacht stillgelegt und die Förderung im Tiefbau eingestellt werden, wo die gute Kohle des Mittelflözes von Anfang 1862 bis 1. Juli 1863 gefördert worden war. Die Dampfmaschine vermochte die zudringenden Wasser nicht mehr zu wältigen, auch verbrauchte sie zuviel Kohlen (2135 Malter in $1^1/_2$ Jahren). Zwar wurden dann noch bis zum Herbst 1864 in den alten oberen Bauen noch Kohlen gewonnen, da auch dort noch das Mittelflöz mit brauchbaren Kohlen anstand, wenn sie auch nicht die Qualität der Tiefbaukohle desselben Flözes erreichten. Streitigkeiten aller Art veranlaßten schließlich die Riethschen Erben, im November 1864 die unrentabel gewordene Langguthszeche für 11 725 Taler an die beiden wohlhabendsten Einwohner von Manebach, Wilhelm Heyn und Gottlieb Friedrich Dörmer zu verkaufen. Die neuen einheimischen Besitzer begannen zunächst damit, sowohl die alte Wasserkunst Dr. Rieth's als auch den Dampfmaschinenschacht wieder in Ordnung zu bringen, um auf diese doppelte Weise der Grundwassermassen in den Tiefbauen Herr zu werden. Sie wollten die gut ver-

käuflichen Tiefbaukohlen aus dem Mittelflöz gewinnen, um damit die in den oberen Bauen gewonnenen Mittelflöz-Kohlen geringerer Qualität zu mischen und einigermaßen verkäuflich zu machen. Dies gelang einige Jahre, mußte aber der hohen Kosten und des starken Kohlenverbrauches der Dampfmaschine halber schließlich eingestellt werden. Man arbeitete dann wieder im oberen alten Bau, wo noch ein Kohlenflügel vorhanden war. Inzwischen hatte aber das Konkurrenzwerk, die Kammerberger Kohlenzeche, den Carl Alexander-Stollen an die Grube herangebracht und war im Jahre 1867 mit dem Sophienschacht durchschlägig geworden. Im Jahre 1868 setzte dort die neue Kohlengewinnung ein. Man konnte jetzt in Kammerberg die Kohlen bis etwa 20 m unter dem Ilmspiegel ungehindert abbauen. Freilich mußte die Kammerberger Werksverwaltung die Kohlen weit unter Gestehungspreis verkaufen, wodurch sie selbst in Schulden geriet. Dadurch war aber die Manebacher Langguthszeche ebenfalls gezwungen, ihre Kohlenpreise herabzusetzen, wenn sie auch immerhin für die besseren Manebacher Kohlen einen etwas höheren Verkaufspreis erzielte. Bis zum Herbst 1875 baute die Kammerberger Zeche alle Kohlenvorräte ihres Grubenfeldes ab, soweit der Carl Alexander-Stollen die Kammerberger Lagerstätte entwässern konnte. Das nunmehr praktisch abgebaute Kammerberger Kohlenwerk mit dem Carl Alexander-Stollen kaufte noch im Herbst 1875 der Besitzer der Manebacher Langguthszeche an, um vom Kammerberger Sophienschacht aus einen Entwässerungsstollen etwa 20 m unter dem Ilm nach dem Maschinenschacht und Tiefbau der Langguthszeche zu treiben. Der Gedanke war zweifellos richtig; HEYN hätte mit der Durchführung dieses Entwässerungsstollens große Teile des Manebacher Mittelflözes trocken gelegt und den weiteren Abbau der guten Mittelflözkohle von Manebach auf eine Reihe von Jahren sichergestellt. Selbstverständlich hätte er hierzu den Kammerberger Carl Alexander-Stollen dauernd in guter Beschaffenheit erhalten müssen. Schwierigkeiten, die hinsichtlich der Unterführung der Ilm durch den Tiefstollen wegen drohenden Wasserverlustes durch die unterhalb gelegenen Mühlenbesitzer gemacht wurden, das Verlangen der Gestellung hoher Sicherheitssummen und die Kosten eines solchen Tiefstollens vermochte der Besitzer der Langguthszeche, HEYN, nicht mehr anzuwenden. Er hatte ja an Kaufsummen für die Langguthszeche und das Kammerberger Kohlenwerk schon 18400 Taler bezahlt, dazu noch 3830 Taler für Stollen- und Streckenbau, also insgesamt 22230 Taler. Der Kohlenflügel in den alten oberen Bauen, auf dem er inzwischen Kohlen gewann, erwies sich als ein zwischen Rücken oder Wechseln eingeklemmter kleiner Flözteil, der schon sehr ausgebaut war und in wenigen Jahren gänzlich abgebaut sein würde. Da er außerdem durch Wechsel ziemlich stark gestört war, erwies sich der Abbau schwierig und kostspielig. Im Jahre 1876 waren noch 22 Mann Belegschaft auf der Langguthszeche, 1877 nur 15 Mann. WILHELM HEYN hatte an die im Jahre 1879 erfolgende Eröffnung der neuen Eisenbahnstrecke von Neudietendorf nach Ilmenau starke Hoffnungen hinsichtlich des Absatzes der Mane-

bacher Kohlen geknüpft. Das Gegenteil aber trat ein, westfälische und Zwickauer Steinkohlen kamen als neue Konkurrenz in unmittelbare Nähe. Dazu trat noch der Umstand hinzu, daß man mit dem Abbau des Restes des Mittelflözes in den alten oberen Bauen immer näher an den Hauptwechsel heranrückte und die Kohlen im Anbruch ärmer wurden, mithin auch die Produktion auffällig zurückging. Unter solchen drückenden Umständen gab Heyn im Frühjahr 1880 den Gedanken endgültig auf, vom Kammerberger Stollen her einen Entwässerungsstollen zur Langguthszeche zu treiben. Freilich verzichtete er damit selbst auf die Erschließung und Vorrichtung größerer Feldesteile der Langguthszeche. Nachdem er den weiteren Abbau in dem durch immer häufigeres Auftreten von Wechseln und Sprüngen zu stark gestörten Kohlenflügel-Rest in den alten oberen Bauen eingestellt hatte, trieb Heyn einige Jahre Versuchsstrecken zur Aufsuchung des Mittelflözes hinter dem Hauptwechsel und traf auch im Jahre 1885 die Fortsetzung desselben an. Zur Erschließung des neuen Abbaugebietes trieb er einen neuen Förderstollen, der aber Mitte 1887 noch nicht fertiggestellt war. Mühselig schleppte sich der Manebacher Bergbau noch bis September 1895 hin. Damals wurde die Langguthszeche von den Erben des inzwischen verstorbenen Wilhelm Heyn an Adolf Conin in Berlin verkauft. Auch dem neuen Besitzer und seinen späteren Nachfolgern gelang es nicht, den Betrieb der alten Manebacher Kohlenzeche zu irgendwelcher Bedeutung emporzuheben. Kurz nach dem Tode des Dr. Rieth (1857) hatte der Niedergang der Langguthszeche begonnen, ein Zustand, der heute noch andauert. Zwar hat in den Jahren 1922—1924 die Thüringer Kohlenbergbau-Aktiengesellschaft in Berlin erhebliche Gelder angewendet, um die Langguthszeche wieder in Betrieb zu setzen. Leider wurde das zur Verfügung gestellte bedeutende Kapital auf die völlig verfehlte Schachtanlage im vorderen Schulzental unmittelbar am mittleren Berggraben verwendet, die am Rande eines weiten, völlig ersoffenen alten Abbaugebietes unsachgemäß errichtet worden ist. Vielleicht deutet das vordere Schulzental sogar noch eine Störung, einen Hauptwechsel an. Die Lehren, welche die in vorstehenden Ausführungen wiedergegebene Geschichte des Manebacher Steinkohlenbergbaus gerade hinsichtlich der Schwierigkeiten mit den zusitzenden Grundwassern und der besten Art ihrer Behebung gibt, blieben leider unbeachtet. Erst im Frühjahr 1924 wurden durch Hinzuziehung des einen von uns die geologischen Verhältnisse des Manebacher Vorkommens eingehender zu studieren begonnen und die systematische Abbohrung des noch vorliegenden frischen Feldes in Angriff genommen. Drei Kernbohrungen mit einem kleinen praktischen Kernbohrapparat wurden von der Gesellschaft selbst niedergebracht. Bedauerlicherweise war es infolge der bereits vorher verwendeten Summen nicht mehr möglich, das ganze Grubenfeld vollständig abzubohren. In Zukunft wird dies die erste Aufgabe bei einer späteren Wiederaufnahme der Langguthszeche sein. Erst auf Grund einer genauen Kenntnis des Aufbaus und der Beschaffenheit der gesamten Manebacher Kohlenlagerstätte läßt

sich ein guter Betriebsplan aufstellen und eine geeignete Stelle für eine neue Schachtanlage angeben, die in ihrer Lage vermutlich noch günstiger zum Bahnhof Manebach liegen dürfte und mit ihm durch Seilbahn zu verbinden wäre. Der verfehlte Schacht im vorderen Schulzental muß künftig ausgeschaltet werden und die Grundwasserfrage darf von vornherein nie unterschätzt werden. Dann wird die alte Langguthzeche, die von 1731 an bis 1857, also über $1^1/_4$ Jahrhunderte lang, stets eine Ausbeutezeche war und dem gothaischen Staate in dieser langen Zeit bedeutende Bergabgaben leistete, eine neue Blütezeit erleben.

II. Die Lagerungsverhältnisse der Manebacher Steinkohlenlagerstätte nach gegenwärtiger Kenntnis

(Von H. Hess v. Wichdorff und W. Gothan)

Zur klaren Darstellung der Lage der alten und jetzigen bergmännischen Aufschlüsse bei Manebach und Kammerberg und der genauen Bohrpunkte der drei neuen Tiefbohrungen in der Langguthszeche ist auf Tafel 17 ein vergrößerter Ausschnitt aus dem Meßtischblatt Ilmenau im Maßstab 1 : 10000 mit den entsprechenden Eintragungen hier beigegeben[1]).

Die Mächtigkeit der flözführenden Abteilung der Manebacher Schichten ist bedeutend größer, als bisher angenommen wurde. Während sie in den Erläuterungen zu Blatt Ilmenau (S. 62 unten) »auf etwa 45 m« veranschlagt wird, ergab die Tiefbohrung I im Sandsteinbruch am vorderen Schulzental eine Mächtigkeit von 122 m, ohne daß bisher das Liegende erreicht wurde. Da diese Bohrung 45 m über dem Ilmspiegel angesetzt wurde, reichen daher die Manebacher Schichten noch über 77 m unter das Ilmtal hinab.

Was nun das Streichen und Fallen der Manebacher Schichten anlangt, so sind in den Erläuterungen zu Blatt Ilmenau nur die Verhältnisse auf der Ostseite der Ilm, also auf der Kammerberger Seite, angegeben: »Streichen in Stunde 6—9, Einfallen im Mittel »10—12° nach Norden.« (S. 63 Mitte.) Von dem Streichen und Fallen der Schichten bei Manebach ist keine Mitteilung gemacht außer der irrigen Angabe, daß die Kohlenflöze bei Manebach »söhlig« lägen (S. 66 Mitte). Das angegebene Einfallen bei Kammerberg (wohl im Sophienschacht) stimmt genau mit den weiter unten entwickelten Verhältnissen bei Manebach überein (10—12° nach Norden bezw. Nordosten), die Streichrichtung weicht dagegen ab. In Gemeinschaft mit Herrn Bergingenieur Bender von der Schwerspatgrube in Leutnitz bei Blankenburg hat nun der eine von uns eine Reihe neuerer Messungen auf der Kammerberger Seite vorgenommen und durchweg ein Streichen in Stunde 9—10 beobachtet, das wiederum dem Manebacher

[1]) Für die genaue Einmessung der drei Bohrpunkte mittelst Theodoliten und der Höhenlage der Ilm unmittelbar unterhalb der Bohrungen sprechen wir unserem Kollegen A. Ebert unseren verbindlichen Dank aus.

Streichen entspricht. Dagegen ist das Einfallen an den Beobachtungsstellen, die nahe am Rande der Ablagerung am Fuße des Kickelhahns liegen, naturgemäß ein viel steileres (16—29°). Bei Kilometerstein 4,8 der Straße von Ilmenau nach Stützerbach wurde das Streichen des dort anstehenden Kohlensandsteins mit 312°, das Einfallen mit 29° festgestellt. Genau das gleiche Streichen und Fallen wurde 100 m weiter bei dem Kilometerstein 4,9 an derselben Straße, ein wenig weiter oben am Steilhang beobachtet. Hier befindet sich über dem Stolleneingang an der Straße etwas höher ein neuer Schacht, der 24 m tief ist und kein Kohlenflöz erschlossen hat. Unmittelbar hinter dem Schachtgebäude befindet sich aber ein schöner, etwas versteckter Aufschluß, der das 60 cm starke Kohlenflöz mit untauglichen Zwischenmitteln:

$$60\text{ cm} \left\{ \begin{array}{l} 11\text{ cm Kohle} \\ 10\text{ cm Berg} \\ 9\text{ cm Kohle} \\ 10\text{ cm Berg} \\ 20\text{ cm Kohle} \end{array} \right\} \text{ von oben nach unten}$$

dicht über dem Schacht anstehend zeigt und unwillkürlich die ganze Schachtanlage als verfehlt kritisiert. Über dem Flöz ruht 1 m mächtig Schieferton mit Farnabdrücken und darüber Kohlensandstein. Das Liegende des 60 cm-Flözes bildet ebenfalls Schieferton mit vielen Farnabdrücken, an dem das Streichen mit 312° und das Einfallen mit 28—29° gemessen werden konnte. Am Forstmeistersweg, der vom Sophienschacht aus die Straße verläßt und allmählich ansteigend bis zum Goldhelm und weiter vielfach die Manebacher Schichten anstehend entblößt hat, konnten an vier Stellen Messungen vorgenommen werden:

1)	2)	3)	4)
315° Streichen	329°	324°	310°
19° Einfallen	26°	20°	20°.

Das Streichen und Fallen auf der linken Seite der Ilm im Bereich der Manebacher Langguthszeche ist in den Akten und Gutachten aus den verschiedenen Zeiten des Manebacher Bergbaus annähernd gleichmäßig bezeugt. In einem Bericht des Gothaischen Bergmeisters Köcher zu Friedrichroda vom 8. November 1822 heißt es: »Die Manebacher Kohlenflöze schießen unter einem Winkel von 15° gegen Nordost ein. Ihre Streichungslinie setzt auch Herr Häcker (der langjährige Betriebsleiter der Langguthszeche) auf Stunde 10.« Im Jahre 1836 hat dann Tantscher in einer in Karsten's Archiv, Band 9 (1836), S. 566 bis 577 veröffentlichten Arbeit: »Über das Steinkohlen-Gebirge zu Manebach und Kammerberg bei Ilmenau« ausdrücklich mehrfach durchaus richtig hervorgehoben: »Die Schichten zu Manebach und Kammerberg streichen Stunde 9—10 und fallen nordöstlich ein. Die Schichten zu Manebach neigen sich 10—12°.« Ähnlich äußert sich der Gothaische Oberbergrat Glenck in einem Gutachten vom 10. November 1838: »Das Streichen der Flöze (bei Manebach) schwankt zwischen Stunde $8^1/_2$ bis 10. Das Einfallen beträgt 15—20° in Nordost.« Am 27. Mai 1876 sagt der Besitzer Heyn der Langguthszeche in einem Bericht: »Da

die Flöze mit 13 Grad einfallen«. Im Radstubenstollen[1]) ist, wie der eine von uns beobachten konnte, ein 40—75 cm mächtiges Steinkohlenflöz gut aufgeschlossen, das 10—12° nach Nordnordost einfällt. Der Radstubenstollen ist im Streichen dieses Flözes aufgefahren, etwa in Stunde $8^1/_2$, und zeigt das Flöz in seinem ganzen Verlaufe. Auch in den Bohrkernen der Tiefbohrungen (besonders in Nr. III) zeigt sich das Einfallen der Schichten sehr deutlich, durchschnittlich 9—12,5°, auch wurde ganz untergeordnet ein flacheres Einfallen von 5—6° an einzelnen Bohrkernen beobachtet. Das stellenweise steile Einfallen einzelner Schichten (45—50°) in Bohrloch I ist wohl durch Deckensturz in den Hohlräumen abgebauter Flöze zu erklären. Im allgemeinen ist zweifellos als Streichen der Manebacher Lagerstätte Stunde 9—10 und als Einfallen 10—12° nach Nordost anzusehen.

Die Steinkohlenflöze liegen infolge des ständigen Einfallens der Schichten nach Nordosten in um so geringerer Tiefe, je weiter man nach Südwesten, nach dem hinteren Schulzental zu, geht. In dieser Gegend findet man daher auch das Ausgehende der einzelnen Flöze. So ist z. B. in dem Hohlweg, der durch das hintere Schulzental an alten Steinkohlen-Bergwerkshalden vorbei aufwärts zum Manebacher Wasserwerk führt, ein 37—45 cm mächtiges Kohlenflöz als Ausgehendes angeschnitten unter einer dünnen Schiefertonbank mit *Pecopteris arborescens*. Durch einen einfachen Schurf konnte das Flöz vom Hohlweg quer durch das hintere Schulzental hindurch verfolgt werden. Nur in der Mitte des Tälchens ist das Flöz auf 5 m unterbrochen, vermutlich durch frühere Frühjahrswassermengen ausgewaschen, da es hier nur in weniger als 1 m Tiefe liegt. Das Einfallen des Flözes unter 10—12° nach Nordosten, nach dem Schacht im vorderen Schulzental zu, konnte gut beobachtet werden.

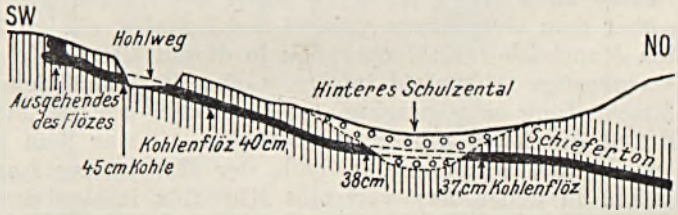


Fig. 1. Ausgehendes eines Kohlenflözes im hinteren Schulzental.

Infolge dieser günstigen Lagerungsverhältnisse ist auch der älteste Kohlenbergbau von Manebach im südwestlichen Teil des Grubenfeldes,

[1]) Im Jahre 1761 wurde unter Leitung des Bergrats Baum in Friedrichroda die Anlage eines zweiten, tieferen Stollens zum Manebacher Kohlenbergwerk begonnen. Das Stollenmundloch befand sich in einer großen Vertiefung am Rand der Ilmwiesen unterhalb des heutigen Gasthofs »Zum Hermannstein« unmittelbar an der Eisenbahnstrecke, wo ehedem ein Eisenhammer gelegen und längst eingegangen war. Hier in der Hammer-Radstube des alten Eisenhammers begann der noch heute zugängliche »sog. Radstubenstollen«.

zwischen hinterem und vorderem Schulzental umgegangen. Noch deuten die hohen Halden an der Straße am Südende von Manebach und zu beiden Seiten des mittleren Berggrabens die emsige bergmännische Tätigkeit unter Tage an. Besonders merkwürdig ist die oberste Halde am mittleren Berggraben, die schon von weitem durch ihre rotgebrannten Gesteine auffällt. Sie ist um die letzte Jahrhundertwende, um das Jahr 1900 herum, bei Gelegenheit eines Freudenfeuers in Brand geraten und hat infolge der in ihr enthaltenen zahlreichen Anthrazittrümchen 5 Jahre lang gebrannt. Auf diese Weise sind alle Schiefertone der Halde zu sehr harten, ziegelrot gefärbten sog. Erdbrandgesteinen geworden, wie sie in gleicher Beschaffenheit aus den Braunkohlenrevieren von Nordböhmen und der Niederlausitz bekannt sind. Auf der anderen östlichen Seite des mittleren Berggrabens, dieser gebrannten Halde gegenüber, erstreckt sich die zweite hohe Halde bis zur Manebacher Chaussee bezw. Dorfstraße. Nahe darunter liegt hinter der Bahnstrecke und dem Mühlgraben am Rand der Ilmwiesen als dritte Halde die Stollenhalde des St. Andreasstollens, der, wie oben erwähnt, der älteste Stollen von Manebach ist und im Jahre 1691 begonnen wurde. Er war immer in Betrieb, so lange die Langguthszeche besteht. Von ihm aus ist ein außerordentlich weites Gebiet zu beiden Seiten des Andreasstollens durch ein Gewirr von zahlreichen und ausgedehnten Abbaustrecken und Förderstollen abgebaut worden. Man pflegt gewöhnlich die unterirdische Erstreckung des alten Manebacher Steinkohlenbergbaus stark zu unterschätzen. Die im Bergamt Weimar vorhandene alte Grubenkarte der Langguthszeche zeigt die weite Ausdehnung der alten Kohlenbaue, die selbst hoch über dem oberen Beginn des hinteren Schulzentales und über dem Manebacher Wasserwerk die Flöze unterirdisch abgebaut haben, wie alte Stollenmundlöcher in diesem Tale und andere Bergbauspuren bestätigen. Infolge des Ansteigens der Flöze nach dieser Richtung lagen die Kohlen dort trocken und hoch über dem Grundwasserspiegel des Ilmtales, ein großer Vorteil für den Manebacher Kohlenbergbau in diesen älteren Zeiten. Als dann dieses günstige Abbaufeld infolge starker Bergbautätigkeit langsam der Erschöpfung entgegenging — es war dies um das Jahr 1822, als Dr. Rieth die Langguthszeche übernahm —, war man genötigt, auch die nordöstlich angrenzenden Teile der Manebacher Lagerstätte aufzuschließen, in denen das wertvolle Mittelflöz infolge des gleichmäßigen Einfallens der Schichten bereits unter der Talsohle der Ilm, also im Bereich des Grundwassers, lag. Von dieser Zeit an wurde in dem neuen Grubenfeld der Kohlenabbau unter der Talsohle mittels eines Kunst- und Wasserschachtes betrieben, der durch die Aufschlagwasser der Ilm die zusitzenden Grundwasser aus den Tiefbauen emporpumpte. Bis zum Jahre 1861 dauerte dieser systematische Tiefbau, der dauernd 30—40 Bergleute beschäftigte und großzügig betrieben wurde. Der Versuch, von Anfang 1862 bis Mitte 1863 den Kunstschacht mit den Ilm-Aufschlagwassern durch einen modernen Maschinenschacht mit Dampfmaschinen-Wasserhebung zu ersetzen, scheiterte an den viel höheren Betriebskosten. Die rationelle Grundwasser-

Beseitigung in den noch unverritzten Teilen des Grubenfeldes ist eine der Hauptfragen bei einer künftigen Wiederaufnahme der Langguthszeche, da hier durchgängig das gute Mittelflöz unter der Talsohle lagert, je weiter nach Nordosten und Norden, um so tiefer.

Der Abbau der Steinkohlen in Manebach erfolgt seit alters durch sog. »Krummhälserarbeit«, wie dies auch bei der Gewinnung des Mansfelder Kupferschiefers geschieht. Über die Produktion an Steinkohlen in der Langguthszeche seit der Aufnahme des dortigen Kohlenbergbaus im Jahre 1731 sind wir durch bergamtliche Nachrichten und durch die Höhe der Zehendabgaben ziemlich gut unterrichtet. Eine Zusammenstellung der Steinkohlenförderung auf der Langguthszeche in den ältesten Zeiten ihres Betriebes (1731 bis 1768) hat der Bergmeister KÖCHER in Friedrichroda dienstlich aus den alten Berggerichtsakten zu Elgersburg zusammengestellt in einem Manuskript: »Einige Nachrichten vom Grubenbau in dem Elgersburger Bezirk«, das sich im Kammerarchiv in Gotha (Aktenstück-Cap. XIX, Nr. 303b) befindet:

1731—1736	1069	Malter	Kohlen
1737	685½	»	»
1738	525	»	»
1739	2332½	»	»
1740	1532½	»	»
1741	1275	»	»
1742	1195	»	»
1743	1051	»	»
1744	245	»	»
1745	955	»	»
1746	996½	»	»
1747	830	»	»
1748	221¼	»	»
1749	765¾	»	»
1750	1558¾	»	»
1751	1180¾	»	»
1752	664¾	»	»
1753	939	»	»
1754	787	»	»
1755 u. 1756	1807½	»	»
1757	1120½	»	»
1758	971¾	»	»
1759	882¾	»	»
1760	1056½	»	»
1761	1655¼	»	»
1762	1574	»	»
1763	1010½	»	»
1764	1173½	»	»
1765	1161½	»	»
1766	2756	»	»
1767	2961	»	»
1768	1520	»	»
In Sa: 1731—1768:	38463	Malter[1])	Kohlen

[1]) 1½ gothaische Malter entsprechen etwa = 1 preußischen Tonne Kohlen, etwa 4 Zentner wiegend. Die Kohlenproduktion von Manebach 1731—1768 würde demnach etwa 25,640 preußische Tonnen oder 100 000 Zentner betragen haben.

Aus der Betriebszeit von 1769—1821 ist aus den Akten leider nichts von Förderungszahlen zu entnehmen. Aus der Angabe, daß der Berginspektor Häcker 1782—1821 jährlich gegen 150 Taler Zehendabgaben von der Langguthszeche dem Gothaischen Staat abgeliefert habe, ersehen wir aber, daß die Kohlenproduktion sich inzwischen auf gleicher Höhe fortbewegt haben muß wie in den Zeiten vorher. Vom Jahre 1822 ab bis 1880 sind aus den zahlreichen Akten des Gothaer Kammerarchivs von dem einen von uns die Förderungszahlen zusammengestellt bezw. teilweise aus den Zehendangaben errechnet worden. Infolge der Lückenhaftigkeit dieser Unterlagen ist die folgende Liste der Kohlenproduktion von Manebach in neuerer Zeit naturgemäß unvollständig:

1822, 1823 und 1824 zusammen	3957¼	Malter	Kohlen
1825	2009	»	»
1826	2350	»	»
1827	1202	»	»
1828	1061	»	»
1829	1177	»	»
1831 (nur ¾ Jahre)	2120¾	»	»
1835	4100	»	»
1837 (1. Okt.) bis 1838 (1. Okt.)	4641	»	»
1839	2990	»	»
1840	3678¼	»	»
1841	3984¼	»	»
1842 (nur ¾ Jahre)	2864½	»	»
1848 (1. Juli) bis 1849 (1. Juli)	3279	»	»
1849 (1. Juli) bis 1850 (1. Juli)	4552	»	»
1850 (1. Juli) bis 1851 (1. Juli)	5064¾	»	»
1855	5949	»	»
1856	6474	»	»
1857	5400	»	»
1858	5512	»	»
1859	4724	»	»
1860	2387	»	»
1862	5064½	»	»
1863 (1. Jan. bis 1. Juli)	2162¼	»	»
1868 (letztes Quartal)	761	»	»
1872, 1873, 1874	durchschnittlich je 14000	Zentner	Kohlen
1879	5369	»	»
1880	3032	»	»

Durch den nahezu zweihundertjährigen Kohlenbergbau in der Langguthszeche bei Manebach sind bisher auf dieser linken Ilmseite drei Kohlenflöze erschlossen worden. Das Oberflöz ist etwa 50 cm mächtig, das Mittelflöz 40—70 cm (gewöhnlich 60 cm) und das Unterflöz in der Regel nur 40 cm stark. Die Zwischenmittel zwischen diesen drei Flözen bestehen aus Schieferton und Kohlensandstein und sind durchschnittlich etwa 6—8 m mächtig. Die Grundlage des Manebacher Kohlenbergbaus war eigentlich vorwiegend immer das starke Mittelflöz. Die Qualität der Mittelflözkohlen war, wie aus den Bergamtsakten seit 1822 bis heute stets wieder hervorgeht, hervorragend gut, während die Kohlen des Oberflözes und Unterflözes an sich un-

verkäuflich waren und in den älteren Zeiten nur gemischt mit guten Mittelflözkohlen abgesetzt werden konnten. Die minderwertigen Kohlen des Ober- und Unterflözes wurden 1862 und 1863 zum Heizen der Dampfmaschine benutzt und zwar mit Holz, Holzspähnen und Tannenzapfen vermischt. Auch die gute Kohle des Mittelflözes war nicht gleichmäßig beschaffen. In den alten oberen Bauen — über dem Ilmgrundwasserspiegel — war sie bei weitem nicht so gut wie im Tiefbau unter dem Grundwasser. Ihrer Beschaffenheit nach ist die Mittelflözkohle von Manebach eine streifige Glanzkohle, die sich ein wenig schwer entzündet, schließlich aber recht gut brennt und starke Hitze entwickelt. Sie eignet sich daher vorzüglich als Schmiedekohle und wurde als solche in Thüringen vielfach verwendet. Sie besitzt nach älteren Feststellungen 7600—7800 Wärmeeinheiten, eine neuere Nachprüfung des Heizwertes der Manebacher Kohlen mußte wegen Wassereinbruchs in den neuen Schacht am mittleren Berggraben und dadurch verhinderte Entnahme einer Durchschnittsprobe an Ort und Stelle leider unterbleiben. Nach einer früheren Bestimmung soll sich die Manebacher Kohle verkoken lassen und dabei über 80 % leicht backenden, festen und porösen Kokes liefern. Bei einer künftigen Wiederaufnahme des Manebacher Bergbaus ist auch zu erwägen, ob man nicht den starken Kleinabfall aus dem Mittelflöz sowie die Kohlen vom oberen und unteren Flöz durch eine Kohlenwäsche von dem beigemengten Berg trennen und mit Hilfe von 6—7 % Teerzusatz (welch' letzterer aus den nahen Gaswerken bezogen werden könnte) zur Herstellung von Steinkohlenbriketts verwenden könnte.

Erklärlicherweise hat der Manebacher Kohlenbergbau nur drei Flöze erschlossen. Daß in der Langguthszeche in der Teufe tief unter dem Ilmspiegel noch weitere Kohlenflöze vorhanden sind, beweist der Umstand, daß in Bohrloch I z. B. in 36 m Tiefe unter dem Ilm beginnend ein weiteres 60 cm mächtiges Kohlenflöz nachgewiesen ist. Da der Bohrpunkt ziemlich hoch liegt, wird dieses Flöz nach Nordosten zu infolge seines Einfallens noch bedeutende größere Tiefe unter dem Ilmspiegel erreichen. In derselben Bohrung ist außerdem noch in 41,70—41,90 m Tiefe unter der Ilm ein weiteres 20 cm-Flöz nachgewiesen. Man ersieht daraus, daß schon durch die wenigen neuen Tiefbohrungen die Erkenntnis der Manebacher Kohlenlagerstätte wesentlich erweitert worden ist. Wieviel Kohlenflöze in den Manebacher Feldern tatsächlich vorhanden sind, wird sich erst bei der systematischen Abbohrung der Langguthszeche endgültig ergeben. Auf der gegenüberliegenden Kammerberger Seite, am rechten, östlichen Ilmufer, sind durch den früheren Bergbau 8 Kohlenflöze nachgewiesen worden, sowohl im Sophienschacht als auch in einem vorzüglichen geologischen Profil längs der Straße von Kammerberg nach Stützerbach (insbesonders zwischen km 4,7—5,0). Die Manebacher Flöze mit den Kammerberger Flözen schon heute im einzelnen zu identifizieren, dürfte verfrüht sein. Dazu muß die vollständige Abbohrung des Manebacher Gebietes vorausgegangen sein und gleichzeitig eine nochmalige genaue Profilaufnahme des Straßenprofils bei Kammerberg erfolgen.

Innerhalb des Manebacher Steinkohlenvorkommens finden sich gelegentlich — in einzelnen Zonen sehr häufig, an anderen Stellen seltener — Störungen, durch welche die Kohlenflöze mehr oder weniger verworfen werden. Schon im Jahre 1816 machte der Berginspektor Häcker in einem Bericht an die herzogliche Kammer in Gotha auf diese Störungen der Flöze aufmerksam, mit denen er damals bereits 34 Jahre viel zu schaffen gehabt hatte. Er schildert, wie er diese »Wechsel und Rücken« oft durchbrechen und hinter ihnen die Flöze wieder ausrichten müsse. In den Jahren 1877—1880 wird beim Abbau des Mittelflözes in den alten oberen Bauen sehr geklagt, daß dieser Flözteil durch sog. Wechsel stark gestört ist. Je näher man mit dem Abbau des Flözes an den »Hauptwechsel« heranrückte, desto mehr häufte sich das Auftreten von Wechseln und Sprüngen, bis schließlich durch diese dauernden Störungen der Abbau an dieser Stelle so ungünstig wurde, daß er eingestellt und an anderer Stelle gearbeitet werden mußte. Wie stark diese Störungen sind, läßt sich gegenwärtig aus Mangel an Aufschlüssen nicht feststellen.

Für den Aufbau der Manebacher Schichten ist eine Beobachtung nicht unwichtig, die bei der Bearbeitung der Bohrkerne aus den Tiefbohrungen gemacht wurde, das häufige Auftreten von Zwischenlagerungen von harten Kalksteinbänken, die vielfach rein vorkommen, stellenweise aber durch Verkieselung zu kalkigem Hornstein umgewandelt sind. Es zeigt sich nun, daß die beiden obersten Kalkbänke in Bohrung I den beiden in Bohrung II angetroffenen Kalkbänken in petrographischer und jeder anderen Beschaffenheit völlig entsprechen, obwohl sie in 115 m Entfernung voneinander liegen. Da auch die dazwischenliegenden, wie die darüber und darunter liegenden Schichten ihrer petrographischen Beschaffenheit nach sich gleichen oder verwandt sind, so hat man es bei den genannten beiden Kalkbänken mit auf mindestens 115 m Länge zusammenhängenden, durchgehenden Kalkhorizonten zu tun. Sollte sich bei den anderen später auszuführenden Tiefbohrungen ein noch weiterer Zusammenhang von Kalksteinbänken ergeben, so würden die leicht erkennbaren Kalklagen nicht zu unterschätzende geologische Horizonte bilden, mit deren Hilfe man schließlich auch die dazwischen entwickelten Kohlenflöze identifizieren könnte. Jedenfalls läßt sich schon jetzt feststellen, daß dem bisher unbekannten stärkeren Auftreten von Kalksteinschichten und Kalksteinlagen (9 Einlagerungen) in den Manebacher Schichten in Zukunft besondere Aufmerksamkeit in stratigraphischer Beziehung zukommt. Früher ist das Vorkommen von Kalksteinlagen in den Manebacher Schichten nur vereinzelt festgestellt worden. In den Erläuterungen zu Blatt Ilmenau (S. 62 unten) heißt es: »Dünne Bänkchen eines dunklen, graublauen, festen Kalkes mit Pflanzenresten wurden in der Nähe des Mittelflözes beobachtet.« Wie regelmäßig die Kalkbänkchen in den einzelnen Bohrungen sich wiederholen, zeigt die folgende Zusammenstellung aus den drei Tiefbohrungen:

Bohrloch I (45 m über Ilm)

20,30— 20,40 m	Dunkler gebänderter Kalkstein
25,15— 25,45 »	Dunkler grauschwarzer, schwach bituminöser Kalkstein mit schwarzglänzenden Hornsteinlagen
41,46— 41,56 »	Kalkstein
83,68— 83,78 »	Kalkstein
86,60— 86,70 »	Bituminöser Kalkstein
102,31—102,33 »	Kalkstein
103,48—103,52 »	Bituminöser Kalkstein
104,61—104,63 »	Bituminöser Kalkstein
106,85—106,88 »	Kalkstein.

Bohrloch II (33,4 m über Ilm)

14,12—14,34 m	Kieseliger gebänderter Kalkstein, marmoriert
21,84—21,89 »	Hornstein
21,89—22,02 »	Kalkstein.

Bohrloch III (46,8 m über Ilm)

30,06—30,98 m	Kalkstein mit Hornstein
33,77—33,82 »	Kalkstein, 11° Einfallen
33,82—33,98 »	Kalkstein mit Hornstein
58,20—58,96 »	Kalkstein
61,50—61,65 »	Kalkstein.

Was die Beschaffenheit dieser Kalkbänke anlangt, so ist sie verschieden. Die Kalkbank in 25,15—25,45 m Tiefe der Bohrung I ist ein grauschwarzer, schwach bituminöser, scheinbar dichter kleinkristalliner Kalkstein mit Jugendexemplaren von schwer bestimmbaren Muschelarten. Unregelmäßig durchziehen diesen Kalkstein ganz schwarzglänzende, muschelig brechende, sehr harte verkieselte Zonen von Hornstein, in denen winzige Äderchen von Milchopal eingesprengt

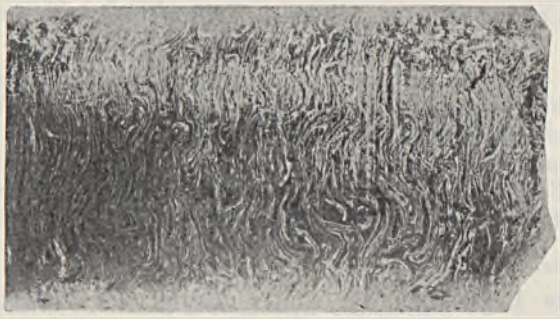


Fig. 2. Muschelmarmor von Manebach.

sind. Ganz anders geartet ist die Kalksteinbank von 14,12—14,34 m Tiefe in Bohrung II. Hier liegt ein wunderbar enggefälteter und gebänderter Muschelmarmor vor, der aus einem dunkelbraungrauen Kalkstein besteht, der ganz erfüllt ist von Muscheln mit noch erhaltenen Kalkspatschalen, die im Querbruch weiß hervortreten und den gebogenen Querschnitt der leider bisher nicht näher bestimmbaren Muscheln wiedergeben (vergl. Fig. 2).

Eine ähnliche Bedeutung wie den Kalksteinbänken kommt auch den unmittelbar über den Kohlenflözen auftretenden Muschelbänken zu, die als Anthracosienbänke zu bezeichnen sind. Zwei solche Bänke sind bei 21,3 m und ferner von 79,56—79,59 m in Bohrloch I, eine andere in 54,76—54,88 m in Bohrloch III erbohrt worden. Eine besonders gut ausgebildete Anthracosienbank fand sich im Radstubenstollen in unmittelbarer Nähe des dort anstehenden Kohlenflözes.

Bemerkenswert ist ferner der Umstand, daß unmittelbar unter jedem Kohlenflöz im Schieferton ein ausgeprägter Wurzelboden zu beobachten ist, der sich auch gelegentlich in anderen Schiefertonzwischenlagen findet, ohne daß es dort zur Ablagerung eines Kohlenflözes gekommen ist. Diese Wurzelböden unter den Flözen sind ein weiterer Beweis für die autochthone Natur der Manebacher Kohlenflöze, die übrigens bereits seit 1783 richtig erkannt ist. Damals schon beschrieb J. C. W. Voigt von hier in den einfallenden Kohlensandbänken aufrecht stehende starke Calamitenstengel. Im neuen Schacht am mittleren Berggraben ist übrigens in etwa 30 m Tiefe etwa 3 m über dem Oberflöz ebenfalls ein auf den flach einfallenden Schichten senkrecht stehender Calamitenstamm von etwa 25 cm Durchmesser noch heute vorhanden. Die Wurzelböden in den Manebacher Schichten unterscheiden sich scharf von den Stigmarien-Böden der Steinkohlenformation.

Auffällig ist das sehr häufige Vorkommen von echter Holzkohle in den Bohrkernen der Tiefbohrungen und zwar in den verschiedensten Tiefenlagen. An einem größeren Stück Holzkohle konnte an den Tracheiden die charakteristische Hoftüpfelung der *Dadoxyla* (»*Araucarioxyla*«) im auffallenden Licht deutlich beobachtet werden, wie sie an Cordaiten- und Walchia-Hölzern bekannt ist.

Betreffs der oben erwähnten Wurzelböden ist noch zu bemerken, daß sie den Stigmarienwurzelböden des Carbons ähneln, daß jedoch die den *Stigmaria*-»*Appendices*« entsprechenden Wurzeln etwas breiter und etwas anders beschaffen sind als diese. Es wurden trotz aufmerksamem Suchen keine Stigmarien beobachtet, was mit den an anderen Fundorten des Rotliegenden gemachten Erfahrungen übereinstimmt. Es ist noch keine *Stigmaria* aus dem Rotliegenden bei uns bekannt geworden.

III. Die Ergebnisse der Untersuchung der Bohrkerne der drei Tiefbohrungen bei Manebach

Von H. Hess v. Wichdorff und W. Gothan

Die im Laufe des Sommers 1924 auf Rat des einen von uns von der Kohlenbergbau-Aktiengesellschaft in Berlin ausgeführten drei Tiefbohrungen im Gebiete der Langguthszeche in Manebach wurden mit einem kleinen Stahlkronen-Kernbohrapparat mit Benzolmotor-Antrieb in eigenem Betriebe niedergebracht. Trotz des geringen Durchmessers der Bohrkerne (4,1 cm) haben diese einen guten Einblick in die Fauna und Flora der Schichten geliefert, wie z. B. die ausgezeichnet erhal-

tene und demgemäß sicher bestimmbare *Callipteris Naumanni* aus 118 m Tiefe der Bohrung I erweist. Man erkennt daraus, daß man in an Pflanzenabdrücken so reichen Schichten noch unbedenklich mit einem so kleinen Kerndurchmesser bohren und dabei doch gute, bestimmbare Pflanzenabdrücke aus allen Tiefen erlangen kann. Die Bohrkerne wurden in einer großen Anzahl von langen Bohrkernkisten im Spätherbst 1925 von Manebach nach Berlin gesandt und im Laufe des Winters 1925—1926 von uns eingehend bearbeitet. Von jeder der drei Tiefbohrungen befindet sich eine ausgewählte Bohrkernfolge im Bohrarchiv der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Besonders die Tiefbohrung I von 122 m Tiefe bietet ein klares Bild des Schichtenaufbaus der Manebacher Schichten, über deren Schichtenfolge wir durch diese Bohrung nunmehr einwandfrei unterrichtet sind. Die drei Tiefbohrungen haben folgende Schichten ergeben:

1. Kernbohrung Manebach I

Punkt BI der beigegebenen Karte: Im Sandsteinbruch an der Südseite des vorderen Schulzentales oberhalb des neuen Schachtes. Ansatzpunkt 567,7 m u. N.N. = 45 Meter über der Ilm unterhalb des Bohrpunktes

0—	1,72 m	Heller konglomeratischer Sandstein
1,72—	2,87 »	Sandstein, z. T. mit Schiefertonlagen
2,87—	6,98 »	Sandschiefer mit eingelagerten Sandstein- und Schiefertonbänken
6,98—	7,27 »	Heller Sandstein
7,27—	7,32 »	Grünlicher kalkiger Sandstein
7,32—	7,56 »	Brauner konglomeratischer Sandstein
7,56—	8,48 »	Konglomeratischer Sandstein mit Häcksellagen
8,48—	9,64 »	Bräunlicher Sandschiefer mit Sandstein
9,64—	9,77 »	Heller konglomeratischer Sandstein
9,77—	9,92 »	Dunkelbrauner Sandschiefer
9,92—	10,32 »	Schieferton
10,32—	11,55 »	Grünlicher glimmerreicher Sandstein
11,55—	11,80 »	Grauer Schieferton und Sandstein
11,80—	14,00 »	Glimmerhaltiger Sandstein
14,00—	16,80 »	Sandstein und Schieferton wechsellagernd. Mit Holzkohle
16,80—	20,25 »	Grauer milder glimmerhaltiger Schieferton, bei 18,60 m Wurzelboden
20,25—	20,30 »	Kohliger Schiefer
20,30—	20,40 »	Dunkler gebänderter Kalkstein
20,40—	21,80 »	Schieferton mit Pflanzen; bei 21,2 m *Callipteris Naumanni*
bei	21,30 »	Anthracosienbank
21,80—	23,58 »	Sandschiefer mit Sandstein- und Konglomerat-Lagen
23,58—	24,05 »	Dunkler Sandschiefer mit Kohlenspuren
24,05—	25,15 »	Grauer, z. T. sandiger Schieferton
25,15—	25,45 »	Dunkler schwach bituminöser Kalkstein mit Hornstein-Lagen
25,45—	26,30 »	Grauer Sandschiefer
26,30—	26,68 »	Sandstein, meist konglomeratisch
26,68—	28,58 »	Feiner Sandstein mit Sandschiefer- und Schieferton-Lagen. Einfallen steil
28,58—	29,13 »	Sandschiefer. Einfallen flach
29,13—	29,80 »	Milder grünlicher Schieferton mit Harnischen
29,80—	30,87 »	Grünlicher sandiger Schieferton
30,87—	31,45 »	Schieferton mit dünnen Bänkchen von konglomeratischem Sandstein
31,45—	32,91 »	Sandschiefer
32,91—	33,54 »	Schieferton mit Tongallen
33,54—	34,45 »	Grober konglomeratischer Sandstein

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

34,45— 34,79 m Sandschiefer
34,79— 36,15 » Schieferton mit Harnischen
36,15— 38,69 » Schieferton mit Sandschiefer wechsellagernd, mit Häcksellagen
38,69— 39,16 » Konglomeratischer Sandstein
39,16— 39,88 » Grauer Schieferton
39,88— 40,13 » Grünlicher Sandschiefer
40,13— 41,33 » Grauer Schieferton und Sandschiefer, mit Häcksellagen
41,33— 41,46 » Heller konglomeratischer Sandstein. Einfallen: 45—50°.
41,46— 41,56 » Kalkstein
41,56— 46,04 » Grauer milder Schieferton, bei 43,80 bis 45,20 Wurzelboden und Calamiten
46,04— 48,62 » Grauer zäher Schieferton
48,62— 49,95 » Grauer zäher Schieferton mit Pflanzen (*Pecopteris arborescens*, *Pecopteris* sp. und Wurzelboden)
49,95— 50,23 » Hellerer Schieferton
50,23— 50,81 » Schieferton in gestörter Lage. Einfallen söhlig, Klüfte 50°. Bei 50,80 m *Pecopteris arborescens*
50,81— 50,96 » Steinkohle
50,96— 51,34 » Schieferton mit Wurzelboden
51,34— 51,65 » Grünlicher Sandschiefer
51,65— 52,45 » Heller kalkhaltiger konglomeratischer Sandstein
52,45— 55,70 » Sandiger Schieferton mit einzelnen Häcksellagen
55,70— 56,13 » Grauer zäher Schieferton
56,13— 56,30 » Steinkohle
56,30— 62,00 » Grauer Schieferton, z. T. Wurzelboden
62,00— 64,01 » Pflanzenschiefer mit *Pecopteris arborescens*, *Pecopteris* sp., *Calamites* sp., bei 63,00 m Wurzelboden
64,01— 64,97 » Grauer sandiger Schieferton
64,97— 65,42 » Feiner grauer Sandstein
65,42— 66,47 » Grauer milder Schieferton
66,47— 68,32 » Weißes Konglomerat mit Sandschiefer, bei 67,40 m Wurzelboden
68,32— 71,87 » Sandstein mit Konglomeratbänken
71,87— 72,36 » Schieferton mit Pflanzentrümmern
72,36— 72,80 » Heller konglomeratischer Sandstein
72,80— 72,90 » Steinkohle, unrein
72,90— 73,25 » Heller Sandstein mit *Stachannularia tuberculata*
73,25— 74,11 » Grauer Sandschiefer mit etwas grobem Sandstein
74,11— 77,60 » Schieferton mit mehreren Pflanzenschichten. Bei ca. 75,00 m *Pecopteris* sp., *Pecopteris feminaeformis*, *Pecopteris Pluckeneti*, *Calamites* sp. Weiter unten: *Pecopteris feminaeformis*, *Pecopteris unita*, *Annularia stellata*, *Pecopteris* cf. *Pluckeneti*, *Pecopteris* cf. *densifolia*
77,60— 78,09 » Sandiger Schieferton
78,09— 80,98 » Pflanzenschiefer. Bei 80,50 m *Pecopteris arborescens* und *Odontopteris osmundaeformis*. Von 79,56—79,59 m Anthracosienbank
80,98— 81,58 » Steinkohle
81,58— 82,20 » Dunkler Schieferton mit Wurzelboden
82,20— 83,68 » Grauer Schieferton, bei 82,30 und 82,80 m *Pecopteris* sp.
83,68— 83,78 » Kalkstein
83,78— 84,27 » Sandstein, z. T. konglomeratisch
84,27— 84,93 » Grauer Schieferton mit *Calamites Cisti*
84,93— 85,43 » Dunkler Sandstein mit eigenartiger talkiger brauner Substanz und Häcksellagen
85,43— 85,78 » Heller kalkhaltiger konglomeratischer Sandstein
85,78— 86,60 » Grauer Schieferton
86,60— 86,70 » Bituminöser Kalkstein
86,70— 86,90 » Steinkohle
86,90— 87,50 » Grauer Sandstein
87,50— 87,65 » Grauer Schieferton mit Pflanzen, u. a. *Pecopteris arborescens*
87,65— 87,90 » Sandstein

87,90— 89,00 m Sandschiefer und Pflanzenschiefer mit *Pecopteris* sp., *Calamostachys*, *Samaropsis*, *Cordaites*, *Calamites* sp. und Wurzelboden
89,00— 89,85 » Heller konglomeratischer Sandstein mit Sandschiefer und Häckselagen
89,85— 90,72 » Sandschiefer mit Häcksellagen
90,72— 91,00 » Heller konglomeratischer Sandstein
91,00— 91,45 » Dunkler Sandschiefer mit Häcksellagen und Sandstein
91,45— 92,47 » Heller konglomeratischer Sandstein
92,47— 92,65 » Dunkler Sandschiefer mit Häcksellagen
92,65— 93,70 » Sandschiefer mit Häcksellagen und Holzkohle und 7 cm starker konglomeratischer Sandsteinbank als Einlagerung
93,70— 94,75 » Heller konglomeratischer Sandstein
94,75— 95,09 » Dunkler Sandschiefer mit Häcksellagen
95,09— 96,45 » Grober konglomeratischer Sandstein
96,45— 97,28 » Feiner Sandstein
97,28—101,84 » Glimmerreicher Sandschiefer mit etwas Sandstein
101,84—102,31 » Dunkler Schieferton
102,31—102,33 » Kalkstein
102,33—103,48 » Dunkler Schieferton mit *Samaropsis*
103,48—103,52 » Bituminöser Kalkstein
103,52—104,61 » Schieferton und Sandschiefer
104,61—104,63 » Bituminöser Kalkstein
104,63—106,85 » Dunkler zäher Schieferton
106,85—106,88 » Kalkstein
106,88—111,60 » Dunkler grauer Schieferton mit Häcksellagen
111,60—113,83 » Sandstein, z. T. konglomeratisch
113,83—114,05 » Grauer zäher Schieferton
114,05—116,75 » Sandiger Schieferton
116,75—116,90 » Konglomeratischer Sandstein
116,90—118,20 » Grauer Schieferton, oben mit einzelnen Lagen konglomeratischen Sandsteins. Bei 118,00 m *Callipteris Naumanni* und *Pecopteris arborescens*
118,20—119,63 » Dunkler grauer Schieferton
119,63—120,44 » Grauer zäher Sandstein
120,44—121,44 » Grauer quarzitischer Sandstein mit Konglomeratlagen und einzelnen Pflanzen (*Calamites*)
121,44—121,61 » Gesprenkelter kalkhaltiger Sandstein
121,61—122,44 » Grauer Sandschiefer mit Häcksellagen

2. Kernbohrung Manebach II

Punkt B II der beigegebenen Karte: Unmittelbar am mittleren Berggraben, auf der Nordseite des vorderen Schulzentales. Ansatzpunkt 556,10 m über NN=33,4 m über der Ilm unterhalb des Bohrpunktes

0— 6,00 m Künstliche Erdaufschüttung für den ehemaligen mittleren Berggraben der Ilmenauer Bergwerke
6,00—10,35 » Glimmerreicher Sandschiefer mit Häcksellagen
10,35—11,04 » Heller grober Sandstein
11,04—11,44 » Sandstein und Sandschiefer
11,44—14,12 » Grauer Schieferton mit *Annularia*
14,12—14,34 » Enggefältelter und gebänderter Kalkstein (»Muschelmarmor«)
14,34—16,15 » Sandschiefer
16,15—16,35 » Sandstein
16,35—16,60 » Sandschiefer
16,60—17,41 » Sandschiefer mit Lagen von konglomeratischem Sandstein
17,41—19,17 » Grauer Sandschiefer mit Häcksellagen. Bei 18,20 m Holzkohle und *Pecopteris* sp.
19,17—21,84 » Grauer Schieferton
21,84—21,89 » Hornstein
21,89—22,02 » Kalkstein

22,02—23,34 m Grauer Sandstein und Sandschiefer
23,34—23,61 » Sandstein
23,61—25,33 » Grünlicher Schieferton mit steilen Harnischen
ab 25,33 » Alter Mann (eines Stollens oder abgebauten Flözes)

3. Kernbohrung Manebach III

Punkt B III der beigegebenen Karte: Nördlich vom vorderen Schulzental, zwischen mittlerem und oberem Berggraben. Ansatzpunkt 569,50 m über N. N. = 46,80 m über der Ilm unterhalb des Bohrpunktes

0— 1,18 m Grünlicher glimmerreicher Sandstein und Sandschiefer, verwittert
1,18— 3,64 » Desgl. mit fingerstarken Konglomeratlagen. Einfallen 9°
3,64— 5,05 » Desgl. ohne Konglomeratlagen
5,05— 6,97 » Milder grünlicher Schieferton
6,97— 7,76 » Grober Sandstein, z. T. konglomeratisch. Bei 7,30 m eingesprengter Bleiglanz
7,76— 8,75 » Dunkelbräunlicher Sandschiefer. Einfallen 12,5°. Bei 7,86 m *Walchia filiciformis*
8,75—10,32 » Grober bräunlicher glimmerhaltiger Sandstein mit Häcksellagen. Einfallen 10°
10,32—11,19 » Bräunlicher glimmerhaltiger Sandschiefer
11,19—11,59 » Desgl., mit Sandstein wechsellagernd
11,59—12,49 » Feiner glimmerhaltiger Sandstein
12,49—14,19 » Grauer glimmerhaltiger Sandstein mit Häcksellagen. Einfallen 5°
14,19—15,83 » Sandstein
15,83—16,38 » Sandstein mit Sandschiefer. Einfallen 6°
16,38—16,48 » Grünlicher Schieferton
16,48—18,24 » Sandschiefer
18,24—21,60 » Grauer Schieferton
21,60—21,93 » Bräunlicher Sandschiefer mit Häcksellagen
21,93—24,14 » Heller konglomeratischer Sandstein
24,14—24,36 » Dunkelbräunlicher Sandschiefer mit Häcksellagen
24,36—24,92 » Heller, z. T. konglomeratischer Sandstein
24,92—26,48 » Feiner Sandstein mit Pflanzen. Bei 25,60 m ? *Neuropteris Planchardi*
26,48—27,12 » Schieferton und feiner Sandstein wechsellagernd. Bei 26,70 m Holzkohle
27,12—28,68 » Sandstein mit Häcksellagen
28,68—30,06 » Sandiger Schieferton mit steilen Rutschflächen. Einfallen 11°
30,06—30,98 » Kalkstein mit Hornsteinlagen
30,98—33,77 » Schieferton. Einfallen 11°
33,77—33,82 » Kalkstein
33,82—33,98 » Kalkstein mit Hornsteinlagen
33,98—35,30 » Grünlicher Glimmerreicher Sandschiefer
35,30—36,00 » Grauer Schieferton mit Sandstein
36,00—36,58 » Zäher grünlicher Schieferton
36,58—36,89 » Grünlicher Sandstein
36,89—37,26 » desgl. mit etwas Sandschiefer
37,26—41,64 » Grünlicher glimmerreicher Sandschiefer. Bei 38,0 m *Semina*
41,64—42,33 » Grober heller Sandstein
42,33—42,76 » Grünlicher sandiger Schieferton
42,76—43,41 » Grünlicher glimmerreicher Sandstein
43,41—44,09 » Grünlicher Schieferton
44,09—44,35 » Konglomeratischer Sandstein
44,35—44,67 » Grünlicher Sandschiefer
44,67—46,48 » Heller grober konglomeratischer Sandstein
46,48—49,60 » Grünlicher Schieferton und Sandschiefer. Bei 47,5 m *Pecopteris Germari* und *Pecopteris unita*, ferner fraglich *Sphenopteris?*
49,60—50,40 » Schieferton
50,40—51,00 » Grauer Sandschiefer

51,00—51,30 m Grauer Schieferton mit Wurzelboden
51,30—51,46 » Sandiger Schieferton
51,46—52,35 » Schieferton. Bei 51,50 m Anthrakosien-Bank
52,35—52,69 » Sandschiefer
52,69—53,48 » Schieferton. Bei 53,2 m *Pecopteris* cf. *integra*. Einfallen 10°.
53,48—54,61 » Enggebänderter Sandschiefer.
54,61—54,76 » Pflanzenschiefer mit *Annularia stellata*, *Asterophyllites*, *Odontopteris osmundaeformis*, *Trigonocarpus Parkinsoni*
54,76—54,88 » Dunkler Schieferton mit grauschwarzer Anthrakosienbank
54,88—55,46 » Schwarzer Schieferton mit steilen Rutschflächen — Kohlenflöz ausgequetscht — mit Wurzelboden und Holzkohle
55,46—56,55 » Grauer Schieferton mit Wurzelboden und *Pecopteris arborescens* und *Pecopteris sp.*, dann wieder Pflanzenschicht
56,55—56,66 » Sandiger Schieferton und Sandstein
56,66—58,20 » Grauer Pflanzenschiefer mit Wurzelboden, *Pecopteris* cf. *integra*, *Pecopteris densifolia*, *Annularia stellata*, *Stachannularia tuberculata*, *Scolecopteris* sp., *Calamites* sp., Same
58,20—58,96 » Kalkstein
58,96—59,21 » Grauer Schieferton
59,21—60,54 » Feiner Sandschiefer mit *Pecopteris arborescens*, *Calamites* sp., *Stachannularia tuberculata*
60,54—61,50 » Dunkler Schieferton, Wurzelboden
61,50—61,65 » Kalkstein
61,65—62,20 » Grauer Schieferton
62,20—62,90 » Zäher Sandschiefer mit *Pecopteris* sp. und *Calamites* sp.
62,90—63,79 » Schieferton, Wurzelboden
63,79—64,18 » Heller grober Sandstein
64,18—65,01 » Dunkler glimmerreicher Schieferton
65,01—66,04 » Grauer grober Sandstein.
66,04—66,24 » Grobes Konglomerat

Schlußbemerkungen

Die Bohrprofile sind besonders lehrreich, weil sie 1. im Verein mit den sonstigen Aufsammlungen, besonders im Hangenden des Flözes II (Mittelflöz), über die Art der Kohlenbildner der Manebacher Steinkohlenflöze Auskunft geben, 2. weil sie deutlich zeigen, daß gewisse Pflanzen und zwar gerade die für das Rotliegendalter bezeichnenden Callipteriden und Walchien, nicht im Zusammenhang mit den Flözen (wenigstens bei Manebach nicht) vorkommen. Dies erklärt den Umstand, daß früher so lange vergeblich nach diesen Pflanzen bei Manebach gesucht worden ist. Die Aufsammlungen wurden eben meist aus den Schichten vorgenommen, die aus dem Hangenden der gebauten Flöze stammen, und in diesen sind Callipteriden und Walchien nicht vorhanden.

Callipteris Naumanni Gutb. wurde gefunden in Bohrung Manebach I bei 21,2 und 118 m Teufe.

Walchia filiciformis Sternb. wurde gefunden in Bohrung Manebach III bei 7,68 m Teufe.

Sehr bemerkenswert ist die Zusammensetzung der Pflanzengemeinschaft im Hangenden der Flöze und allgemein im Hangenden der Wurzelböden, die, wie aus den Profilen zu ersehen, gelegentlich ohne Ausbildung einer Kohlenschicht darüber auftreten, wie im Carbon.

Diese Pflanzengemeinschaft besteht aus Pecopteriden verschiedener Art sowie aus Odontopteriden und anderen Pteridospermen *(Cycadofilices)*, zu denen in erster Linie Calamiten sowie Blätter und Blüten davon treten, sowie aus einigen Cordaiten. Man kann diese von den Bohrungen gelieferten Daten noch in gleichsinniger Weise durch die im Anstehenden oder auf den Halden gemachten Sammlungen ergänzen, von denen hier aber nur soviel gesagt sein soll, daß sie das oben Gesagte bestätigen, nur noch andere Arten der genannten Pflanzengruppen als mitbeteiligt zu erkennen geben. Man wird nicht fehlgehen, wenn man in diesen Pflanzengruppen und Gemeinschaften die Kohlenbildner selbst erblickt, von denen also — bei Manebach wenigstens — die Callipteriden und Walchien ausgeschlossen erscheinen. Man ist zu diesem Schluß berechtigt, einmal nach den Erfahrungen im Carbon und in der Braunkohle, wonach wenigstens die Überzahl der in den Hangendschiefern der Flöze auftretenden Pflanzen auch in der Kohle selbst steckt (vergl. hierzu z. B. Gothan, Glückauf 1923, Nr. 16, S. 387). Ferner aber zeigt der Umstand, daß hier wiederholt über den Wurzelböden ohne nennenswerte Kohlenbildung sofort die genannte Pflanzengemeinschaft im Hangenden folgt, daß zwischen dieser und den Wurzelböden offenbar ein organischer Zusammenhang anzunehmen ist, d. h. daß die Wurzelböden zu diesen Pflanzen gehören, so daß man bei dickerer Ausbildung der Kohle annehmen muß, daß dieser Pflanzenverein in der Kohle steckt. Die Anwesenheit der Calamiten zeigt, daß es sich um Pflanzenvereine feuchter oder nasser Böden gehandelt haben muß, und für ein feuchtes Klima an diesen Stellen sprechen ja auch die Pecopteriden, die den größten Teil der echten Baumfarne des Spätpalaeozoicums stellen. Von einer Austrocknung des permischen Klimas ist also an den Stellen der Kohlenbildung, wie ich (G.) schon mehrfach hervorgehoben habe, im Verhältnis zum Carbon nichts zu spüren. Man hat behauptet, daß die Cordaiten trocknere Stellen dieser Areale bewohnt hätten; diese Meinung wird von den vorliegenden Daten nicht unterstützt, denn mindestens als akzessorische Bestandteile dieser Pflanzenvereine kommen sie vor. Dagegen stammen die Walchien und Callipteriden aus anderen Vegetationsgemeinschaften, wie wir im vorigen bereits hervorgehoben haben. Es ist zwar bekannt, daß sie an andern Fundorten (wie z. B. an der Ochsenwiese bei Breitenbach in den Goldlauterer Schichten) alle zusammen gefunden worden sind, doch handelt es sich dort um zusammengeschwemmte Pflanzen verschiedener Art, und es ist nicht möglich, wie bei Manebach, eine Trennung zwischen den »Kohlenbildnern« und etwaigen andern Formen vorzunehmen. Es wäre von Interesse, diese Verhältnisse an andern Orten nachzuprüfen, insbesondere an Fundorten aus andern Schichten mit Kohlenbildung. Es ist hiermit bereits ausgesprochen, daß die obigen Befunde nicht verallgemeinert werden, sondern zunächst nur für den vorliegenden Fundort gelten sollen, wo sie aber in auffälliger Weise auftreten.

Leider erlauben die gewonnenen Resultate nicht, etwa die einzelnen Flöze in den Bohrungen und Aufschlüssen zu identifizieren; daß hierbei außer den Muschel- und Kalksteinhorizonten auch die Art der Pflanzenführung des Hangenden der einzelnen Flöze eine Rolle spielen wird, ist nach den Erfahrungen an andern Orten zu erwarten. Da ein größerer Teil des Mittelflözes (von dem die meisten Aufsammlungen stammen) und der andern Flöze noch am Tage in Aufschlüssen zugänglich ist, sollen diese später auf diese Verhältnisse untersucht werden und dann auch mit den Bohrprofilen verglichen werden.

Die Fließrichtung des Grundwassers in großen Tälern

Von Herrn **G. Fliegel** in Berlin

Mit 5 Abbildungen

Die Fließrichtung des Grundwassers in großen, von zusammenhängendem Grundwasser erfüllten Gebieten, also vor allem in unseren großen Flußtälern, ist, soweit ich sehe, noch wenig erforscht und jedenfalls im Zusammenhange bisher bei uns nirgends dargestellt. Dabei ist es eine geologisch-hydrologische Frage von nicht nur wissenschaftlichem Belang, sondern sie ist von besonderer praktischer Bedeutung, weil von der Fließrichtung des Grundwassers in hohem Maße die Auswahl der Gewinnungsorte für zentrale Wasserversorgungen und die zweckmäßige Gestaltung der Fassungsanlagen abhängt; außerdem ist ihre Kenntnis immer wieder von Nutzen bei Erwägungen über den Ursprung der so häufigen Verunreinigungen des Grundwassers und damit in Fragen der Abwässerbeseitigung.

In zahlreichen Gesprächen, nicht minder aber in schriftlichen Berichten von bekannten Geologen und Hydrologen, höre ich immer wieder die Meinung, daß das Grundwasser sich in unseren großen Tälern ganz allgemein in schräger Richtung auf den Fluß zu bewege, um allmählich in ihn überzugehen. Diese Meinung pflegt damit begründet zu werden, daß das Grundwasser unterirdisch von der Seite in die losen Aufschüttungen des Talbodens eintritt, daß aber die sich zunächst daraus ergebende Querbewegung zum offenen Flusse unter seinem Einfluß sich in eine diagonale Komponente schräg abwärts auf den Fluß zu umwandele. Besonders verbreitet ist ja auch die hierin liegende Auffassung, daß das Wasser in der Nachbarschaft des offenen Flusses mit ihm parallel fließe, wie kürzlich noch E. RUTSATZ (Beiträge zur Hydrologie des Rheintales, Gas- und Wasserfach 1925, Heft 50, 51) schreibt.

In unseren Lehrbüchern der Grundwasserkunde ist die Frage zusammenfassend eigentlich nirgends behandelt: SPITTA und REICHLE (»Das Grundwasser«, Handbuch der Hygiene, Leipzig 1924) erörtern sie überhaupt nicht. Auch PRINZ (»Hydrologie«, II. Aufl., Berlin 1923) geht kaum auf sie ein. Ausführlicher ist KEILHACK (»Grundwasser- und Quellenkunde«, II. Aufl., Berlin 1917). Er unterscheidet das

Grundwasser in toten und in lebenden Tälern, eine nicht scharfe Grenze insofern, als mit toten Tälern diejenigen bezeichnet werden, »die von keinem ihrer Größe entsprechenden Flusse mehr benutzt, sondern nur von kleinen Wasserläufen durchzogen werden, während lebende Täler solche sind, in denen sich der ihrer Größe entsprechende Strom noch heute bewegt.«

Keilhack beschreibt von den toten Tälern eine Bewegung des Grundwassers von den Talrändern nach der Mitte und zugleich dessen Abfluß im inneren Teile des Tales in der Längsrichtung. Aus diesen beiden Bewegungen ergäbe sich eine mittlere Resultante, wie sie in seiner Abbildung 62, S. 142 dargestellt ist. Er erörtert auch einen Einzelfall, in dem das Grundwasser überhaupt in der Talrichtung, also in seiner Längsrichtung abfließt, und schließt daraus, daß hier ein nennenswerter seitlicher Grundwasserzufluß aus der das Tal begrenzenden Hochfläche nicht vorhanden sei.

Bei lebenden Tälern gelten nach ihm dieselben Gesetze der Grundwasserbewegung, auf die jedoch der offene Fluß als Regulator des Grundwasserstandes einwirkt: »In normalem Zustande, also bei Mittelwasser des Flusses, bewegt sich das Grundwasser wie in den toten Tälern nach der Mittellinie des Tales zu und dann in dieser abwärts.« Ich glaube mich nicht zu irren, wenn ich darin die einleitend gekennzeichnete allgemeine Meinung über die Fließrichtung des Grundwassers in großen Tälern sehe.

Bei hydrologischen Spezialuntersuchungen, die ich in den Jahren nach dem Kriege wiederholt auszuführen hatte, ergab sich die Notwendigkeit, auf Grund zahlreicher Pegelbeobachtungen Spiegelpläne des Grundwassers zu zeichnen. Da diese von der herkömmlichen Lehrmeinung, wie sie oben dargelegt ist, ziemlich abwichen, entstand der Wunsch, die Frage für ein größeres Gebiet einheitlich zu untersuchen und zu bearbeiten.

In einer Veröffentlichung »Über das Grundwasser des Rheintales bei Köln und die darin auftretenden Mineralquellen« (Zeitschrift für praktische Geologie 1920, Heft 1) habe ich bereits darauf hingewiesen, daß im Rheintale unterhalb Bonn und Köln bis hin nach Düsseldorf, Duisburg und zur holländischen Grenze bei Cleve und Emmerich eine große Anzahl von Wasserwerken gelegen sind, die einerseits die zahlreichen Städte des Gebiets, andererseits die großen industriellen Betriebe mit Wasser versorgen. Ich fuhr fort: »Es würde sich sicherlich der Mühe lohnen, all das Beobachtungsmaterial zusammenfassend zu bearbeiten, das aus der Vorbereitung und der Anlage so zahlreicher, bald unmittelbar am Rhein, bald weiter ab von ihm, bald nahe an den Talrändern gelegener Wasserwerke herrührt. Ein einheitliches Bild der Grundwasserbewegung in einem so breiten Tale würde sich ergeben, und besonders lehrreich würden sich die wechselnden Beziehungen und die gegenseitige Beeinflussung des Grundwassers und des offenen Rheinstromes darstellen.«

Angeregt durch die oben erwähnten technisch-geologischen Arbeiten habe ich es mir angelegen sein lassen, im folgenden das Ma-

terial zusammenfassend darzustellen, das mir über die Grundwasserbewegung am Niederrhein, beginnend mit dem Austritt des Flusses aus dem Gebirge bei Bonn bekannt geworden ist. Es kann sich dabei nur darum handeln, die Grundwasserspiegelpläne zu verarbeiten, die bei der Schaffung kommunaler oder industrieller Wasserwerke am Niederrhein aufgestellt worden sind. Vollständigkeit ist naturgemäß nicht zu erzielen; während sich z. B. die großen Wasserwerke auf der rechten Rheinseite von Köln bis Duisburg förmlich aneinanderdrängen, so daß der für neue größere Wasserfassungsanlagen noch freie Raum stark beschränkt ist, ist die linke Rheinseite, in der die Bevölkerung weniger in großen Städten zusammengeballt ist, mit großen Wasserwerken im gleichen Umfange nicht versehen. Sicherlich sind Grundwasserspiegelpläne bei den Vorarbeiten für manchen hier gelegenen Ort auch sonst noch geschaffen, mir aber nicht bekannt geworden, denn eine planmäßige Umfrage hat für die Zwecke dieser Untersuchung nicht stattgefunden. Ich bin überzeugt, daß das Bild der Grundwasserbewegung auch durch weitere derartige Unterlagen nicht wesentlich anders werden würde.

I. Geologisches

Die geologischen Angaben über den Gebirgsbau und über die Schichten, aus denen das Grundwasser stammt, und in denen es sich am Niederrhein bewegt, können kurz gefaßt werden. Denn es kommt hier nicht auf die Terrassengliederung des Rheintales in ihren Einzelheiten an, sondern nur auf Form und Art der Begrenzung des Tales nach den Seiten zu, auf Tiefenlage und Gesteinsbeschaffenheit seines Untergrundes und auf die Schichten, die das Tal erfüllen. Die Zahl der Terrassen ist für die Frage der Bewegung und der Richtung des Grundwassers unwichtig; denn wenn der Geologe hier auch mehrere Terrassen, deren beiderseitige Oberfläche bei Köln einen Höhenunterschied von 5—7 m aufweist, nämlich die Mittelterrasse und die Niederterrasse, und darin zum Teil noch Unterstufen und endlich als Alluvium den heutigen Talboden unterscheidet, so bildet das Grundwasser doch die einheitliche Füllung. Es geht unmerklich und ohne Hinderung aus der Mittelterrasse in die Niederterrasse über; die Körnungsunterschiede, der Wechsel von Sand und Kies, die Einlagerungen toniger Schichten, das Porenvolumen und damit das Wasserfassungsvermögen und die Durchflußgeschwindigkeit weisen zwischen beiden i. a. keine größeren Unterschiede auf, als wie sie in ein und derselben Terrasse auch vorkommen. Nur die Mächtigkeit und damit der Wasserinhalt der mehr randlich gelegenen Mittelterrasse ist im allgemeinen geringer, und damit auch die Möglichkeit, große Wassermengen aus ihr zu gewinnen, herabgesetzt.

Die Terrassen des Tales erlangen hydrologische Bedeutung i. a. erst, wenn es sich um die Beschaffenheit des Grundwassers handelt. Kies und Sand der Mittelterrasse sind äußerst arm an Kalkgeröllen, die Niederterrasse ist in zahlreichen Schichten sehr reich an ihnen; die erstere ist rechts des Rheines über-

wiegend von einer sterilen Sandfläche bedeckt, die letztere dagegen größtenteils von feinerdigen, nur bis zu geringer Tiefe entkalkten Hochflutbildungen des Stromes, von Mergelsand, Lehm und Ton, überschlickt. Daraus ergeben sich grundlegende Unterschiede hinsichtlich der chemischen Beschaffenheit des Sicker- und Grundwassers im Bereich der Mittel- und Niederterrasse. In der Niederterrasse gibt es weiter zahlreiche verlassene Rheinarme, Altläufe des Flusses, in denen das Grundwasser nahe der Oberfläche liegt, bei hohem Wasserstande zum Teil Überflutung eintritt, also Senken, die wenigstens im nördlichen Niederrheingebiet vielfach zur Vermoorung neigen. Das ist eine weitere Quelle für eine chemische Beeinflussung des Grundwassers im Bereich der Niederterrasse. Für die Bewegungsrichtung des Grundwassers scheiden alle diese Unterschiede aber aus, und so brauchen wir uns im folgenden nicht weiter mit ihnen zu beschäftigen.

Die Mittel- und Niederterrasse, die wir demnach im einzelnen nicht betrachten wollen, bestehen aus einer mächtigen Ablagerung von wechselnden Kies- und Sandschichten, wobei den einzelnen Geröllen Sand zwischengelagert ist und andererseits zwischen den Geröllschichten immer wieder mehr oder minder grobe Sandschichten auftreten. Die Gerölle sind im allgemeinen wohl gerundet, doch kommen auch flache und plattige Stücke, besonders von Schiefer häufig vor. Die Größe der einzelnen Gerölle wechselt in weitestem Maße. Es sind alle Übergänge vom Sandkorn bis zu Faustgröße vorhanden. Größere Gerölle bis zu Kopfgröße sind ebenfalls nicht selten, und es kommen auch immer wieder große kantige Geschiebe vor, nicht selten mit 50—60 cm Kantenlänge.

Der Sand wechselt in seiner Körnung nicht minder und geht gelegentlich bis zu kornlosem Feinsand, dem sogenannten Puffsand der Kiesgruben herab. Es ist das derselbe Sand, der sich im Grundwasser als Schwimmsand verhält. Dabei fehlen auch lehmige Sandlagen nicht, und gelegentlich kommen hand- bis fußbreite Bänke vor, die man als einen sandigen oder feinsandigen Ton ansprechen muß.

Die Lagerung aller dieser Schichten ist so, daß bei überwiegend wagerechten Sand- und Kiesbänken Kreuzschichtung herrscht, also die bekannte Schichtung von Ablagerungen aus strömendem Wasser. Daraus ergibt sich weiter, daß selbst dicht benachbarte Bohrungen in den Einzelheiten, was den Anteil und die Verteilung von Kies, Sand, Feinsand und tonigen Schichten betrifft, im allgemeinen nur wenig übereinstimmen; die Schichten keilen auf mehr oder minder kurze Entfernung aus und werden in gleicher Tiefenlage durch Schichten anderer Körnung ersetzt. Das fällt besonders bei den tonigen Schichten ins Auge, die ausnahmslos die Form von Linsen, also von nicht aushaltenden Bänken haben. Demgemäß kann nicht wohl davon die Rede sein, daß den Kies- und Sandablagerungen des Rheintales wassertragende Schichten eingeschaltet wären, und gespannte Spiegel kommen nur vereinzelt und ohne größeren Auftrieb vor. Wohl aber ist die Durchflußgeschwindigkeit in verschiedenen Teilen dieser Aufschüttungen des Talbodens nicht überall gleichmäßig. Insonderheit ist der Eintrittswider-

stand und damit die Ergibigkeit benachbarter Brunnen manchmal geringer. In Spiegelplänen äußert sich das, da der Abfluß behindert ist, in einem stärkeren Grundwassergefälle und in einem entsprechenden Zusammenrücken der Spiegelkurven.

Im Ganzen betrachtet, ist das Porenvolumen sehr bedeutend. Mir ist nicht bekannt, ob am Niederrhein hierüber irgendwo genaue Messungen stattgefunden haben. Es darf wohl aber im Durchschnitt auf mindestens 30 % geschätzt werden. Über die spezifische Ergiebigkeit der Brunnen, die hierauf und auf der Stärke der durch die Filterrohre ausgenutzten Kiesschicht beruht, liegen zahlreiche Angaben in den weiterhin noch zu nennenden Veröffentlichungen vor.

Die Mächtigkeit der kiesig-sandigen Ausfüllung des Talbodens ist sehr bedeutend. Selbstverständlich läßt sich eine einheitliche Zahl auch als Durchschnittszahl nicht angeben. Von den Talrändern, also vom Außenrand der Mittelterrasse findet sichtlich eine allmähliche Zunahme der Mächtigkeit nach dem Taltiefsten statt, das sich aber keineswegs überall mit dem Bereich des heutigen Flusses zu decken scheint. Große und plötzliche Unregelmäßigkeiten in der Gestaltung der Unterlage mögen als tiefere Rillen und einzelne Auskolkungen an der Sohle der Kiesausfüllung hier und da vorhanden sein; denn ehe die Kiesaufschüttung geschah, hat ja der Fluß bei langsam sich hebendem Lande zufolge der dadurch belebten Erosionskraft das breite Tal ausgeschliffen.

Indem auf meine zusammenfassende Darstellung des Untergrundes der Niederrheinischen Bucht (G. Fliegel, Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht, Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt Berlin, N. F. Heft 92, 1922) verwiesen wird, wo alle mir zugängig gewesenen Bohrungen des gesamten Gebietes verarbeitet sind, und eine bezeichnende Auswahl veröffentlicht ist, mögen die folgenden Zahlen einen Anhalt geben:

Im Wasserwerk Bonn, unmittelbar oberhalb der Stadt am linken Rheinufer, also noch im Engtale des Flusses gelegen, beträgt die Mächtigkeit der Terrassenaufschüttung 17 m. Ob damit Fels, also Schiefer oder Grauwacke des Unterdevons erreicht ist, wie E. Rutsatz meint, erscheint mir nach den Schichtprofilen keineswegs sicher. Im Bereich des Meßtischblattes Wahn ist der Kies an mehreren Stellen bei 43—45 m nicht durchbohrt, auf Blatt Brühl hat die Niederterrasse zwischen 16 und 35 m, bei Köln sind bis 37 m nachgewiesen, östlich hiervon auf Blatt Mülheim bis 35 und 39 m.

Nördlich von Köln haben die Rohrbrunnen im Leverkusener Wasserwerk 22—29 m Tiefe, der Kies ist nicht durchbohrt. Im übrigen ist im Bereich des Blattes Hitdorf 30 m die Durchschnittsstärke der Kiesfüllung, 35 m der Höchstbetrag.

Im Bereich von Blatt Stommeln erreicht die Niederterrasse 31 m, im westlichen Blatteile aber hat die Mittelterrasse näher am Talrande vielfach unter 10 m, wie das übrigens auch im SW von Köln bei Sechtem der Fall ist.

Im nördlichen Teile des Rheintales bei Düsseldorf beschränkt sich unsere Kenntnis ausschließlich auf Wasserbohrungen, denn die in der Umgebung von Köln den Anreiz zu Bohrungen liefernden Braunkohlenschichten fehlen hier im Untergrunde. Die Sand- und Kiesablagerungen bei Düsseldorf, Duisburg und Krefeld erreichen im allgemeinen nur 20 bis höchstens 25 m. Nur eine einzige Bohrung (Hortenhof, Nr. 45 meiner Karte) zeigt 29 m. Andererseits sind es vielfach selbst mitten im Tal weniger als 20 m, wobei 16 m etwa der Durchschnitt zu sein scheint. Nach allem ist wohl sicher, daß die Kiesablagerung im Rheintale nach N an Mächtigkeit verliert. Dabei ergibt sich die Frage, ob diese Mächtigkeitsabnahme auf einen Gefälleknick, hervorgerufen durch die ausgedehnte tertiäre Quarzitplatte in der Talsohle bei Mönchenwerth und Büderich (nördlich Düsseldorf), zurückzuführen ist. Auch kann man daran denken, daß das Sinken der Niederrheinischen Bucht vielleicht im Gegensatz zu dem im Norden vorgelagerten großen Niederrheinischen Tieflande in der Niederterrassenzeit noch angedauert und damit eine um so mächtigere Terrassenaufschüttung im Bereich der Bucht ermöglicht hat.

Wichtig sind in hydrologischer Beziehung ferner die Talflanken und der Taluntergrund, also diejenigen älteren Schichten, in die das Rheintal (Mittelterrasse + Niederterrasse) eingebettet ist.

Einen raschen Überblick gibt meine oben genannte geologische Karte vom Untergrunde der Niederrheinischen Bucht: Die Unterlage der Kiesaufschüttung des Tales besteht in dem ganzen Gebiet aus Schichten des Tertiärs. Altes Gebirge ohne Tertiärbedeckung ist bisher nur von einigen ganz wenigen Stellen nicht fern vom Talrande bekannt.

In den tertiären Untergrundschichten besteht ein beachtenswerter Unterschied zwischen dem südwestlichen und dem nordöstlichen und nördlichen Teile des Rheintales: Von Bonn und Köln nach Grevenbroich und München-Gladbach sind überwiegend Schichten des Miocäns, also braunkohlenführende Ablagerungen verbreitet. Im nördlichen Niederrheingebiet, bei Krefeld und Düsseldorf dagegen und von hier in einem schmalen Streifen nach SO ausgreifend über Hitdorf und Leverkusen bis zum Ostrande des Rheintales östlich und südöstlich von Köln fehlen diese braunkohleführenden Schichten, und es tritt die nächstältere Tertiärstufe, das marine Oberoligocän im Liegenden der Talaufschüttung auf; siehe die Grenzlinie in Abb. 1. Während die braunkohleführenden Schichten überwiegend und zumal im Süden von Köln aus wasserabschließendem Ton bestehen und daneben reiner weißer Quarzsand verbreitet ist, besteht das Oberoligocän zumeist aus wassererfülltem Grünsand, d. h. aus einem glaukonitischen, feinen Schwimmsand.

Ganz im Nordosten in der Gegend von Duisburg fehlt das Oberoligocän, und an seine Stelle tritt im Untergrunde des Tales das Mitteloligocän, eine durchgängig tonige Ablagerung.

Die Talränder im Osten und Westen sind grundverschieden. Im Osten wird die Talflanke von der Wahner Heide bis Duisburg vom Anstieg des Bergischen Landes gebildet, also von altem Gebirge. Im Süden sind es Grauwacken, Grauwackeschiefer und Tonschiefer des

Devons, im Norden, von Ratingen bis Duisburg herrschen Sandstein und Schieferton des Steinkohlengebirges.

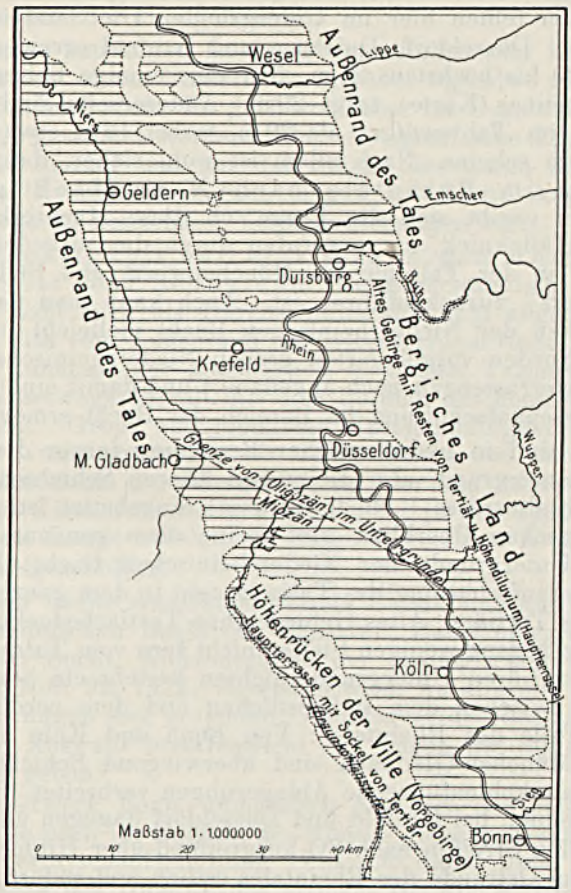


Abb. 1. Das Rheinthal (schraffiert), erfüllt von den Aufschüttungen der Mittel- und Niederterrasse.
Im Untergrunde die Grenze zwischen Braunkohle-führendem Miocän und marinem Oligocän.

Über dem alten Gebirge sind nahe dem Talrande tertiäre Ablagerungen in bescheidener Ausdehnung ausgebreitet, besonders in der Wahner Heide, wo es überwiegend tertiärer Kies ist, sodann in der Kalkmulde von B.-Gladbach, wo die karstartige Oberfläche des Massenkalkes von tertiärem Sand, Kies und Ton nebst Braunkohle erfüllt ist; endlich findet sich in größerem Zusammenhange oligocäner Sand und Ton von Opladen nordwärts bis Duisburg. Hier ist bemerkenswert, daß der ursprüngliche Grünsand durch Verwitterungsvorgänge in einen mehr oder minder eisenschüssigen braunen oder gelben Sand umgewan-

delt ist, ein Hinweis auch auf die Beschaffenheit des Wassers im Grünsand.

Aus dem Bergischen Lande münden eine Reihe bedeutenderer Täler und zahlreiche kleine Tälchen ins Rheintal ein, wie es bei einem so ausgedehnten bergigen Hinterlande nicht anders sein kann. Die Sieg und die Agger treten bei Siegburg aus dem Gebirge heraus und vereinigen sich, ehe sie unterhalb Bonn den Rhein erreichen. Die Wupper verläßt das Gebirge mit ihrem gewundenen Lauf bei Opladen. Die Ruhr endlich erreicht das Rheintal bei Duisburg. Auch sonst kommen noch mancherlei kleine Gewässer aus dem Gebirge und streben dem Rheine zu, vielfach in der Weise, daß ihr Unterlauf im Bereich des Talbodens aus einem Altlauf des Rheines besteht, wie er oben als für den Bereich der Niederterrasse bezeichnend dargestellt wurde. Beachtenswert ist aber vor allem, daß kleine Täler am Außenrande der Mittelterrasse enden, hier ist etwa ein Schuttkegel aufgeschüttet entsprechend der plötzlichen Verminderung des Gefälles. Die Wasser aber sind großenteils verschwunden, und es fehlt der entsprechende Flußlauf zum Rheine hin.

Auch ohne daß wir besonders erörtern, in welchem Maße das Gebirge am Ostrande des Rheintales zerklüftet und daher wasserführend ist, ergeben diese Beobachtungen den naheliegenden Schluß, daß von der rechten Seite des Rheintales sehr bedeutende Wassermengen unterirdisch in den Talboden eintreten und wesentlich zur Speisung des Grundwassers beitragen.

Anders der linke Talrand: Der Außenrand der Mittelterrasse wird von Bonn über Brühl bis fast nach Grevenbroich von der Ville gebildet, einem aus den Schichten der tertiären Braunkohlenstufe bestehenden hohen Rücken, der wenige km nur breit ist und entlang der Swist und Erft nach Westen zu tieferem Gelände abfällt; es fehlt also das höhere Hinterland. Großenteils besteht der Talrand aus Schichten, die kein Wasser abzugeben vermögen, nämlich aus dem Ton der Braunkohlenstufe und aus dem mächtigen Braunkohlenflöz selbst, das in den großen Tagebauen mitsamt dem Deckgebirge künstlich entwässert wird. Nur südlich von Brühl, wo ein mächtigeres Braunkohlenflöz fehlt, entwässert die über dem Tertiär ausgebreitete, vor der Bildung des Rheintales aufgeschüttete altdiluviale Kiesfläche, die Hauptterrasse, in zahlreichen Quellen zum Rheintale hin. Dieser Quellhorizont ist der Grund für die dichte Besiedlung des Talrandes in diesem Gebiet reichen Gemüsebaues. Was davon zum Rheine abfließt, ist aber unbedeutend. Jedenfalls fehlen am Westrande des Rheintales bis nach Grevenbroich alle nennenswerten Zuflüsse, und es kann wohl auch nicht anders sein, weil als Speisungsgebiet immer nur der schmale Rücken des Vorgebirges ohne Hinterland in Frage kommt.

Bei Grevenbroich tritt die Erft ins Rheintal ein, und der Talrand entfernt sich immer weiter vom Rheine in starkem Gegensatz zum östlichen Talrande, der bis Düsseldorf und Duisburg dauernd in einer mittleren Entfernung von etwa 8 km vom Flusse bleibt. Bei Köln sind es

links des Rheines 9 km, bei Grevenbroich 17 km, bei Krefeld auf kürzestem Wege gemessen 22 km.

Auch am Talrande wird im Norden die Braunkohlenstufe vom Meeressand des marinen Oberoligocäns abgelöst. Er steht in dem Höhenrücken von München-Gladbach über Viersen nach Süchteln allgemein als wiederum eisenschüssiger gelber Formsand in weiter Verbreitung an.

II. Die Fließrichtung des Grundwassers

Nach den einleitenden Worten kommt es mir wesentlich darauf an, die Fließrichtung des Grundwassers im Rheintale festzustellen. Die Abbildungen 2—4 mögen ohne viele Worte für sich selbst sprechen. Es sind die sämtlichen mir aus dem Gebiet bekannt gewordenen Spiegelpläne des Grundwassers in ihrer natürlichen Lage und in ihrer Beziehung zum offenen Flusse. Sie sind hier, wenn auch zu verschiedenen Zeiten und bei verschiedenem Wasserstande aufgenommen, gruppenweise entsprechend ihrer Lage vereinigt.

Dabei handelt es sich ausnahmslos um die Ergebnisse von Spezialuntersuchungen, die von namhaften Berufshydrologen als Vorarbeiten für die Errichtung von Wasserwerken ausgeführt worden sind, und die daher als einwandfrei gelten müssen.

Da ist zunächst (Abb. 2b) der Spiegelplan vom Wasserwerk Westhoven (vergl. E. Rutsatz, Die Wasserversorgungsanlagen der Rheinischen Wasserwerksgesellschaft usw., Journal für Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, 1907). Er ist aufgestellt bei einem Rheinwasserstand von 2,52 m über dem Nullpunkt des Kölner Pegels, also bei Mittelwasser. Das Grundwassergefälle beträgt 0,5—1,2 m auf 1 km. Wenn das Untersuchungsergebnis für sich allein betrachtet vielleicht nicht ganz eindeutig erscheint, weil das Beobachtungsgebiet in der Westhoven-Deutzer Rheinbiegung gelegen ist, der Rhein selbst also seine Richtung ändert, so zeigt es jedenfalls auf das deutlichste, daß bei Mittelwasser von einem Parallelismus von Grund- und Flußwasserrichtung nicht entfernt die Rede sein kann. (Das Grundwasser bewegt sich überall senkrecht zu den gezeichneten Spiegelkurven.)

Nordöstlich hiervon hat die Stadt Köln seinerzeit einen ausgedehnten Grundwasserspiegelplan (Abb. 2c) in der Gegend von Merheim auf Grund zahlreicher Pegelbeobachtungen, die das ganze Gebiet von Rath bis Delbrück und Dünnwald umfassen, aufstellen lassen, weil der hohe Grundwasserstand in einem Altlauf des Rheines auf Überflutung durch einen hindurchfließenden Graben zurückgeführt und ihr zur Last gelegt wurde. Das Gebiet liegt weit ab vom Rheine und ist, wie ohne weiteres aus den Spiegellinien erkennbar, vom Rheinlauf und seinen Flußbiegungen durchaus unabhängig. Der Fluß wirkt in dieser Entfernung, wie wenn er gradlinig liefe. Die Messungen sind geschehen bei Mittelwasser (Wasserstand 2,71—2,73 am Kölner Pegel).

Sodann haben wir wenig nördlich von Köln eine Erscheinung, die für die Beurteilung der Strömungsrichtung des Grundwassers von besonderem Belang ist, nämlich einen mineralischen Zustrom

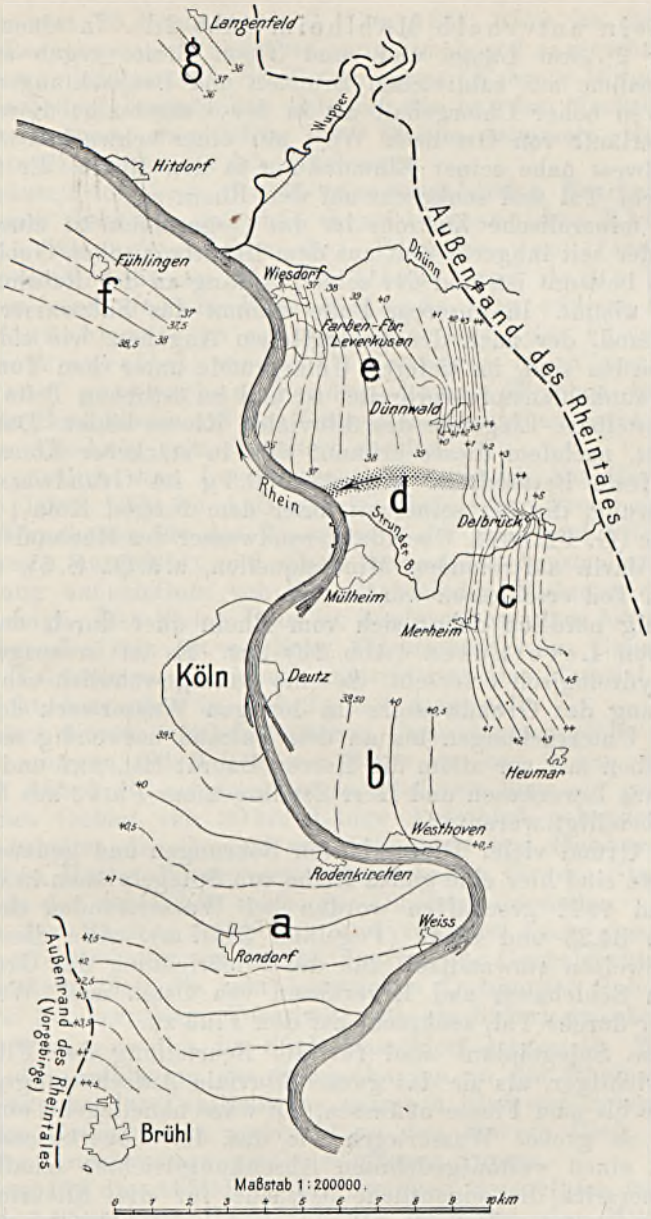


Abb. 2. Spiegelpläne des Grundwassers.

a. Köln Hochkirchen	18. II. 1899,	Pegel	+ 3,01 m	(nach Wahl)
b. Westhofen	25. VII. 1902,	»	+ 2,52 »	(nach Rutsatz)
c. Merheim	2. XII. 1913	»	+ 2,73 »	
d. Mülheim, mineralische Strömung				
e. Leverkusen	3. III. 1921	»	+ 0,54 »	
f. Köln-Fühlingen	29. III. 1924	»	+ 5,17 »	
g. Galkhausen				

Die Zahlen in den Spiegelplänen bezeichnen Meter über NN.
Das Grundwasser fließt überall senkrecht zu den Spiegellinien.

zum Rhein unterhalb Mühlheim (Abb. 2d). In einem Streifen von über $2^1/_2$ km Länge und rund 300 m Breite ergab sich durch Probeentnahme aus zahlreichen Brunnen und Beobachtungsrohren ein 3—4 mal so hoher Chlorgehalt als in der Umgebung; dieser »Chlorstrom« verläuft von Ost nach West mit einer schwachen Abbiegung nach Südwest nahe seiner Einmündung in den Rhein. Er fließt also quer durchs Tal und senkrecht auf den Rhein zu.

Der mineralische Zustrom ist das Gegenstück zu einem gleichartigen, der seit längerer Zeit aus dem linksrheinischen Gebiet südlich von Köln bekannt ist, und der seinen Anfang an der Roisdorfer Mineralquelle nimmt. In unserem Falle stammt das Salzwasser aus dem Oligocänsand, der nach den geologischen Angaben, wie sie oben gemacht worden sind, im tieferen Untergrunde unter dem Ton der miocänen Braunkohlenstufe verbreitet ist und im östlichen Teile des Tales das unmittelbare Liegende des diluvialen Kieses bildet. Das Mineralwasser ist, nachdem dieses erkannt war, in stärkerer Konzentrierung (9,9 g/l feste Bestandteile gegenüber 0,3 g im Grundwasser) durch eine Bohrung, die ich seinerzeit unter dem Namen Köln I veröffentlicht habe (G. Fliegel, Über das Grundwasser des Rheintales bei Köln und die darin auftretenden Mineralquellen, a. a. O., S. 5), unter dem miocänen Ton erschlossen worden.

Wenig nördlich dehnt sich vom Rhein quer durch das Tal das Gebiet von Leverkusen (Abb. 2e) aus. Es ist in ausgezeichneter Weise hydrologisch erforscht, da eine außergewöhnlich schwere Verunreinigung des Grundwassers im dortigen Wasserwerk der Farbenfabriken Untersuchungen bis an den Talrand notwendig machten, an denen neben mir vor allem die Herren Baurat Hilpert und Ingenieur Andre aus Leverkusen und Herr Zivilingenieur Prinz aus Berlin-Zehlendorf beteiligt waren.

Auf Grund vieler Dutzende von Bohrungen und genauer Spiegelmessungen sind hier eine ganze Reihe von Spiegelplänen in den Jahren 1921 und 1922 geschaffen worden bei Wasserständen des Rheines zwischen 34,23 und 39,47 (Pegelnull 34,07 m). Alle diese Spiegelpläne beweisen einwandfrei, daß die Fließrichtung des Grundwassers zwischen Schlebusch und Leverkusen von Osten nach Westen geht, d. h. quer durchs Tal, senkrecht auf den Fluß zu.

Diese Spiegelpläne sind für die Beurteilung der Fließrichtung um so wichtiger, als sie das ganze diluviale Aufschüttungsgebiet vom Talrande bis zum Flusse umfassen. Es wäre naheliegend einzuwenden, daß ein so großes Wasserwerk wie das der Leverkusener Farbenfabriken einen weitausgedehnten Absenkungstrichter schafft und daher seinerseits die eigentliche Ursache für die Fließrichtung des Grundwassers sei. Daß das Wasserwerk tatsächlich keine nennenswerte örtliche Störung in der natürlichen Grundwasserrichtung hervorruft, indem seine Brunnenreihe in sehr glücklicher Weise parallel zu den Spiegellinien und senkrecht zur Grundwasserrichtung angeordnet ist, geht aus sämtlichen Spiegelplänen an sich schon hervor, wird aber besonders dargetan durch den deshalb in Abb. 2e wieder-

gegebenen vom 28. Februar bis 3. März 1921. Hier ist die Einwirkung der Leverkusener Wasserförderung annähernd ausgeschaltet, denn das Werk war infolge eines Streiks im ganzen Februar stillgelegt, und der Wasserbedarf beschränkte sich auf die bei der Mächtigkeit des Grundwasserträgers unmittelbar am Rheine minimale Menge von 4800 cbm in 24 Stunden an den Werktagen.

Im ganzen folgt aus der überaus eingehenden Bearbeitung des Leverkusener Gebietes, daß das Grundwasser des Rheintales bei allen Wasserständen des Flusses von Osten nach Westen senkrecht zu diesem fließt, und daß selbst bei mittlerem und hohem Wasserstande von einem Fließen schräg flußabwärts in spitzem Winkel zum Flusse oder gar diesem parallel, weder in größerer noch geringerer Entfernung gesprochen werden kann. Welchen besonderen Einfluß die Hochwässer auf das Grundwasser ausüben, wird in einem besonderen Abschnitt später erörtert werden.

8 km nördlich vom Leverkusener Wasserwerk hat Herr Baurat Thiem im Jahre 1900 im Auftrage der rheinischen Provinzialverwaltung die Vorarbeiten für das Wasserwerk der Heil- und Pflegeanstalt Galkhausen ausgeführt und einen Spiegelplan konstruiert, der die Fließrichtung unbeeinflußt von der wechselnden Richtung der Flußschlingen zeigt. Der kleine Plan ist insofern besonders lehrreich, als er uns über die rein ost-westliche Fließrichtung des Grundwassers nahe dem Talrande ausgezeichnet unterrichtet. Das Material ist nicht veröffentlicht, hier aber in Abb. 2g mit dargestellt.

Zwischen diesem letztbesprochenen Untersuchungsgebiet und dem südlichsten unserer Abb. 3 liegt ein Raum von nur 12 km. Es folgen nämlich in Abb. 3 die ausgezeichneten wiederum über ein großes, fast geschlossenes Gebiet von 30 km Länge Aufschluß gebenden hydrologischen Arbeiten der Gegend von Düsseldorf und Duisburg, die in der südlichen Hälfte Wasserversorgungsarbeiten für die Stadt Düsseldorf, in der nördlichen solche für Duisburg darstellen.

Links des Rheines (Abb. 3a) sind zunächst nach einer gründlichen Veröffentlichung von Lang (Journal für Gasbeleuchtung usw. 1912), von dem auch die sehr lehrreichen Duisburger Spiegelpläne, Abb. 3c und 3d, herrühren, Vorarbeiten für ein linksrheinisches Oberkasseler Wasserwerk der Stadt Düsseldorf dargestellt. Wiederum zeigt sich die Anlehnung der Spiegelkurven an die Rheinschlingen, d. h. ein weitgehender Parallelismus zwischen Fluß und Spiegelkurven und, da das Grundwasser senkrecht zu den Kurven fließt, das Zuwandern des Grundwassers quer zum offenen Strome.

Bei dem für die Abbildung ausgewählten Spiegelplan betrug der Rheinstand 1,85 m über Pegel-Null; es herrschte also Mittelwasser und zwar nach vorangegangenem Hochwasser.

Für das rechtsrheinische Gebiet wurde ein Spiegelplan aus der Veröffentlichung von P. May (Gesundheitsingenieur, 1923) benutzt. Der Rheinwasserstand betrug 0,90 m über Düsseldorfer Pegel. Die Darstellung, Abb. 3b, reicht bis an den Talrand heran.

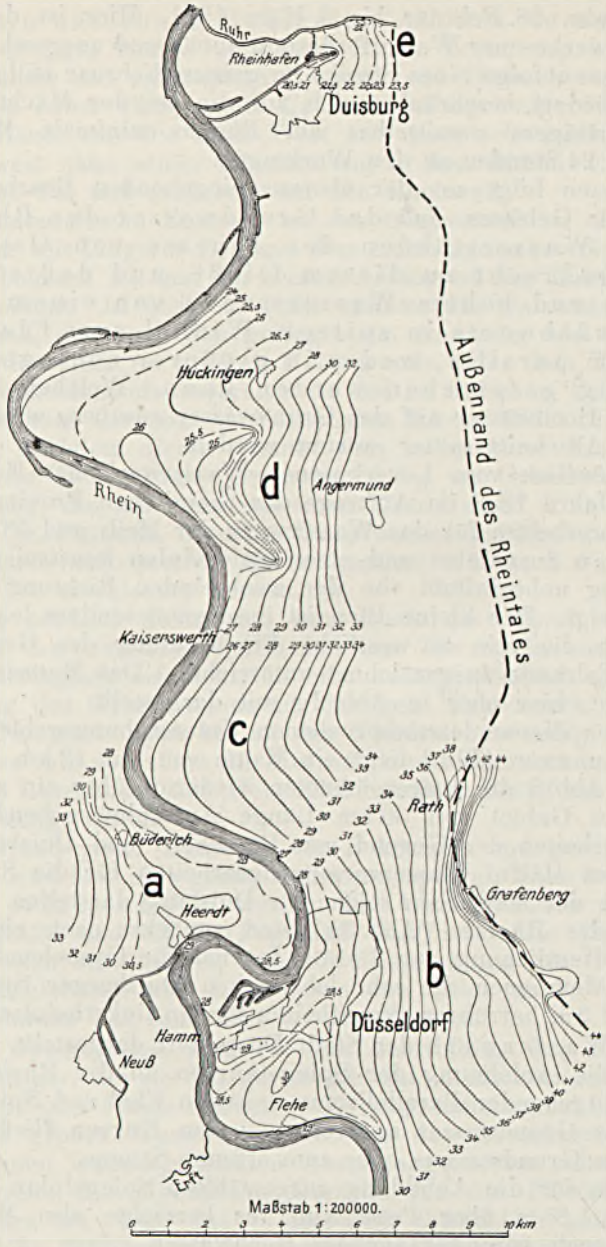


Abb. 3. Spiegelpläne des Grundwassers.

a.	Düsseldorf, linksrheinisch,	31. I. 1912,	Pegel	+ 1,85 m (nach Lang)
b.	» , rechtsrheinisch,		»	+ 0,90 » (nach May)
c.	Duisburg	11. VII. 1925	»	+ 0,63 » (nach Lang)
d.	» ,	15. IX. 1924	»	+ 2,90 » (» »)
e.	» -Ackerfähre,	30. X. 1900	»	+ 0,30 » (nach Rutsatz)

Die Zahlen in den Spiegelplänen bezeichnen Meter über NN.
Das Grundwasser fließt überall senkrecht zu den Spiegellinien.

Die Duisburger Spiegelpläne (Abb. 3c und 3d) rühren von R. Lang her. Der nördliche Teil (2d) ist stark beeinflußt durch die Wasserfassungsanlage der Stadt Duisburg, die einen außergewöhnlich langen Raum, nämlich über 3 km quer zur Grundwasserrichtung einnimmt. Es drückt sich in dieser Ausdehnung der Wasserfassungsanlage wohl eine an sich geringere Wasserergiebigkeit und ein schwächerer unterirdischer Wasserzufluß vom Osten her aus. Es ist daher naheliegend zu vermuten, daß dieses mit der anders gearteten Beschaffenheit des Talrandes zusammenhängt. Dieser besteht aus Schichten der Steinkohlenformation, denen das Wasser bis zur Höhe des Talbodens größtenteils durch die Ruhr abgezapft wird, die von Kettwig bis Mülheim a. R. parallel dem Rheintale fließt. Es ist klar, daß aus diesen topographischen Gründen in diesem Abschnitt ein größeres, das Grundwasser des Rheintales speisendes Niederschlagsgebiet fehlt (siehe auch Abb. 1).

Die dargestellten beiden Spiegelpläne entsprechen einem Flußwasserstande von 0,63 bezw. 2,90 m. Man sieht das Grundwasser bei niedrigem Flußwasserstand von der Mündelheimer Rheinschlinge nach allen Seiten zum Rhein abfließen. Im übrigen sind die Kurven in einiger Entfernung vom Wasserwerk so regelmäßig von Norden nach Süden gerichtet, auch weit hinaus über das Südende der Wasserfassungsanlage, daß dieser Nordsüdverlauf der Spiegellinien bestimmt als die natürliche Richtung angesprochen werden muß.

Endlich bringe ich in Abb. 3e eine Spezialuntersuchung von E. Rutsatz (»Die hydrologischen Vorarbeiten für den Bau und Betrieb von Wasserwerken«, Zeitschrift des Vereins deutscher Ingenieure, 1921). Sie bezieht sich auf das Stadtgebiet von Duisburg südlich der Ruhr nahe beim neuen Rheinhafen (Ackerfähre). Das Gebiet befindet sich rund 1 km unterhalb der Stelle, wo die Ruhr am Nordende des Kaiserberges aus dem Gebirge herausgetreten ist, liegt also bereits in dem hier von der Ruhr durchflossenen Rheintale. Die Spiegellinien laufen im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes parallel dem Rheine. Das Wasser fließt auf diesen zu und bewegt sich parallel der Ruhr. Die Verhältnisse sind also verwickelter als in den bisherigen Fällen, da zwei Flußtäler als richtunggebend in Frage kommen, und damit überhaupt ein Hinweis auf die Verwicklungen und Abweichungen von der Regel, die sich in solchen Fällen ergeben müssen. Eine weitere Verwicklung zeigt der Spiegelplan in hervorragend schöner Weise insofern, als der Rheinhafen wie eine Wasserfassungsanlage wirkt. Da sein Spiegel 1,00 m tiefer als der Ruhrspiegel liegt, strömt das Grundwasser zu ihm ab unter Bildung einer bescheidenen Grundwasserscheide nahe der Ruhr. —

Ein groß angelegtes außerordentlich umfangreiches hydrologisches Werk (»Entwässerungsplan für das Gebiet des linken Niederrheins«, Homberg 1910) betrifft das linksrheinische Gebiet von Uerdingen ab nordwärts. Hier sind die planmäßig während 15 Monaten von Dezember 1908 bis März 1910 an einer außerordentlich großen Zahl von Brunnen und eigens eingerichteten Beobachtungsrohren

ausgeführten Messungen des Grundwasserspiegels gemittelt und zu einem Spiegelplan verarbeitet. Dieses in Abb. 4 wiedergegebene Bild ist deshalb besonders wichtig, weil es das von einzelnen zufälligen Rheinwasserständen völlig losgelöste Jahresmittel der Grundwasserbewegung zeigt, wie es sich aus der Summe der normalen Wasserstände zusammen mit Hoch- und Niederwässern ergibt. Ich brauche auf den Parallelismus der Kurven mit dem offenen Flusse und auf die daraus wiederum folgende Grundwasserbewegung quer durchs Tal senkrecht auf den Strom hin kaum nochmals hinzuweisen.

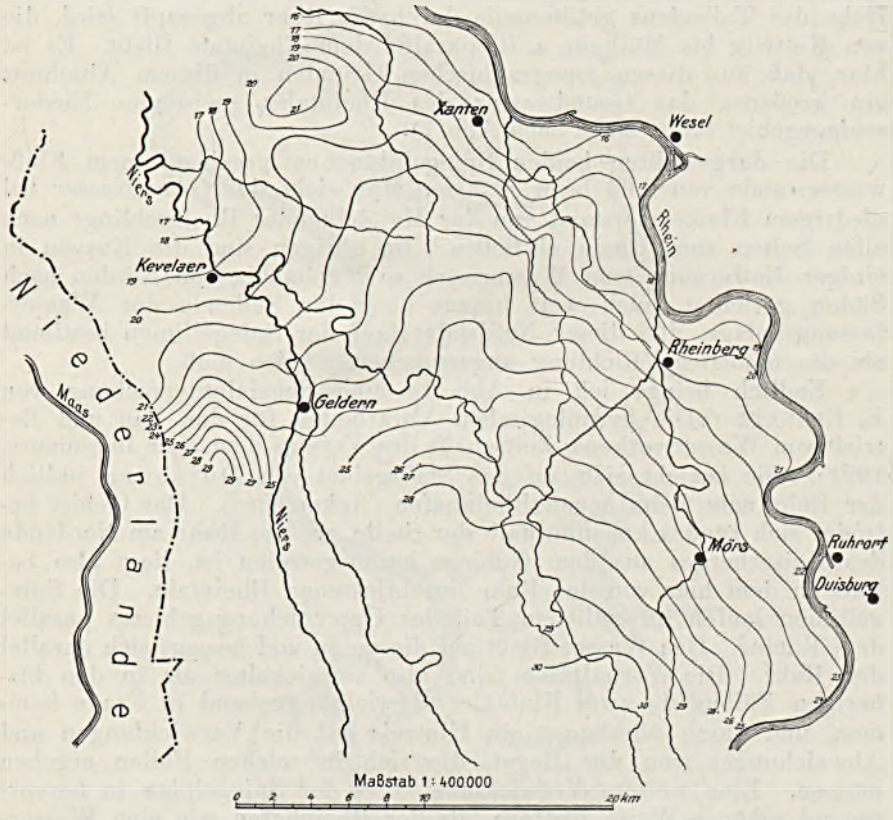


Abb. 4.
Spiegelplan des Grundwassers zwischen Mörs, Xanten und Geldern.
Mittel aus 15 monatlichen Spiegelmessungen.

Das Gefälle des Grundwasserspiegels schwankt zwischen 1 : 500 und 1 : 2000. An wenigen Stellen ist es geringer und erreicht 1 : 4000. Die offenen, von Süden nach Norden hier fließenden größeren Gewässer dagegen haben ein Gefälle von nur 1 : 3000 bis zu 1 : 6000.

Daß der westliche Teil des Grundwasserspiegelplanes von der Maas und ihren Zuflüssen beeinflußt und beherrscht wird, ist ohne weiteres sichtbar. Hinsichtlich der Fließrichtung des Grundwassers im Rheintale selbst sei über die Rolle, die dabei die aus dem Tal aufragenden inselartigen Erhebungen älteren Diluviums (siehe die Kartenskizze der Abbildung 1) spielen, folgendes aus dem Text des genannten Entwässerungsplanes hervorgehoben: In diesen Erhebungen steht das Grundwasser nach Brunnenmessungen außerordentlich tief unter Tage, und es scheint nach den Grundwasserkurven, daß das Grundwasser seine Richtung unter ihnen hindurch ungestört beibehält. — Tatsächlich bestehen ja diese Aufragungen aus ebenfalls gut geschichtetem Kies und Sand, unter dem ältere Schichten wohl erst in beträchtlicher Tiefe folgen, so daß das hydrologische Verhalten in diesen Inseln wohl dasselbe sein mag.

Als letzte Spiegelpläne bespreche ich hier endlich diejenigen von Köln: Abb. 2f betrifft neuere Grundwasseruntersuchungen im Norden der Stadt bei hohem Mittelwasser. Auf den sehr eingehenden Arbeiten von I. Wahl beruht der in der Literatur mehrfach wiedergegebene schöne Spiegelplan aus den Vorarbeiten für das Hochkirchener Wasserwerk von Köln (Abb. 2a), südlich der Stadt bis hin nach Brühl. Ich habe aus den verschiedenen von Herrn Wahl veröffentlichten gleich anschaulichen Spiegelplänen denjenigen ausgewählt mit einem Rheinwasserstande von 3,01 m am Kölner Pegel, d. h. den Grundwasserspiegelplan bei ausgeprägtem Mittelwasser des Flusses. Das Bild ist rücksichtlich der Fließrichtung des Grundwassers wesentlich anders als alle bisher besprochenen. Zu beachten ist zunächst, daß in der Rheinschlinge zwischen Wesseling und Weiß Rheinwasser ins Grundwasser übertritt, dagegen in dem unteren Teile der Schlinge bei Rodenkirchen wieder in den Fluß eintritt. Dieser Zustand ist nur bei mittlerem Wasserstand vorhanden, bei niedrigem fließt das Grundwasser aus der Flußschlinge nach Norden, Osten und Südosten in den Fluß ab, wie andere Spiegelpläne zeigen. Der Fluß wirkt dann als Drainage auf das Grundwasser im Bereich der Flußschlinge. Das ist eine örtliche Erscheinung.

Wichtiger ist, daß außerhalb der Schlinge das Grundwasser ganz allgemein unter spitzem Winkel, nämlich nach Nordosten auf den Fluß zufließt. Es sei zunächst die Tatsache festgestellt, in der sich ausdrückt, daß die auf der rechten Rheinseite für den Grundwasserabfluß geltenden Verhältnisse nicht ein allgemeines Gesetz darstellen, sondern nur eine verbreitete Erscheinung sind. Die Ursache des verschiedenen Verhaltens des Grundwassers bei Köln einerseits, in den vorher besprochenen Gebieten andererseits wird später besprochen werden. Unter Hinweis auf die vorher mitgeteilten Spiegelpläne von den anderen linksrheinischen Gebieten möge jedoch gleich betont sein, daß es sich nicht um einen allgemeinen Unterschied im Grundwasser der beiden Talseiten handelt.

III. Der Einfluß der wechselnden Wasserstände des Flusses auf das Grundwasser

Bei der Veröffentlichung von Spiegelplänen ist der Bearbeiter auf die Unterlagen angewiesen, die bei den Wasserwerken vorliegen oder veröffentlicht sind. Man kann nicht zum Zwecke der Veröffentlichung erst Spiegelpläne schaffen wollen. Daraus ergibt sich die teilweise Unmöglichkeit, die Spiegelpläne rücksichtlich der Pegelstände des offenen Flusses so auszuwählen, wie es an sich erwünscht wäre:

Die wechselnden Flußwasserstände üben Rückwirkungen auf das Grundwasser aus. Es bedarf keines Beweises, daß als normal die Grundwasserstände bei mittlerer Flußhöhe und zumal bei tiefem Mittelwasser zu betrachten sind, wenngleich neben dem Wasserstande an sich auch der Spiegelgang des Flusses von Bedeutung ist. Bei Nieder- sowohl wie bei Hochwasser und überhaupt bei fallendem oder steigendem Flusse bilden sich bis zu einer gewissen Entfernung von ihm andere Grundwasserstände und unter Umständen eine andere Grundwasserrichtung aus, als es im überwiegenden Teile des Jahres der Fall ist. Die Einwirkung darf allerdings in räumlicher Beziehung nicht überschätzt werden, denn die Niedrigwasserstände sowohl wie ganz besonders die Hochwasser sind im allgemeinen von kurzer Dauer; die Zeit reicht daher zu Einwirkungen weit ab vom Flusse oder gar bis an die Talränder nicht hin. —

Was ist beim Rhein Hochwasser, und was ist Niederwasser? In dieser Beziehung entnehme ich einer amtlichen Veröffentlichung der Reichskommission zur Untersuchung der Rheinstromverhältnisse (herausgegeben vom Zentralbüro für Meteorologie und Hydrographie im Herzogtum Baden, Berlin 1889), daß der Wasserstand von 1,50 m am Pegel zu Köln in der Rheinschiffahrt die wichtigste Rolle spielt. Die bei diesem Wasserstand noch vorhandenen Fahrwassertiefen sind für Schiffsbau und Schiffahrt vielfach maßgebend. Dieser Wasserstand bezeichnet auch die durch Regulierung anzustrebende Vertiefung der Fahrrinne. In der 71-jährigen Beobachtungsreihe von 1817—1887 haben niedrigere Wasserstände im Durchschnitt nur an 23 Tagen im Jahre geherrscht. In 15 Jahren während dieser Zeit ist der Rhein bei Köln überhaupt nicht unter 1,50 m gesunken. Demnach sind beim Rhein Wasserstände unter 1,50 m am Kölner Pegel als Niedrigwasser zu bezeichnen.

Nach derselben Veröffentlichung sollen unter Hochwasser solche Wasserstände zu verstehen sein, bei denen die Ufer überflutet werden, und das Wasser in die Ortschaften eindringt. Unter diesem Gesichtspunkt hätte man als Hochwasser beim Rhein Wasserstände von 6 m und darüber zu betrachten.

Danach würden Wasserstände unter 6 m am Kölner Pegel als Mittelwasser zu gelten haben, was aber unbefriedigend ist, denn Werte von 41 m Wasser und darüber am Kölner Pegel sind m. E. schon die Hochwasserspitzen. Ich möchte glauben, daß man als Mittelwasser die Wasserstände bis zu 39 m am Kölner Pegel (= 3,07 m) anzusprechen hat. Was darüber ist, ist Hochwasser.

Es wäre erwünscht, Spiegelpläne aus der Zeit solcher mittleren Wasserstände des Rheines zu bringen. Daß es nicht immer möglich ist, ergibt sich daraus, daß die Wasserwerke ein besonderes Interesse daran haben, das Grundwasser bei Vorarbeiten für ein neues Wasserwerk in Zeiten seiner geringsten Ergiebigkeit, die übrigens zumeist — im Spätsommer — mit den Zeiten stärksten Bedarfes sich deckt, zu studieren. Wenn es mir nicht möglich war, nur Spiegelpläne aus Mittelwasserzeiten zu veröffentlichen, so bilden andererseits solche aus Hochwasserzeiten einen gewissen Ausgleich. —

Die Beziehungen zwischen offenem Flusse und Grundwasser sind in der Literatur vielfach erörtert: Das Grundwasser steht im allgemeinen mit dem offenen Fluß in Verbindung. Es tritt aus dem Grundwasserträger unmittelbar in die Seiten und in die Sohle des Flußbettes ein. Das Flußwasser ist insofern als der zutageliegende Teil des Grundwassers bezeichnet worden. Da das in den Fluß eingetretene Grundwasser in ihm unter stark verringerten Reibungswiderständen und entsprechend schnell abfließt, wirkt der offene Fluß normalerweise, d. h. bei mittlerem und mehr noch bei niedrigem Wasserstande wie eine lange Reihe aneinandergekoppelter Brunnen. Das macht sich in ausgezeichneter Weise in vielen Rheinschlingen aus dem naheliegenden Grunde geltend, weil hier diese Fassungsanlage, eben der Fluß, eine unverhältnismäßige Ausdehnung gegenüber dem grundwassererfüllten Gebiet hat. Andererseits kommen in den Flußschlingen Verhältnisse vor, wie sie oben für die Rheinschlinge zwischen Wesseling und Rodenkirchen oberhalb Köln (Abb. 2a) beschrieben wurden, daß nämlich ein Teil des Flußwassers seinen Weg abkürzt.

Daß beim Rhein der Einfluß des Niedrigwassers in auch nur einiger Entfernung vom Flusse nicht sehr beträchtlich ist, daß also die absaugende Wirkung, die schon bei mittlerem Wasserstande besteht, und die bei rasch fallendem Fluß am stärksten ist, sich nicht sonderlich steigert — es müßte denn das Niedrigwasser außerordentlich lange anhalten, wie etwa im Jahre 1921 —, zeigen die zahlreichen Spiegelpläne, die in Leverkusen bei den verschiedensten Wasserständen aus zahlreichen Pegelbeobachtungen gezeichnet worden sind.

Anders ist die Einwirkung eines Hochwassers auf das Grundwasser. Da erleidet die Annahme, daß der Fluß der zutageliegende Teil des Grundwassers sei, eine entscheidende Einschränkung. Man kann den Satz bei Flüssen von kürzerem Lauf und beschränktem Niederschlagsgebiet gelten lassen. Da ist im großen und ganzen der Wasserstand der Ausdruck für die Niederschlagsverhältnisse des Gebietes und damit für die Speisung des Grundwassers überhaupt. Bei jedem größeren Gewässer aber — und um diese handelt es sich bei hydrologischen Arbeiten fast stets — kommt die Hochwasserwelle zumeist aus weiter Entfernung und ohne, daß das Grundwasser des betreffenden Gebietes durch verstärkte Niederschläge erhöht ist. Beim Rhein gar ist für Hochwasser einerseits der Ursprung des Stromes in den Alpen, andererseits die Speisung der Zuflüsse aus dem ergiebigen

Niederschlagsgebiet von Schwarzwald und Vogesen (Mosel!) entscheidend. Die Niederschläge und die Schneeschmelze im Oberlauf von Haupt- und Nebenflüssen, fernab von unserem Untersuchungsgebiet, spielen die Hauptrolle, also Vorgänge, die auf die Grundwasserbildung am Niederrhein unmöglich einwirken können.

Beim Eintreffen einer Hochwasserwelle am Niederrhein ist demnach der offene Fluß wesentlich höher als das Grundwasser in seiner unmittelbaren Nachbarschaft. Der hydrostatische Überdruck des Flußwassers macht von diesem Augenblick an den Eintritt von Grundwasser unmöglich. Ob darüber hinaus ein Übertritt des Flußwassers in das Grundwasser geschieht, darf — wie bekannt — nicht einseitig bejaht oder verneint werden. Es hängt das wesentlich von der Beschaffenheit des Grundwasserträgers und vor allem von der Abdichtung des Flußbettes durch Schlamm ab. Da dieser letztere Zustand selbst an derselben Stelle eines Flusses je nach den herrschenden Strömungsverhältnissen wechseln kann, ist die Frage nur von Fall zu Fall zu entscheiden. Stets gehört ein beträchtlicher Überdruck dazu, um Flußwasser in den Untergrund eintreten zu lassen. C. Keilhack hat den Widerspruch, der darin zu liegen scheint, daß Grundwasser bei Niedrigwasser in den Fluß eintritt, in nicht seltenen Fällen aber umgekehrt das Flußwasser bei höherem Wasserstande nicht ins Grundwasser, durch den Vergleich der natürlichen Schlammabdichtung mit einem Stanniolblatt, das dem Boden eines Siebes aufliegt, erklären wollen.

Meines Erachtens handelt es sich hier darum, daß dem Streben nach Ausgleich der Wasserstände zwischen Fluß und Untergrund die Reibungswiderstände innerhalb des Grundwasserträgers um so mehr entgegenwirken, je stärker die Verschlammung ist, die sich nicht auf dessen Oberfläche beschränkt, sondern tief in ihn eindringt. Zur Überwindung dieser Reibungswiderstände gehört Zeit, denn die Wasserbewegung ist so langsam, daß man lieber von einer Durchfeuchtung der vorher trockenen Teile des Grundwasserträgers, denn von einem Fließen sprechen möchte. Die hohen Wasserstände des Flusses aber gehen rasch vorüber; die Zeit genügt nicht zu einer nachhaltigen Durchtränkung des Untergrundes. Das ist bei Mittel- und Niederwasser als dem vorherrschenden Zustande anders; da hat das über dem Niveau des Flußspiegels stehende Grundwasser Zeit, den Eintrittswiderstand zu überwinden.

Bei den zahlreichen nahe an einem Flusse gelegenen Wasserwerken, bei denen man zunächst darüber streiten kann, ob sie reines Grundwasser schöpfen, oder ob dieses durch uferfiltriertes Flußwasser vermehrt ist, sind nach meinen Erfahrungen neben der Härte, die nicht selten einen Hinweis gibt, Temperaturmessungen von größter Bedeutung. Bei einem der Wasserwerke, dessen Spiegelplan hier veröffentlicht ist, sind im Sommer Temperaturen beobachtet worden, die bis zu 14° C gehen. Da echtes Grundwasser zwischen 9 und 10° C zu haben pflegt, ist hier ein unbedingter Beweis dafür vorhanden, daß Flußwasser in großem Maße in den Absenkungstrichter des nahe dem Ufer gelegenen Wasserwerkes hineingezogen wird, und zwar bei allen

Wasserständen des Flusses, weil selbst bei Niedrigwasser die Absenkung unter den Wasserspiegel des offenen Flusses herabreicht. —

Im folgenden soll der Einfluß des Hochwassers aufs Grundwasser genauer betrachtet werden: Zahlreiche Spiegelpläne, die bei Hochwasser des Rheines angefertigt worden sind, liegen vor. Bei Leverkusen, über dessen verunreinigtes Grundwasser bei späterer Gelegenheit eine ausführliche Darstellung veröffentlicht werden soll, war zu beobachten, daß die Verunreinigung des Grundwassers, die als ein Streifen vom Talrande nach dem Rheine zog, bei Hochwasser abnahm. Es ist naheliegend, diese Erscheinung auf eine unmittelbare Verdünnung des verunreinigten Grundwassers im dortigen Wasserwerk durch zusitzendes uferfiltriertes Flußwasser zu erklären. Dem von Osten kommenden verunreinigten Grundwasser war der bisherige Raum nahe beim Flusse durch versickertes Flußwasser genommen. Eine Änderung der Fließrichtung des Grundwassers bei Hochwasser trat dabei jedenfalls in den Spiegelplänen kaum in die Erscheinung.

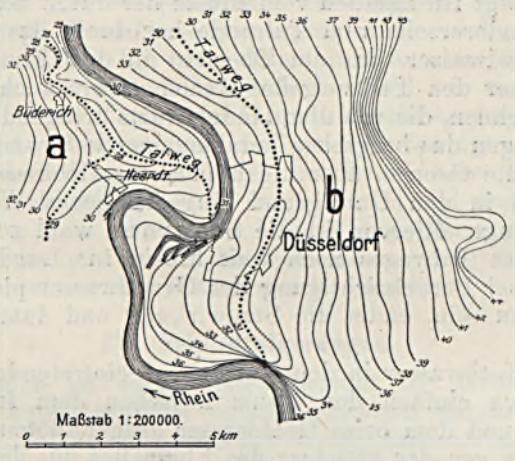


Abb. 5.

Spiegelpläne des Grundwassers im Düsseldorfer Gebiet bei Hochwasser.
a. linksrheinisch, 29. XII. 1911, Pegel + 4,55 m (nach Lang),
b. rechtsrheinisch, Dez. 1919/Jan. 1920, Pegel + 8,90 m (nach May).

Abb. 5 stellt nun das Grundwasser bei Düsseldorf sowohl links wie rechts des Rheines bei Hochwasser nach R. Lang bezw. P. May dar. Leider gibt es einen einheitlichen Spiegelplan für die beiden Gebiete, der an demselben Tage aufgenommen wäre, nicht.

Beide Teile der Abbildung zeigen einen Talweg des Grundwassers, d. h. der Spiegel fällt vom Flusse aus nach Osten wie nach Westen, um jenseits einer Tiefenlinie nach dem Talrande wieder anzusteigen. Die Entfernung dieses Talweges vom Flusse beträgt links des Rheines beim damaligen Flußwasserstande von 4,55 m über Düsseldorfer Pegel bis 1300 und 1500 m. Rechts des Rheines bei dem großen Hochwasser an der Jahreswende 1919/20 — Pegelstand + 8,90 m — sind es öst-

lich der nach Westen ausgebuchteten Rheinschlinge zwischen 0 und 2500 m, weiter nördlich 1700 m. Es ist klar, daß der Talweg in dem linksrheinischen Spiegelplan bei diesem außergewöhnlich hohen Rheinstand noch weiter nach Westen verschoben war.

Auf Grund der wiederholt erwähnten Leverkusener Arbeiten, die ich nicht abbilde, weil der untersuchte Streifen in Nordsüdrichtung etwas schmal ist, kann ich angeben, daß bei einem geringeren Hochwasser (höchster Stand 39,75 m = 5,68 m über Pegelnull) die entsprechenden Zahlen 1250 m bis höchstens 1300 m, vom Rheinufer gemessen, waren. —

Alle diese Spiegelpläne zeigen ausgezeichnet, was wir uns unter dem Stau des Grundwassers bei Hochwasser vorzustellen haben (ich folge dabei einer schriftlichen Ausarbeitung von Herrn Prinz): Wenn der Talweg des Grundwassers nicht wie bei normalem Wasserstande mit dem Flusse zusammenfällt, sondern seitwärts verschoben ist, so bedeutet das, daß eine Aufhöhung des Grundwasserstandes von zwei Seiten her erfolgt ist, nämlich vom Flusse her durch versickertes Flußwasser, und andererseits vom Talrande her durch das von dort nachfließende Grundwasser, das am Übertritt in den Fluß gehindert ist. Man kann daher den Talweg des Grundwassers auch als die Staugrenze bezeichnen, die von dem landeinwärts dringenden, versickerten Flußwasser gegen das bergseitig herabkommende Grundwasser gebildet wird. Es ist die Grenze, über die hinaus zur Hochwasserzeit niemals aus dem Fluß in den Untergrund eingedrungenes Wasser nach der Bergseite gelangt. Hiervon ist die Stauzone wohl zu unterscheiden, die jenseits des Talweges noch weit hinein ins Land reichen kann. Erst, wo sie bei Berücksichtigung des Grundwasserspiegelganges aufhört meßbar zu sein, endet die Stauwirkung und damit die Stauzone überhaupt.

Das bei Hochwasser in den Untergrund eintretende Wasser erfüllt also nicht etwa einfach den Raum zwischen dem früheren Grundwasserspiegel und dem beim Hochwasser ausgebildeten neuen Spiegel, sondern nimmt, von den Rändern des Flußbettes aus dem Grundwasser allmählich den Raum weg. Die Grenze dieses Vordringens bezeichnet der Talweg. Er liegt notwendig höher als der frühere ungestörte Grundwasserspiegel auf dieser Linie, und zwar um so mehr, je weiter ins Land hinein er gerückt ist. Je weiter der Talweg sich landeinwärts verlagert, um so geringer wird das zu seiner weiteren Zurückdrängung verfügbare Gefälle des Grundwassers von der Flußseite her; die Verlagerung wird also immer langsamer. Daraus ergibt sich, daß es nicht nur auf die Höhe des Hochwassers an sich, sondern ganz besonders auch auf seine Dauer ankommt. Die im allgemeinen kurze Dauer der Hochwässer ist der eigentliche Grund, weshalb die Hochwässer sich nur in einem verhältnismäßig schmalen Raum landeinwärts im Grundwasserstande geltend machen. Denn sobald der Flußwasserstand sinkt, kehrt sich die Grundwasserbewegung in dem Raum zwischen dem Flusse und dem Talwege um; die durch versickertes Hochwasser ent-

standene Grundwassererhöhung verflacht sich, der Talweg verschiebt sich nach dem Flusse zu; das Grundwasser jenseits von ihm drängt nach.

Das wesentliche Merkmal der Grundwasserbewegung bei Hochwasser ist die Hemmung des Grundwasserabflusses überhaupt und die Ausbildung des Talweges im Grundwasser zu beiden Seiten des Flusses.

Daß das Grundwasser bei solchem Wasserstande nicht seinen Weg flußabwärts sucht und schräg auf den Fluß zufließt, ergibt sich aus der Überlegung, daß ihm dort ja der Zutritt zum Flusse ebenfalls verwehrt ist, denn die Hochwasserwelle läuft ja doch viel schneller als das Grundwasser den Strom herunter. Es wäre müßig, dabei darauf hinweisen zu wollen, daß alles Wasser schließlich am Meere endet. Wohl findet ein langsamer hydrostatischer Ausgleich statt; wenn aber z. B. zwischen Schlebusch und Leverkusen das Grundwasser zum Rhein hin im Durchschnitt nur 4 m in 24 Stunden oder 1500 m im Jahre zurücklegt, wie ich mit befriedigender Genauigkeit ermitteln konnte, so würde sich jede Grundwasserbewegung in der Längsrichtung des Tales nach dem Meere hin wohl allmählich an den Reibungswiderständen totlaufen. Zu diesem Ergebnis kommen wir um so mehr, da das soeben angegebene Tempo der Grundwasserbewegung keine Eigenschaft des Grundwassers an sich ist, sondern bedingt und hervorgerufen ist durch den offenen Fluß, der das Grundwasser absaugt. Nicht das Grundwasser als solches strebt in meßbarem und praktisch belangreichem Maße aus dem Innern des Landes dem Meere zu, sondern es gelangt zum Meere nur durch die Vermittlung des offenen Flusses, in den es bei gewöhnlichem Wasserstande übertritt.

IV. Schlußfolgerungen

Ich habe mich im vorstehenden bemüht, die Grundwasserbewegung eines größeren Gebietes zusammenfassend darzustellen. Dabei hat sich ergeben, daß das Grundwasser in dem ganzen rechtsrheinischen Gebiete bei allen gewöhnlichen Wasserständen des offenen Flusses quer durchs Tal senkrecht zu diesem hinfließt. Trotz gewisser Unregelmäßigkeiten, die die Flußschlingen örtlich hervorrufen, muß die Querrichtung hier als gesetzmäßig bezeichnet werden.

Die von der linken Rheinseite zur Verfügung stehenden Spiegelpläne geben im nördlichen Niederrheingebiet dasselbe Bild. Dagegen ist der weitausgedehnte Spiegelplan des linksrheinischen Gebietes im Süden von Köln ein Beweis dafür, daß auch im Rheintal die Querrichtung der Grundwasserbewegung nicht absolut herrscht. Welches sind die Ursachen?

Es scheint, als ob hierfür zunächst die Entfernung des offenen Flusses vom Talrande und die Höhenlage dieses Talrandes an sich maßgebend ist, dann aber und vor allem die Wassermenge, die vom Talrande her das Grundwasser unterirdisch speist. Es wurde im geologischen Teile hervorgehoben und in Abb. 1 gezeigt, daß der Rhein dem

Ostrande des Rheintales stärker genähert ist, als dem Westrande. Bei gleicher Höhenlage der diluvialen Ausfüllung des Talbodens an beiden Talrändern ist bei geringerer Entfernung des Flusses vom Talrande das Quergefälle des Grundwassers relativ größer, und alle Umstände, die etwa dem Grundwasser eine Bewegung in der Flußrichtung geben wollen, treten daher verhältnismäßig zurück; das Quergefälle herrscht vor dem Längsgefälle stärker vor.

Hinsichtlich der seitlichen Speisung des Grundwassers sei darauf verwiesen, daß nach den geologischen Ausführungen mit starken Zuflüssen zum Grundwasser vom Vorgebirge her weder unterirdisch noch aus offenen Gewässern zu rechnen ist, weil das entsprechende hochgelegene Hinterland fehlt. Auf der rechten Rheinseite ist das Gegenteil der Fall. Ein ausgedehntes, hochgelegenes Bergland im Hintergrunde, größere offene Gewässer, die dem Tal zufließen, ihrem Maße nach unbekannte, aber vielleicht recht bedeutende Wasseraustritte aus dem Gebirge unmittelbar in die losen Aufschüttungen des Tales. Das ergibt auf der rechten Rheinseite im Gegensatz zu dem linksrheinischen Gebiete bei Köln große Grundwassermengen, die vom Talrande nach dem Flusse streben und sich hierzu in derselben Weise des kürzesten Weges bedienen, wie auch eine auf einer schiefen Ebene herabrollende Kugel dem stärksten Gefälle folgt. Wo es an diesem starken seitlichen Grundwasserzufluß fehlt, erfüllen sich die Kiesablagerungen zwischen den Flußschlingen z. T. mit Flußwasser. Dieses fließt in ihnen in der allgemeinen Längsrichtung des Rheines, und es ergibt sich dann ein erheblich anderes Bild der Grundwasserbewegung.

Daß dem so im Süden von Köln ist, ist mir gerade im Rahmen dieses Aufsatzes willkommen. Denn es liegt mir nichts ferner, als die Beobachtungen aus dem rechtsrheinischen Gebiet verallgemeinern zu wollen. Der Sinn meiner Ausführungen ist, darzulegen, daß es weite Gebiete und große Flußtäler gibt, in denen das Wasser quer zum Flusse sich bewegt; es ist daher falsch allgemein anzunehmen, daß das Grundwasser parallel zum offenen Flusse oder in einer ihm mehr oder minder genäherten Richtung fließt.

Der letzte Grund, weshalb in dieser Hinsicht zwischen verschiedenen Tälern und Gebieten durchgreifende Unterschiede bestehen, ist der: Die absaugende Wirkung des Flusses ist je nach den Oberflächenformen grundverschieden. In einem Tale mit breitem, völlig ebenem Talboden ohne größeren Anstieg des Geländes nach den Talrändern und bei einem Flusse, der in einem nicht oder nur wenig vertieften Bette fließt, erhebt sich der Grundwasserspiegel nach den Talrändern hin nur wenig über den Flußspiegel. Es fehlt das Quergefälle und daher dem Flusse die absaugende Wirkung. In einem Tal dagegen, das durch Terrassen gegliedert ist, bei dem der Talrand wie beim Rhein 20, 25 und mehr Meter über dem Flusse liegt, und in dem der Fluß selbst in einem so tiefen Bette fließt, daß besondere Deiche auf großen Flußstrecken nicht erforderlich sind und die Hochwasser nur einen engen Überschwemmungsraum zur Verfügung haben, da bedingt die

tiefe Lage des Flußbettes und des Flußspiegels, daß der Fluß als langgestreckte Wasserfassungsanlage wirkt. Nur da zieht er das Grundwasser in derselben Weise zu sich hin, wie sich um die Wassergewinnungsanlage einer Stadt entsprechend der Streckung ihrer Brunnenreihe ein langgestreckter Absenkungstrichter herausbildet.

Die Bewegung des Grundwassers in den Flußtälern ist also von dem Vorhandensein eines hinreichend tiefen Flußbettes in derselben Weise abhängig wie die Bewegung des Grundwassers in Hochflächen von einem tiefer eingeschnittenen Tale. Künstlich wird die Bewegung im Grundwasser durch größere Wasserfassungsanlagen mit ihrem bekannten Absenkungstrichter hervorgerufen. Es ist also sachlich in den natürlichen Verhältnissen nicht hinreichend begründet, wenn man zwischen Grundwasserbecken mit ruhendem Grundwasser und Grundwasserströmen unterscheidet. Ein »Grundwasserstrom« setzt eine Eigenbewegung des Grundwassers voraus, nicht eine von einem Flusse hervorgerufene und von ihm abhängige. Das Wort an sich verführt bereits zu der Vorstellung von einer Grundwasserbewegung in der Längsrichtung unserer großen Täler. Da das Grundwasser auch dort, wo es unter noch so spitzem Winkel talwärts fließt, schließlich im Flusse endet, ist es nicht richtig, in einem solchen Falle von einem Grundwasserstrom zu sprechen, und schließlich stellt man sich unter einem Strom doch etwas lebhafter fließendes Wasser vor, als es beim Grundwasser nach den mitgeteilten Zahlen der Fall ist, denen übrigens Messungszahlen aus dem Oberrheingebiet von Straßburg und Mannheim mit 1,2—7,8 m je Tag hinzugefügt werden können; es empfiehlt sich also m. E., grundsätzlich nicht vom Grundwasserstrom, sondern allemal nur vom Grundwasser zu sprechen.

Über das Vorkommen der Zellulose-Kohle in der Braunkohle der Gegend von Klettwitz (N.-L.)

Von Herrn **W. Gothan** in Berlin

In einem früheren kurzen Aufsatz, der in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft und in der »Braunkohle«[1]) erschienen ist, hatte ich über einen eigentümlichen Fund von natürlicher Zellulose aus tertiären Schichten berichtet, der von Herrn Bergwerksdirektor Sapper auf der Grube Wilhelminensglück bei Klettwitz gemacht worden war. Neuere Mitteilungen dieses scharfsichtigen Beobachters machten mich nun mit neuen und eigenartigen Vorkommen dieser Art bekannt, die zwar nicht genau dem ersten entsprechen, aber eine vorzügliche Ergänzung dazu liefern und auf die Entstehungweise dieser fossilen Zellulose klareres Licht werfen. Bei einem Besuch der Niederlausitz im Juni d. Js. hatte ich Gelegenheit, unter der Führung des genannten Herrn das neue «Sapperit«-Vorkommen[2]) zu besichtigen und berichte nun im folgenden über den dort gemachten Befund. Die neuen Funde befinden sich ebenfalls in der Nähe von Klettwitz, aber nicht auf derselben Grube, sondern auf der Grube Waidmannsheil bei Särchen N.-L.

Der Vollständigkeit und des Zusammenhanges wegen müssen wir das über das frühere Vorkommen Gesagte kurz wiederholen. Im Hangenden des Hauptflözes der oben genannten Grube Wilhelminensglück stellte sich ein Braunkohlenschmitz ein, bestehend aus zusammengeschwemmtem Pflanzenmaterial verschiedener Art, Bättern, Holzstücken, Kiefernzapfen, Samen etc., verunreinigt mit Sand und anderen Sedimenten. Solche typisch allochthonen Schmitze kommen ja im Hangenden der dortigen Braunkohlenflöze linsenförmig eingelagert nicht gerade selten vor. Innerhalb dieses allochthonen Gemengsels kamen eine ganze Anzahl von meist schneeweißen, sehr leichten Holzstücken vor, die beim Anschneiden des Stoßes durch den Abraum-Bagger herunterrollten und die Aufmerksamkeit des Finders erregten. Es handelt sich sicher um tertiäres Material; einzelne Stücke sind auch noch mit dem umgebenden Nebengestein be-

[1]) Ein Fund natürlicher Zellulose im Miocän des Niederlausitzer Braunkohlenreviers. Braunkohle 1922 Nr. 22.

[2]) R. Potonié hat diesen Namen für fossile Zellulosen dieser Art vorgeschlagen (Kohlenpetr. 1924, S. 220).

haftet. Die nähere Untersuchung ergab, daß diese Stücke in der Struktur mit den gewöhnlichen Ligniten der dortigen Braunkohle übereinstimmten. Ihre Herstammung von solchen deuteten auch einige noch schwach gebräunte Stellen daran an. Der Verdacht, daß es sich bei diesem Material um reine Zellulose handle, wurde durch mehrfache chemische Reaktionen bestätigt. Einmal wurde das Material durch Anwendung von Chlorzinkjod sofort intensiv violett gefärbt; die in dem genannten Aufsatz in Aussicht gestellte Behandlung des Materials mit dem Schweitzerschen Reagens (Kupferoxydammoniak) ist inzwischen ebenfalls ausgeführt worden, und Wisbar hat darüber in der Zeitschrift »Braunkohle« kurz berichtet (Bd. 24, 1923, S. 42). Es wurde von diesem Reagens nach Auskochung mit Benzol, Verdrängen des Benzols durch Alkohol und darauffolgender Auskochung mit Wasser beinahe augenblicklich und fast restlos aufgelöst. Beim Ansäuern der Lösung mit verdünnter Schwefelsäure entstand ein weißlicher, gallertartiger Niederschlag, der sich mit Chlorzinkjod violett färbte. Die Zellulose-Natur war dadurch zweifellos erwiesen.

Vor einiger Zeit machte mich nun Herr Direktor Sapper auf die neuen, noch eigenartigeren Vorkommnisse der Grube Waidmannsheil aufmerksam. Die von ihm zunächst eingesandten Stücke bestanden aus gewöhnlichen Ligniten, die an gewissen Stellen die beginnende oder bereits voll ausgebildete »Umwandlung« in Zellulose zeigten. Am auffälligsten waren solche Stücke, bei denen die Umwandlung in Zellulose an dem einen Ende Platz gegriffen hatte; diese rührten von aufrechtstehenden Stämmen her, die aussahen wie braune Scheite, die man oben an der Spitze weiß gebleicht hatte. Das weiße Ende war nur kurz, vielleicht bis 5 cm lang und ließ einen offensichtlichen starken Substanzverlust erkennen. Auch war das Gefüge beträchtlich gelockert und die Enden sahen infolgedessen durch Spaltung in kleinere Komplexe zum Teil wie zerzaust aus. Es waren aber auch solche Lignitstücke vorhanden, die längs, horizontal ausgestreckt gelegen hatten; bei diesen war die Umwandlung der Lignitsubstanz in Zellulose also an den Längsbruchflächen vor sich gegangen, wie es schien, nicht so leicht und nicht so weitgehend wie bei den aufrechtstehenden an der Spitze umgewandelten Stücken. Es gibt an den gefundenen Ligniten alle Übergänge von reiner Zellulose zum gewöhnlichen unzersetzten Lignit, was sich schon in der verschiedenen Abstufung der Farben von weiß bis braun zu erkennen gibt.

Dieser Befund wurde gewonnen, bevor Verfasser selbst eine Befahrung der Grube vorgenommen hatte, teils also auf Grund des Berichts von Herrn Sapper, teils auf Grund der von ihm eingesandten Stücke. Die eigene Besichtigung an Ort und Stelle ergab nun weiter folgendes. Das Auftreten der zellulosifizierten oder wie wir auch der Kürze wegen sagen können: sapperitisierten Lignite ist in dem Tagebau Waidmannsheil durchaus nicht selten. Die Kohlenoberfläche war bei dem Besuch auf größere Erstreckung hin abgedeckt und gesäubert, und man sah bei einiger Aufmerksamkeit schon von weitem die Holzstücke liegen oder auch auf der Kohle anstehen, wo sie sich durch ihre weiße oder

hellere Färbung als »Zellulose«-Hölzer zu erkennen gaben. Die Kohle war in der südwestlichen Hälfte des Tagebaus nur von einer mehrere Meter dicken Schicht von diluvialem Sand bedeckt, und in diesem Gebiet zeigte die Kohlenoberfläche eine Anzahl von Ausstrudelungen und Löchern, die offenbar mit der Einwirkung von schnellfließenden Strudelwässern zusammen hingen. Solche Strudellöcher sind ja in der Braunkohle unter ähnlichen Bedingungen wie hier nicht selten. Die Löcher sind zum Teil ziemlich schmal und eng und sind zum Teil in Schlauchform ausgebildet, ein Stück in die Kohle schwach geneigt hinabgehend, wie Herr Sapper erzählte und auch zeigte. Diese Löcher sind oder vielmehr waren ausgefüllt mit unreiner »Schmierkohle«, einer kohligen Substanz, die stark mit Mineralteilen, insbesondere mit Ton, verunreinigt war und die daher vor der Baggerung der Kohle von Hand herausgewonnen werden muß. In diesen Löchern und Vertiefungen, also nur im allerhangendsten Teil der Kohle, finden sich die Lignite, die an den Rändern bezw. an den Spitzen sapperitisiert sind. Man sieht sie von der unveränderten Kohle aus in die ausgeputzten Löcher hineinragen bezw. an deren Wänden liegen. Man erkennt, daß die Umwandlung in Zellulose von außen her vor sich gegangen sein muß, indem die umwandelnden Agentien diejenigen Teile zuerst erfaßten, die an der Oberfläche der Kohle oder an den Rändern der Löcher bloßgelegt waren. Hierbei wurden also je nachdem die Spitzen aufrechtstehender Lignite umgewandelt, oder wenn sie mit den Längsseiten an die Löcher oder die Flözoberfläche grenzten, die Längsseiten der Hölzer affiziert, wobei auch Risse und Spalten, wie sie in den Hölzern sehr häufig sind, als Eingangsstellen für die wirksamen Agentien dienten. Namentlich die braunen Hölzer mit den schneeweißen Spitzen aus Zellulose bieten einen recht merkwürdigen und sehr auffallenden Anblick.

Der Nordostteil des Tagebaus zeigt auf der Kohle noch tertiäre Überlagerung, und zwar in Form von fettem Flaschenton. In diesem Teil ist keine Sapperitisierung der Hölzer sichtbar, und Herr Sapper betonte selbst ausdrücklich, daß er bei seinen Beobachtungen dies als streng giltig festgestellt habe. Die Sapperithölzer treten also, wenn man es noch einmal zusammenfassen will, auf dieser Grube nur in den obersten Partien der Kohle an exponierten Stellen und nur da auf, wo diese von durchlässigem Diluvium überlagert ist.

Diese Lagerungsverhältnisse werfen nun ein interessantes Licht auf die Entstehungsweise der Zellulosehölzer. Ich hatte in dem früheren Artikel die Vermutung ausgesprochen, daß die Zellulose durch eine Art natürlichen Sulfitlaugenprozesses entstanden sei, d. h. also durch einen Prozeß, bei dem den Hölzern wie bei der Zellstoffabrikation die Holzstoffe und sonstige inkrustierenden Substanzen entzogen werden und die Zellulose übrig bleibt. Jede Braunkohle der dortigen Gegend und auch das Nebengestein ist mehr oder weniger reich an Schwefelkies oder Markasit, und durch Umsetzung mit dazutretenden sauerstoffhaltigen Wässern findet leicht eine Zersetzung des Zweifach-Schwefeleisens statt, wobei sich schwefelsaure Salze, evtl. auch schwefligsaure Salze und zum Teil auch wohl etwas freie Säuren bilden, die entlaugend

und verändernd auf die Hölzer gewirkt haben. Bei den Vorkommen auf der Grube Waidmannsheil ist nun eine solche Einwirkung durch das verhältnismäßig dünne, sandige Diluvium ohne weiteres verständlich, und dies umsomehr, als in dem Flözteil, wo noch tertiärer Ton aufliegt, keine Sapperitisierung bemerkbar ist. Daß tatsächlich an den Stellen der Funde der Sapperithölzer solche Umsetzungen stattgefunden haben, konnten wir durch eine weitere Beobachtung erhärten: In mehreren Löchern fanden wir nämlich Stücke von Brauneisen, die ganz offenbar aus der Umwandlung von Schwefelkies hervorgegangen waren, da sie sonst in dieser Braunkohle gar nicht vorkommen. Für diese Umwandlung sprach die ziemlich starke Deformierung und Blasigkeit dieser Stücke, die verständlich ist, da mit der Umwandlung von Schwefelkies in Limonit eine beträchtliche Volumvergrößerung verbunden ist. Daß nun gerade in dem hangendsten Teil die Hölzer sapperitisiert werden, liegt an dem Zusammentreffen zweier Umstände: nämlich 1. daß der hangendste Teil des Flözes starke Verkiesungserscheinungen und zwar gerade an den Hölzern zeigt, wie man in der Niederlausitz beim Belaufen der freigelegten Flözoberflächen überall beobachten kann, und 2. daran, daß die Tagewässer auf die Flözoberfläche zuerst auftreffen und hier auf den Schwefelkies besonders stark zersetzend einwirken können. In tieferen Lagen der Kohle ist die Wirkungsweise dieser sauerstoffhaltigen Wässer naturgemäß stark abgeschwächt, und Sapperitisierung kann hier auch wegen des geringeren Gehalts an Schwefelkies nicht eintreten. Ich möchte also nach den neuen Vorkommen meine damalige Vermutung über die Bildung der Zellulosehölzer nunmehr als fest begründet ansehen.

Es ist natürlich keineswegs notwendig, daß zur Sapperitisierung als Hangendes durchlässiges Diluvium vorhanden ist; es ist nur erforderlich, daß die zersetzenden Wirkungen von sauerstoffhaltigen Tageswässern zu den Ligniten Zutritt erlangen und daß in der betreffenden Schicht Zweifach-Schwefeleisen eine derartige Zersetzung erleidet, daß die nötigen Stoffe zum Sapperitisierungsprozeß entstehen können. Der frühere Fund von fossiler Zellulose auf der Grube Wilhelminensglück stammt ja aus einer tertiären Überdeckung der Braunkohle.

Es sind also solche fossile Zellulosen nun von zwei Fundorten in der Niederlausitz bekannt, und man fragt sich, weshalb derartige Vorkommen nicht häufiger beobachtet werden, da doch derartige Lagerungsverhältnisse wohl nicht so selten vorkommen dürften. Herr Teumer von der Grube Ilse teilte mit, daß er bei seinen zahlreichen Beobachtungen auf den Gruben der Ilse B. A. G. solche Sapperite nie beobachtet habe. Woran dies liegt, muß die Zukunft lehren. Hier sei aber noch mitgeteilt, daß nach den Mitteilungen des Herrn Stephan auf der Grube Hellda nördlich von Klettwitz, die in einem ausgehenden Teil des Niederlausitzer Oberflözes arbeitet, früher auch einmal ein derartiger Sapperitfund gemacht zu sein scheint. Leider war das Stück verloren gegangen. Vielleicht tragen die vorstehenden Zeilen dazu bei, sorgfältigere Beobachtungen in andern Gruben des Gebiets zu machen und die obigen Angaben zu ergänzen.

Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Kaenozoicum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen

Mit dem Versuch einer Terassenchronologie des Rheins

Von Herrn **Heinrich Quiring** in Berlin

Hierzu Tafel 18 bis 20 und 16 Textabbildungen

Inhalt

	Seite
I. Die Regionalbewegung der Westdeutschen Schrägscholle	487
Terassenhebung im Bergland	489
Terrassensenkung in den Niederlanden	494
Ruhepausen als Terrassenbildner	496
Die Lage der Drehachse	502
Regionalbewegung und Glacialchronologie	505
II. Die Lokalbewegungen (Reaktionsbewegungen) an den Schollenrändern	515
Die Niederrheinische Bruchzone	515
Der Rheinische Graben als Zerrungsgelenk zwischen der Westdeutschen und der Schwäbischen Schrägscholle	523
Aufeinanderfolge und Interferenz von Regionalbewegung und Lokalbewegung	534
III. Die tektonischen Grundlagen des Vulkanismus im Rheinischen Gebirge	536
Die tertiären Vulkane	538
Die quartären Vulkane	540
Tephralavane von Gerolstein und Laach	540
Alluviale-Bimssteinausbrüche	542
Die Ursachen der Schrägstellung und der Anisostasie	547

Bei der Aufnahme des Blattes Neuwied im Jahre 1924 konnte ich den Ausbruch des diluvialen Vulkans Hohe Buche, Rheinbrohl gegenüber, zum Zeitpunkt des Verlassens der Jüngeren Mittelterrasse durch den Rhein in Beziehung setzen. Damit war für diesen nordöstlichen Vorposten der Laacher Vulkane ein Alter festgelegt, wie es für den Rodderberg bei Mehlem bereits seit längerer Zeit bekannt ist.

Andererseits hat der große Bimsstein- und Traß-Auswurf des Laacher Sees die alluviale Inselterrasse des Rheins überschüttet. Der Ausbruch fällt also ebenfalls mit dem Abschluß einer Seitenerosions-Periode des Mittelrheins, d. h. mit einem epochalen quartären Ereignis zusammen.

Diese zeitliche Verknüpfung veranlaßt mich zu nachstehender Darstellung, die einige bekannte Beobachtungen in neue genetische Beziehung zueinandersetzt.

I. Die Regionalbewegung der Westdeutschen Schrägscholle

Überschauen wir in großen Zügen die tertiäre und quartäre geologische Geschichte Westdeutschlands und seines westlichen Glacis bis zur Bretagne und der englischen Küste, so erkennen wir ein säkulares, nur episodisch unterbrochenes wannenartiges Einsinken eines weiträumigen Krustenteils, dessen Zentrum in die südliche Nordsee fällt. Der sinkenden Mitte stehen die umgebenden Bergländer als Hebungsrand gegenüber.

Lösen wir diesen Krustenteil, um die Säkularbewegungen im einzelnen analysieren zu können, in Sektoren auf, so läßt sich ein östlicher Sektor als Westdeutsche Schrägscholle herausheben. Diese Großscholle zerfällt in einen gesunkenen und einen gehobenen Schollenteil.

Der sinkende Schollenteil umfaßt die südliche Nordsee, Nordwesthannover, die Niederlande, Westbelgien und Nordfrankreich bis ins Pariser Becken hinein. Die kontinentale einseitige Senkung dieses Teiles prägt sich nicht nur in dem bedrohlichen Vordringen der südlichen Nordsee im Quartär, sondern vor allem darin aus, daß die tertiären Meere große Sedimentmassen auf der sinkenden Schollenhälfte anhäufen konnten und daß die Unterbrechungen in der Sedimentation lediglich als Ruhepausen, auch Rückschläge, zu gelten haben, die dem immer wiedereinsetzenden Vorgang der Schollenkippung periodisch eingeschaltet sind.

Über die seit dem älteren Tertiär eingetretene Schrägstellung geben Bohrungen Aufschluß, die im Bereich der Niederrheinischen Bucht niedergebracht worden sind. So ist die alttertiäre Transgressionsfläche (Carbonoberfläche) im Allgemeinen mit 2^0 nach NW geneigt. Genaue Zahlen gibt Fliegel[1]) an. Danach fällt die Auflagerungsfläche des Oberoligocäns im Bereich des Alsdorfer Horstes um 10 m auf 1 km Entfernung ein. Im Herzogenrather Graben ist die Schrägstellung noch ausgesprochener; sie beläuft sich auf 27 m je km und erreicht damit Werte, wie sie für die Schrägscholle von Münster (31,8 m bezw. 41,2 m je km) bestimmt worden sind.

Naturgemäß vollzog sich das Schrägerwerden der Westdeutschen Großscholle nicht einheitlich, sondern im Einzelnen different: öfters verlagerte sich, allerdings nur um geringe Beträge, die Drehachse, die wir im allgemeinen Verlauf des Meeresrandes — auf die örtlichen Einbuchtungen sei noch weiter unten eingegangen — erkennen können, im ganzen dürfte jedoch die Tendenz der Verstärkung der Schräglage unbestreitbar sein.

[1]) G. Fliegel, Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. Abh. der Preuß. Geologischen Landesanst. N. F. Heft 92, Berlin 1922, S. 145.

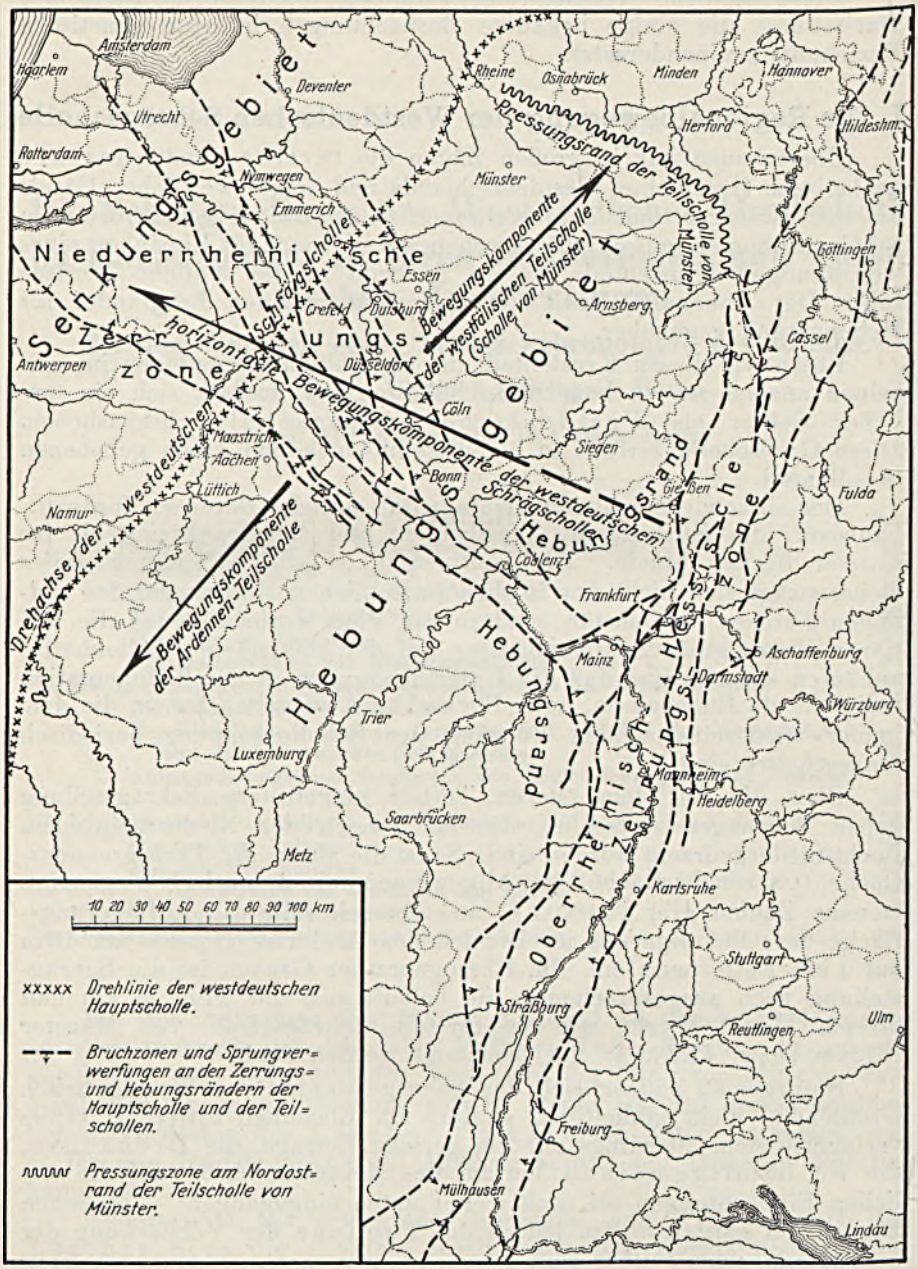


Abb. 1. Strukturbild der Westdeutschen Hauptscholle und ihrer Umrandung.

Dem Senkungsgebiet steht der aufsteigende Schollenteil gegenüber. Ihn haben wir im Bergland der Großscholle zu sehen. Vom Teutoburger Wald über das Münsterland, das Sauerland, den Westerwald, Taunus, Eifel, Hunsrück bis zum Wasgau hebt sich seit dem Mitteleocän die Erdoberfläche. Wir haben den Hebungsrand der Großscholle vor uns, der morphologisch eine deutliche Abdachung nach NW, ein Symptom der Schräglage, zeigt, und der seit dem Beginn der Tertiärzeit nur terrestre Bildungen trägt.

Die Westdeutsche Großscholle hat in tertiärer und quartärer Zeit eine ähnliche Bewegung vollführt, wie ich sie für die Schrägscholle von Münster für die Zeit der Oberkreide und des Alttertiärs abgeleitet habe[1]). Die Scholle von Münster fügt sich trotz ihrer abweichenden Bewegung als Scholle II. Ordnung der Westdeutschen Tafel ein, die ihr als Scholle I. Ordnung vorgesetzt werden kann.

Um zusammenzufassen: Der Senkung des NW-Randes, des Küsten- und Meeresgebietes der Westdeutschen Großscholle, steht die Hebung des SO-Randes, des Rheinischen Gebirges, gegenüber. Abwärtsbewegung im NW und Aufwärtsbewegung im SO sind ursächlich und untrennbar miteinander verknüpft. Die Begriffe Senkung und Hebung sind in diesem Falle nur Ausdrucksmittel zur Umschreibung der regionalen Schrägstellung der Großscholle in känozoischer Zeit.

Terrassenhebung im Bergland

Diese einleitenden Bemerkungen mögen den wirklichen Verhältnissen gerecht werden, sie sind aber sicherlich nicht als einwandfreie Beweise zu werten. Daher ist es notwendig, auf einige andere Beobachtungen einzugehen, die eine Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle wahrscheinlich machen. Solche Beobachtungen bieten der Rhein und seine Nebenflüsse.

Seit dem Mittelmiocän durchquert der Rhein den Hebungsrand der Großscholle zwischen Bingen und Bonn. Alle neueren Forscher sind sich darin einig, daß der Fluß seine Höhenlage zum Meeresspiegel nur um geringe Beträge verändert hat[2]); das vom Rhein durchschnittene Bergland ist vielmehr angestiegen. Wie eine Gattersäge den sich ihr entgegenhebenden Stamm durchschneidet, so hat der Rhein sich in das ihm entgegensteigende Bergland eingegraben. So etwa veranschaulicht Fliegel[3]) den Vorgang. Die Richtigkeit der Auffassung läßt sich unmittelbar aus der jetzigen Höhenlage der Terrassen ablesen. Bei Beachtung aller maßgebenden Faktoren erhalten wir für die Aufwärtsbewegung des vom Rhein durchschnittenen Berglandes nach Ablagerung der unterpliocänen Kieseloolith-Schotter etwa folgende Werte:

---

[1]) H. Quiring, Über Wesen und Ursprung der postvaristischen Tektonik Nordwestdeutschlands. Ein Beitrag zur Kinematik der Schrägschollengebirge. Zeitschr. d. Deusch. Geol. Ges. 1924. Monatsber. S. 62 ff.

[2]) Diese Voraussetzung ist nicht ganz zutreffend, da beispielsweise der Rheinspiegel bei Andernach in seiner Lage zwischen 10 m und 95 m Meereshöhe schwankte.

[3]) G. Fliegel, a. a. O. S. 154.

Höhenlage der Kieseloolith-Schotter des Rheins über NN.

	bei Köln m	bei Bonn m	bei Andernach m
Nach Ablagerung der Kieseloolith-Schotter	24	30	37
Zu Beginn der älteren Hauptterrassenzeit[1])	65	76	168
Jetzt	115	150	300

Höhenlage der älteren Hauptterrasse (Unterkante) des Rheins über NN.

	bei Köln m	bei Bonn m	bei Andernach m
Zu Beginn der älteren Hauptterrassenzeit	80	86	93
Jetzt	130	160	225

Danach betrug die säkulare Aufwärtsbewegung (Maß der Aufschotterung bezw. Tiefenerosion des Rheins in Klammern):

	bei Köln m	bei Bonn m	bei Andernach m
Zwischen Ablagerung der Pliocän-Terrasse und der älteren Hauptterrasse	41 (+15)	46 (+ 10)	131 (— 75)
Zwischen Beginn der älteren Hauptterrassenzeit und Gegenwart	50 (−91)	74 (—114)	132 (—171)
Zwischen Ablagerung der Pliocän-Terrasse und Gegenwart	91 (—76)	120 (—104)	263 (—246)
Heutiger Rheinspiegel (Mittelwasser)	39	46	54

Die in diesen Zahlen sich deutlich ausprägende Schrägstellung der Großscholle (Hebung bei Cöln 91 m, bei Bonn 120 m, bei Andernach 263 m nach Ablagerung der Kieseloolith-Schotter) beträgt demnach zwischen Cöln und Andernach 2,7 m auf 1 km. Daß diese Zahl geringer ist als die oben für die Schräglage im Senkungsgebiet angegebenen, beruht darauf, daß sie nur die pliocäne und pleistocäne Schrägstellung betrifft, während die von Fliegel für das Niederrheingebiet berechneten Werte die älteren Tertiärbewegungen mit berücksichtigen.

Zwischen Bonn und Andernach schneiden sich Pliocänterrasse und Hauptterrasse. Wir dürfen aber dort nicht etwa die Drehachse der Schrägscholle suchen. Wir befinden uns, trotzdem der Rhein über den Kieseloolithschottern Hauptterrassenschotter zur Ablagerung gebracht hat, im Hebungsgebiet der Großscholle. Die Drehachse liegt vielmehr seit der Tertiärzeit auf der Linie Maastricht-Venlo und hat nur zeitweise geringe Verlagerungen erfahren.

[1]) Bei Berechnung der Zahlen wurde davon ausgegangen, daß die Mündung des altdiluvialen Rheins bei Beginn der älteren Hauptterrassenzeit nördlich von Norwich lag. Die Gefällsverhältnisse wurden zu 1 : 4000 bis 1 : 10000, dem heutigen Gefälle des Rheins zwischen Bingen und der Mündung etwa entsprechend, angenommen.

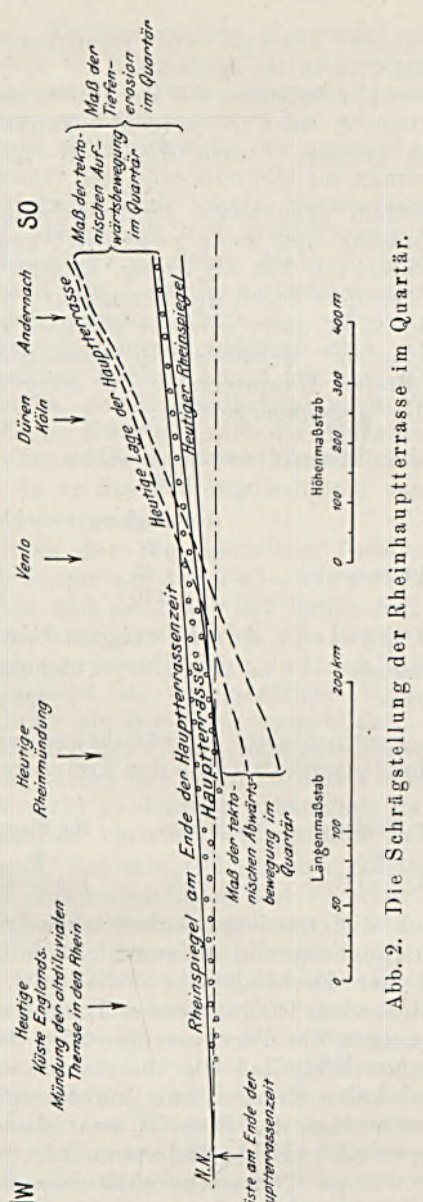


Abb. 2. Die Schrägstellung der Rheinhauptterrasse im Quartär.

Die Zahlen zeigen weiter, daß der Rhein zur Pliocänzeit zwischen Bingen und Bonn nicht von einem ausgesprochen flachwelligen Hügelland eingefaßt gewesen ist. Die alttertiäre Verwitterungsfläche, die wir noch heute an vielen Punkten erkennen können, hat damals schon 100—200 m über dem Rheintal gelegen. Ferner haben die in der

Miocänzeit entstandenen Trachyt- und Basaltkuppen der pliocänen Landschaft Bergland-Charakter verliehen.

Ähnliche Terrassenverhältnisse wie der Rhein, nämlich Konvergenz der Schotterstufen von S nach N, zeigen bekanntlich nicht nur die Maas, sondern auch kleinere Flüsse, die S—N- oder SO—NW-Richtung besitzen.

Daß diese deutlich erkennbare Heraushebung des Rheinischen Gebirges auf tektonische und zwar regional-tektonische Bewegungen zurückzuführen ist, hat als erster Kaiser[1]) erkannt. Seine Anschauung wird besonders durch die Terrassenverhältnisse derjenigen Flüsse gestützt, die nicht quer, sondern parallel zur Drehachse der schrägen Tafel verlaufen. Beispielsweise seien Ablagerungshöhe und jetzige Lage der älteren Hauptterrasse der Sieg zwischen Siegburg und Siegen einander gegenübergestellt:

Höhenlage der Hauptterrasse (Oberstufe) der Sieg über NN.

	bei Siegburg m	bei Wissen m	bei Siegen m
Am Ende der Hauptterrassenzeit . .	85	110	175
Jetzt	170	205	290

Höhenlage der heutigen Sieg

bei Siegburg	bei Wissen	bei Siegen
52 m	147 m	235 m

Das Maß der kontinentalen Aufwärtsbewegung zwischen Hauptterrassenzeit und der Gegenwart (Maß der Tiefenerosion in Klammern) beträgt demnach

für Siegburg m	für Wissen m	für Siegen m
85 (—118)	95 (—58)	115 (—55)

Eine wesentlich differenzierte Aufwärtsbewegung hat daher das Bergland zwischen Siegburg und Siegen nicht vollzogen. Im Gegensatz zu dem quer zur Drehlinie der Scholle, d. h. zum sinkenden Schollenteil hin fließenden Rhein, dessen Talstufen zur Erosionsbasis zusammenstreben, zeigen die Terrassen der Sieg das von den meisten Flüssen her bekannte Bild, daß die Terrassen zum Quellgebiet zusammenlaufen, zur lokalen Erosionsbasis hin divergieren. Mit anderen Worten: Die Terrassenlage der Sieg ist zwar durch die säkulare Aufwärtsbewegung beeinflußt, aber nicht heterogen geworden.

Besonders eigenartige Terrassenverhältnisse zeigt die Lahn, wie die schöne Arbeit Ahlburg's[2]) erkennen läßt. Die Lahn-Hauptterrasse liegt beispielsweise bei Gießen etwa ebenso hoch wie an der Mündung

[1]) E. Kaiser, Die Entstehung des Rheintales. Vhdlgen. der Ges. Deutscher Naturf. u. Ärzte, Cöln 1908. — Vgl. auch Oesterreich, Studien über die Oberflächengestalt des Rh. Schiefergebirges. Petermann's geograph. Mitteilungen 1909, S. 57ff.

[2]) Ahlburg, Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn. Jahrb. d. Pr. Geolog. L.-A. für 1915. Berlin 1916, S. 269ff.

bei Niederlahnstein. AHLBURG führte diese merkwürdige Erscheinung auf eine von O nach W gesteigerte Hebungsintensität des Gebirges seit der Hauptterrassenzeit zurück. Betrachtet man aber das Profil, das AHLBURG seinem Aufsatz angefügt hat, so wird es deutlich, daß die Lahnhauptterrasse abschnittsweise ihr natürliches einstiges Gefälle von O nach W bewahrt hat. Sie ist nicht im ganzen nach W hin gehoben, sondern lediglich durch lokale Verwerfungen, diluviale und alluviale Abbrüche, stückweise und staffelförmig beeinflußt worden. Die Auffassung AHLBURG's ist daher dahin zu modifizieren, daß seit der Hauptterrassenzeit die Lahn-Hauptterrasse zwar im ganzen regional gehoben, daß einzelne Abschnitte jedoch, gestaffelt nach O, bei der Aufwärtsbewegung zurückgeblieben sind. Diese lokaltektonische relative Senkung nach O hängt mit dem Einbruch der Hessischen Senke zusammen, deren Randbrüche nach W bis in das Limburger Becken reichen. KNUTH[1]), der die Auffassung AHLBURG's als abwegig erkannte, hat dennoch nichts Wesentliches zur Klärung der Frage beigetragen, da er das Problem lediglich von nichttektonischen Gesichtspunkten aus betrachtete.

Die Schrägstellung der Westdeutschen Tafel nach NW in diluvialer Zeit läßt sich ferner aus der Talstufenverteilung einzelner O—W-Flüsse ableiten und zwar aus der Größe und Lage der älteren Terrassenflächen zum heutigen Talweg. So liegen im Flußgebiet der Sieg $^4/_5$ aller Hauptterrassenflächen südlich des heutigen Flußlaufes. Dementsprechend ist das nördliche Ufer überwiegend als Prallhang, das südliche als Steilhang ausgebildet. Der Fluß drängt also, dem Schrägerwerden der Großscholle entsprechend, ständig gegen das nördliche Gehänge. Bei der Lahn ist dieses stärkere Vorschreiten der Erosion nach N nicht so deutlich erkennbar, da lokale Störungen die Terrassenverhältnisse verwickelter gestaltet haben.

Es ist zu betonen, daß die Hebung des rheinischen Berglandes, die mit periodischen Abschwächungen und Verstärkungen auch heute noch andauert, der Landesvermessung erst in neuester Zeit bekannt geworden ist. Und doch hätten die Feststellungen der Rheinstrombauverwaltung, daß die Mittelwasserhöhe des Rheins sich zwischen Andernach und Bonn in den letzten 50 Jahren um etwa 19 cm gesenkt hat, zu denken geben müssen. Diese Spiegelsenkung hat m. E. zwei Ursachen. Erstens ist durch die Regulierung des Stromes, insbesondere durch die Vertiefung und Streckung einzelner Flußabschnitte, eine künstliche Senkung der Wasserhöhe eingetreten. Zweitens kann aber in der Senkung sich eine Hebung des trigonometrischen Bezugssystems, des Ufergeländes, ausprägen. Es wäre erwünscht, wenn durch genaue Neuvermessung und durch einen Anschluß des Dreiecksnetzes an den Amsterdamer Pegel ein sicherer Anhalt für die säkulare Hebungsgröße gewonnen werden könnte.

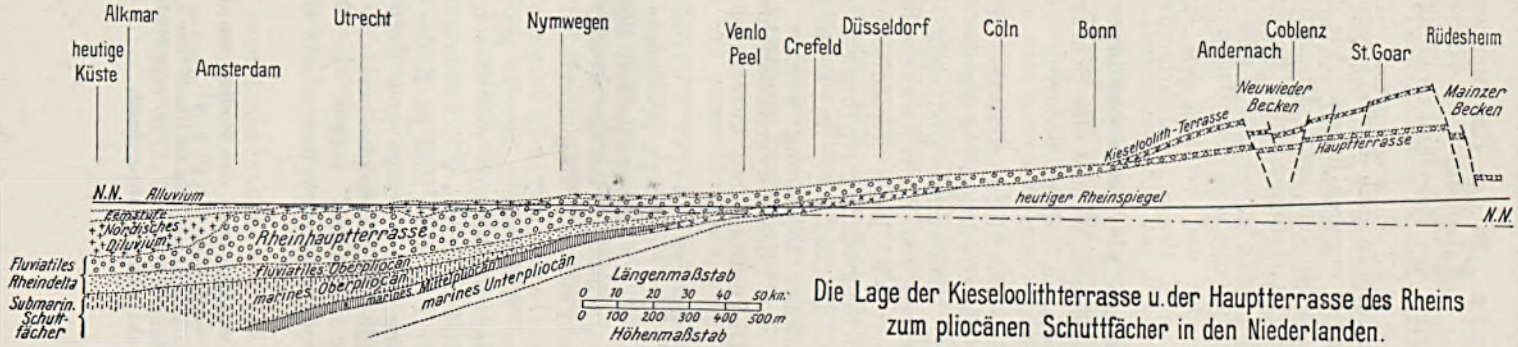
[1]) KNUTH, Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande. 4. Heft. Leipzig 1123, S. 105.

Terrassen-Senkung in den Niederlanden

Der Rhein ergoß sich in der älteren Unterpliocän-Zeit (Diestien) bei Roermond-Venlo in eine offene Meeresbucht, deren Untergrund in ständiger grabenartiger Senkung begriffen war. Am Ende der Unterpliocän-Zeit verlandete der Schuttfächer — die Altersfrage wird w. u. behandelt werden — in den südöstlichen Teilen der Niederlande; vorübergehend bildete der Rhein ein subaerisches Delta, die bei Vlodrop, Griendtsveen, Uden, Beers durch Bohrungen nachgewiesene Kieseloolithterrasse. Im Mittel- und Oberpliocän setzte sich die Senkung wieder fort, die Küste wanderte landeinwärts, so daß der Rhein lediglich einen untermeerischen Schuttkegel, die Ablagerungen des Scaldisien, Poederlien und Amstelien, aufbauen konnte. In der letzten Hälfte der Oberpliocän-Zeit verlangsamte sich die Senkung, der Rhein schob verhältnismäßig rasch ein Delta vor, das noch vor Beginn des Diluviums die heutige Meeresküste überschritt.

Nun waren die Grundlagen zur Aufschotterung der Rhein-Hauptterrasse in den Niederlanden gegeben. Ihre Oberkante liegt heute östlich von Roermond 80 m, bei Venlo 65 m, südwestlich von Nymwegen 40 m über dem Meeresspiegel, während die ehemalige Ablagerungshöhe sich zu 76 m, 70 m und 60 m berechnen läßt. Ist also schon bei Nymwegen eine beträchtliche tektonische Absenkung der Hauptterrasse im Quartär zu erkennen, so wird diese Abwärtsbewegung umso bedeutender, je mehr wir nach NW vorschreiten. So liegen beispielsweise die Schotter der Hauptterrasse, die m. E. die »ältesten Diluvialschotter« einschließen, unter dem »Nordischen Diluvium« bei Gorkum zwischen 12 und 126 m, bei Amsterdam zwischen 14 und 171 m, bei Alkmaar zwischen 100 und 200 m unter NN.

Während also im Rheinischen Gebirge eine starke nach SO ansteigende Schräglage der Hauptterrasse erkennbar ist, besteht in den Niederlanden ein korrelates Einfallen nach NW. Daß diese Schrägstellung in den Niederlanden tektonisch und zwar durch diluviale und postdiluviale Bewegungen bedingt wird, ist von den niederländischen Geologen stets betont worden. Naturgemäß kann es, wenn man die Terrassenverhältnisse in den Niederlanden berücksichtigt, zweifelhaft sein, ob dieses Abfallen der Hauptterrassen-Schotter nach NW durch die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle oder durch lokale tektonische Verwerfungen — hierauf sei noch w. u. eingegangen — hervorgerufen ist. Insonderheit spricht die wechselnde Mächtigkeit der Hauptterrassenschotter und auch der Pliocänschotter in den Niederlanden (an der niederländisch-preußischen Landesgrenze bei Vlodrop sind z. B. 189 m Maas- und Rheindiluvium und 370 m Maas- und Rheinpliocän durchbohrt worden) für das Vorhandensein sehr starker pliocäner und quartärer Lokal-Störungen. Wir dürfen aber nicht vergessen, daß dem schrägen Ansteigen des Rheinischen Berglandes eine regionale Senkung in den Niederlanden auch außerhalb der niederrheinischen Bruchzone gegenübersteht. In den Niederlanden hat in pliocäner Zeit ein Zusammentreffen von Regionalbewegung und



Die Lage der Kieseloolithterrasse u. der Hauptterrasse des Rheins zum pliocänen Schuttfächer in den Niederlanden.

Abb. 3.

Lokalbewegung stattgefunden. In der Hauptterrassenzeit waren dagegen im wesentlichen nur Lokalbewegungen wirksam. Nach Ablagerung der Hauptterrasse sind die Regionalbewegungen wieder in den Vordergrund getreten.

Auch die Gegenwart fällt in eine Periode regionaler Abwärtsbewegung, wie Pegelablesungen ergeben haben. Aus dem Ansteigen der Höhe der halben Tiden in Muiden bezw. Breskens ergibt sich eine Senkung von 13—15 cm im Jahrhundert. Bemerkenswert ist der Schluß, den Blaupot ten Cate[1]) aus den Pegelmessungen gezogen hat. Er vertritt die Anschauung, daß der Boden in Amsterdam sich periodisch mit abwechselnder und bis fast auf Null herabgehender Schnelligkeit senke, die etwa 19 cm im Jahrhundert betrage.

Ruhepausen als Terrassenbildner

Die bisherigen Erörterungen, welche eine Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle belegen sollen, bedürfen in einem wichtigen Punkte der Ergänzung.

Die Aufwärtsbewegung des Hebungsrandes, dargestellt durch das rheinische Bergland, und die Abwärtsbewegung des Senkungsfeldes der südlichen Nordsee und der Niederlande sind nicht ständig und gleichmäßig erfolgt, sondern waren von Ruhepausen längerer und kürzerer Dauer unterbrochen. Wie jedes geologische Geschehen, zeigt auch der Vorgang der Schrägstellung rhythmisch und episodisch Abweichungen, Ausschläge, Rückschläge im kontinuierlichen Verlauf. Phasen stärkerer tektonischer Bewegung werden von Phasen geringerer Veränderungen, ja von Phasen gegensätzlichen Bewegungssinnes abgelöst. Es bestehen Diskontinuitäten kurzer, mittlerer, langer und längster Periode.

Als tektonische Bewegungen kurzer Periode können wir beispielsweise den von Blaupot ten Cate erwähnten Wechsel zwischen Absenkung und Stillstand des Niederländischen Bodens in den letzten beiden Jahrhunderten betrachten. Wichtige stratigraphische Symptome sind viele Sedimentationszyklen (Auffüllungszyklen) kurzer Periode[2]).

Als Bewegungen mittlerer Periode lassen sich diejenigen Vorgänge bezeichnen, deren Wellengang bereits geologische Zeiträume umfaßt. Symptome und Indikatoren der diesen Vorgängen eingeschalteten Ruhezeiten sind z. B. die Flußterrassen.

Bewegungen langer Periode sind m. E. die sog. orogenetischen Phasen des norddeutschen Mesozoicums und Tertiärs, vor allem die Juraphase, die Oberkreide-Alttertiärphase und die Miocänphase.

Längsten Wellenabstand zeigen die starken, die ganze Erde umspannenden Tangentialdruckphasen, wie der carbonische und tertiäre Zusammenschub.

---

[1]) Blaupot ten Cate, De daling van den Bodem van Nederland gedurende de laatste twee eeuwen. De Ingenieur 1910, Nr. 40 u. 41.

[2]) Naturgemäß sind die Kleinrhythmen, wie sie Bändertone und Bänderschiefer zeigen, nicht tektonisch bedingt. Es handelt sich um Jahres,- oder Halbjahresschichten, der annalen fluviatilen Aufschlickung entsprechend.

Es ist MORDZIOL's Verdienst, den bemerkenswerten Gegensatz zwischen Terrassenbildung und Tiefenerosion des Rheins und seiner Nebenflüsse durch Periodizitäten in den tektonischen Bewegungen erklärt zu haben. Die Ruhepausen, Stillstände im Aufwärtssteigen des Berglandes, sind nach ihm die Terrassenbildner, die Aufwärtsbewegung selbst ist die Ursache der Tiefenerosion. Eigentümlicherweise ist diese einleuchtende Erklärung, die nicht nur für die Flüsse des Rheinischen Berglandes, sondern zweifellos für zahlreiche Flußterrassen und Erosionsstufen zutrifft, von SOERGEL in seinem sonst so wertvollen Aufsatz über »die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion« nicht berücksichtigt worden.

Bei der hohen Bedeutung, die das Problem der Terrassenbildung für die noch w. u. zu behandelnden Beziehungen zum Vulkanismus besitzt, sei daher kurz auf die Genesis der Rheinterrassen eingegangen.

Es kann nicht zweifelhaft sein — zu diesem Urteil kommt auch SOERGEL —, daß in einem sich hebenden Bergland die Tiefenerosion eines Flusses überwiegen muß. Auch dann, wenn die Drehachse der Schrägscholle nicht landeinwärts wandert, sondern ihre Lage bewahrt, hat das mit der Hebung verknüpfte relative Sinken der Erosionsbasis für jeden Punkt des Flußlaufes zur Folge, daß der Fluß bei gleichbleibender Wasserführung das ursprüngliche und schwächere Gefälle wiederzuerlangen strebt, sich also einschneidet. Die Tiefenerosion wird anhalten, solange die Hebung des Berglandes und die korrelate Senkung im Mündungsgebiet andauert. Der Fluß wird seine Sinkstoffe stetig ohne besondere Vergrößerung seines Deltas submarin absetzen können.

Anders jedoch bei einer längeren Unterbrechung der Aufwärtsbewegung oder sogar bei einem geringen Rückschlag: Die bis dahin untermeerisch aufgeschütteten Sinkstoffe treten als Delta hervor, der Flußlauf windet sich träge hindurch, ständig subaerisch aufschüttend. Es hat sich die Höhenlage der Erosionsbasis zu den einzelnen Teilen des Flußgebietes zwar nicht verändert, jedoch die horizontale Entfernung.

Durch das Vorrücken der Mündung hat der Fluß namentlich in seinem Mittel- und Unterlauf ein Gefälle erhalten, das geringer ist als es der Wasserführung entspricht. Er wird also nicht mehr erodieren, sondern in langem Zuge aufschottern, um das für ihn gesetzmäßige Gefälle selbst zu schaffen. Beispiele für Aufhöhung des Bettes infolge ständigen Vorschubes der Mündung bieten in der Gegenwart der Po und viele chinesische Ströme.

Es bestehen nämlich folgende Gesetze für die Terrassen- und Talbildung:

1. Jeder Fluß besitzt ein natürliches Gefälle (spezifisches Gefälle; Normalgefälle; Erosionsdeterminante) parabolischer Form, das seiner Wasserführung entspricht und das er unter Einhaltung einer Normalgeschwindigkeit zu bewahren strebt.

2. Bei jeder Störung des Normalgefälles sucht der Fluß es wiederherzustellen. Die Reaktion besteht im wesentlichen darin, daß der Fluß seine Geschwindigkeit und damit seine kinetische Energie, d. h. seine Transport- und Erosionskraft, die dem Quadrat der Geschwindigkeit proportional ist, ändert.
3. Hat ein Fluß sein Normalgefälle erreicht oder ist sein tatsächliches Gefälle geringer als sein Normalgefälle, so schottert er mit sinkender Erosions- und Transportkraft auf.
4. Ist das tatsächliche Gefälle stärker als das Normalgefälle, so vertieft er mit gesteigerter Geschwindigkeit, Erosions- und Transportkraft sein Bett.
5. Ändert sich die Wasserführung (episodisch oder säkular), so ändern sich Normalgefälle und Normalgeschwindigkeit.
6. Stärkerer Wasserführung entspricht geringeres Normalgefälle. Beide Größen sind einander umgekehrt proportional.
7. Schwächere Wasserführung erfordert stärkeres Gefälle.
8. Die stärksten Störungen erfahren Gefälle und Geschwindigkeit eines Flusses durch tektonische Bewegungen und durch marine bezw. fluviatile Verschiebungen der Mündung.
9. Erfolgt durch tektonische Bewegungen eine relative Hebung der Erosionsbasis zum übrigen Flußlauf, so vermindert sich die Strömungsgeschwindigkeit; zur Wiedererlangung seines Normalgefälles schottert der Fluß auf.
10. Erfolgt durch tektonische Bewegungen eine relative Senkung der Erosionsbasis zum übrigen Flußlauf, so steigt die Strömungsgeschwindigkeit; zur Wiedererlangung des Normalgefälles vertieft der Fluß sein Bett.
11. Entfernt sich in Zeiten tektonischer Ruhe die Erosionsbasis (durch Zurückweichen des Meeres oder durch Deltabildung), so schottert der Fluß bei verminderter Geschwindigkeit zur Wiedererlangung seines Normalgefälles auf. Erosion ist auf das Einzugsgebiet beschränkt.
12. Nähert sich in Zeiten tektonischer Ruhe die Erosionsbasis (durch Hebung des Meeresspiegels), so werden Gefälle und Stromgeschwindigkeit übernormal[1]); der Fluß vertieft sein Bett.

---

[1]) Zurzeit ist das Gefälle des Rheines übernormal, so daß ein deutliches Einschneiden stattfindet. Das durch die anhaltende regionale Hebung des rheinischen Berglandes verstärkte Gefälle prägt sich vor allem in der starken Strömungsgeschwindigkeit aus, die dem Gefälle entspricht und beispielsweise bei Mannheim 1,5 m, bei Bingerbrück 3,4 m, bei Koblenz 1,9 m in der Sekunde erreicht. Diese Geschwindigkeit überschreitet die Grenzwerte, die bei Flußregulierungen beachtet werden. Nach technischen Erfahrungen wird die Sohle eines Flusses durch Corrosion stärker angegriffen, wenn die mittlere Strömungsgeschwindigkeit bei kiesigem Boden 1 m, grobem Gerölle 1,25 m, Sedimentgestein 2,3 m, ungeschichteten Felsarten 3,5 m überschreitet. Demnach kann beispielsweise im Rheinlauf zwischen Bingen und Koblenz wegen der starken Erosions- und Transportkraft eine Aufschotterung überhaupt nicht stattfinden, vielmehr erfolgt Austiefung. Der Absatz von Sinkstoffen setzt Geschwindigkeiten voraus, die geringer sind als 1 m in der Sekunde. Die angegebenen Werte erklären weiter, warum bei festem Untergrund häufig Stromschnellen und Untiefen in einem erodierenden Flußlauf entstehen, so daß beispielsweise im Rheinbett zwischen Bingen und St. Goar von 1851 bis 1899 etwa

Aus diesen Sätzen geht hervor, daß Talbildung und Terrassenbildung von drei wechselnden Faktoren, der Wasserführung, den tektonischen Bewegungen im Flußgebiet und der Lage des Meeresspiegels abhängig sind. Jeder dieser Faktoren kann das Normalgefälle und die Stromgeschwindigkeit stören und damit Tiefenerosion oder Aufschotterung in mehr oder weniger großen Teilen des Stromlaufes verursachen. Die weitaus bedeutendste Komponente von regionaler Bedeutung ist für die Tal- und Terrassenbildung unstreitig die tektonische relative Senkung bezw. Hebung der Erosionsbasis gegenüber der Lage des Flußlaufes. Eine relative Senkung führt zu allgemeiner Tiefenerosion (fluviatiler Aktivität) im Flußgebiet. Durchgehende Terrassen bilden sich dagegen in Zeiten allgemeiner fluviatiler Stauung. Tektonische Stauung entsteht bei relativer Hebung der Erosionsbasis, Deltastauung in Perioden tektonischer Ruhe, in denen der Fluß selbst durch Aufschüttung eines Deltas seine Erosionsbasis vorschiebt. Lokalterrassen werden vor allem bei örtlicher Stauung aufgeschüttet. Zu ihnen gehören die meist sehr mächtigen lokaltektonischen Terrassen in Senkungskesseln, insonderheit aber die glacialen Stauterrassen der mitteldeutschen nach N gerichteten Flüsse, die gewaltige Schottermassen in ihren Flußtälern südlich des stauenden Eisrandes aufhäuften. Der Anteil wechselnder, meist verstärkter Wasserführung an durchgehender Terrassenbildung läßt sich nur im Diluvium mit seinen stark schwankenden Niederschlägen festlegen. Der strenge Rhythmus zwischen Austiefung und Aufschotterung beweist jedoch auch für das Diluvium, daß nur ähnlich strenge Rhythmen, wie sie uns der Wechsel zwischen tektonischer Bewegung auf der einen, tektonischer Ruhe auf der anderen Seite bietet, für den Wechsel zwischen Tiefenerosion und durchgehender Terrassenbildung verantwortlich sind.

Am Rhein läßt sich, je nach der Genauigkeit der Untersuchungen eine große Zahl von Terrassen und Austiefungsstufen feststellen, die Zeugnis ablegt von der diskontinuierlichen Hebung des Rheinischen Berglandes. Wichtigere Schotter- und Erosionsstufen sind folgende:

	Höhenlage bei Andernach über NN.	Terassenabstand m
Kieseloolithterrasse	300	
Mittel- und oberpliocäne Erosionstufe		75
Ältere Hauptterrasse	225	
Altdiluviale Erosionstufe		20
Jüngere Hauptterrasse	205	
Erste mitteldiluviale Erosionstufe		40
Ältere Mittelterrasse	165	
Zweite mitteldiluviale Erosionstufe		95
Jüngere Mittelterrasse (Unterkante)	70	
Jungdiluviale Erosionstufe		15
Niederterrasse (Unterkante)	55	
Rheinspiegel (Mittelwasser)	54	

300000 cbm Felsmasse zur Herstellung einer auch bei Niedrigwasser befahrbaren Wasserstraße beseitigt werden mußten. (Vgl. R. Jasmund, Die Arbeiten der Rheinstrom-Bauverwaltung 1851—1900).

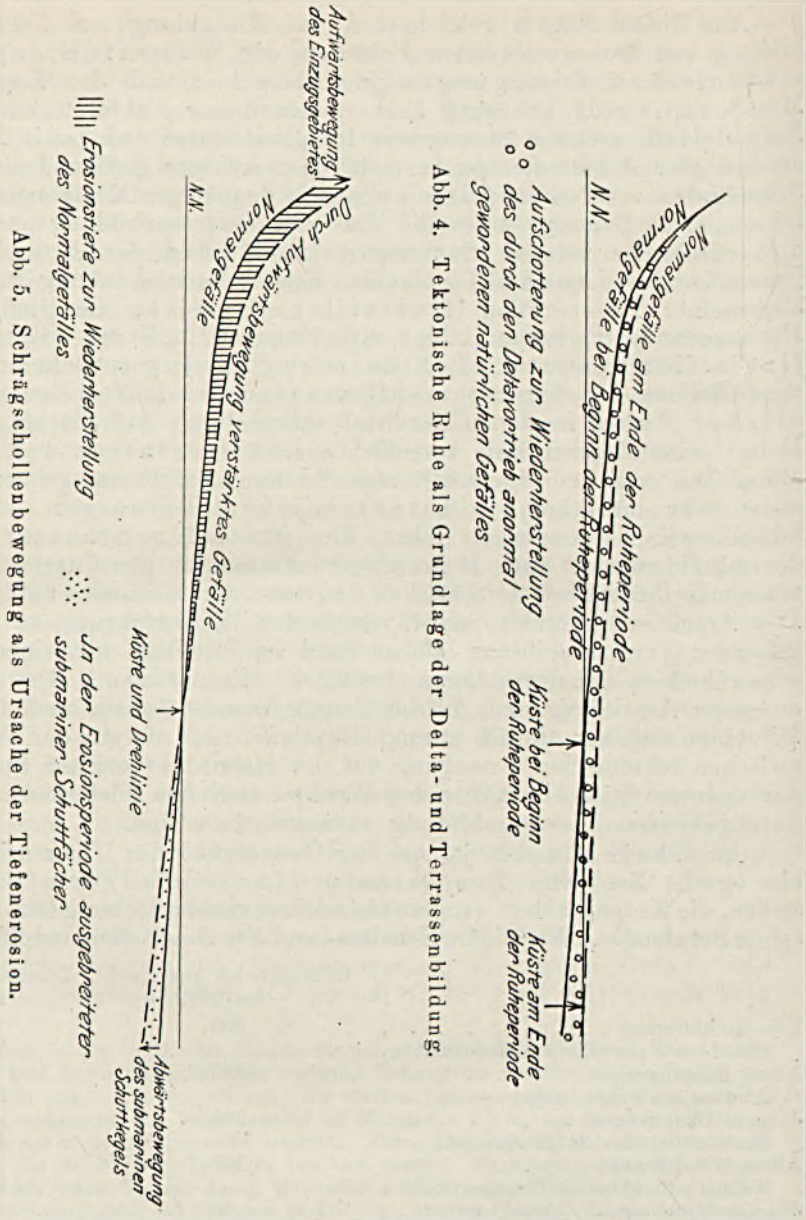


Abb. 4. Tektonische Ruhe als Grundlage der Delta- und Terrassenbildung.

Abb. 5. Schrägschollenbewegung als Ursache der Tiefenerosion.

Bis zum Ende der Unterpliocänzeit hinein lag die Mündung des Rheins und der Maas westlich von Maastricht und Venlo. Dort befand sich die Erosionsbasis. Von Andernach bis zur Mündung hatte der Fluß etwa 35 m Gefälle. In dieser Höhe wurden im Ausgang des Unterpliocäns in einer Phase regionaltektonischer Ruhe die

Kieseloolithschotter abgesetzt. Darauf setzte eine Hebung des Berglandes ein, die bei Cöln 40—45 m, bei Andernach etwa 130 m betrug. Die Drehlinie, also der Meeresrand, verharrte bei Maastricht-Venlo. In dieser Hebungsperiode des Rheinischen Berglandes schnitt sich der Rhein in die Pliocänterrasse, bezw. das Grundgebirge bei Cöln-Düren um etwa 20 m, bei Andernach um 75 m ein, so daß der Fluß bei Beginn der Hauptterrassenzeit bei Cöln-Düren 35—45 m, bei Andernach 90 m, bei St. Goar etwa 103 m über dem Meeresspiegel lag. Das erhöhte Gefälle im Ausgang der Pliocänzeit verstärkte nicht nur im Mittel-, sondern auch im Unterlauf die fluviatile Ausräumung und schuf einen großen untermeerischen Schuttkegel von der Pliocänküste bis weit hinaus in die Nordsee.

Nun trat tektonische Ruhe ein, vielleicht auch ein geringer Rückschlag. Das bisherige Senkungsgebiet wurde trocken, beladen mit Rhein- und Maasschutt. Es bildete sich ein langsam vorschiebendes Delta. Die Erosionsbasis entfernte sich ständig, so daß sie am Ende der Hauptterrassenzeit nicht weniger als 500 km nordwestlich von Cöln lag. Die zu Beginn der Hauptterrassenzeit vorhandene Flußhöhe bei Cöln, ja sogar die Flußhöhe bei Andernach wurde infolge des Vorrückens der Mündung unternormal. Den Fluß staute sein eigenes Delta. Das Normalgefälle verlangte für Cöln eine Höhe von 80 m, für Andernach von 95 m. So schotterte der Rhein während der tektonischen Ruhepause nach und nach im ganzen Unterlauf und in dem durch lokale tektonische Bewegungen gesenkten Mittel- und Oberlauf (Neuwieder Becken, Mainzer Becken, Oberrheintalgraben) große Mengen von Hauptterrassenschotter auf. Die vorher in der pliocänen Tiefenerosionsperiode entstandene Übertiefung wurde ausgeglichen, der Fluß stellte in größtem Maßstabe sein durch die spätpliocäne schräge Hebung gestörtes Normalgefälle wieder her.

Wohl mögen die Niederschlagsverhältnisse[1]), d. h. die Vermehrung der Niederschläge in der altdiluvialen Hauptterrassenzeit die Anhäufung der Terrassenschotter, namentlich im Deltabereich unterstützt haben, den tektonischen Grundlagen der Terrassenentstehung des Rheins muß jedoch der Vorrang eingeräumt werden.

Einen deutlichen regionaltektonischen Ursprung zeigt die gegenwärtige, seit der Litorinasenkung andauernde Tiefenerosion des Rheins.

Es wäre jedenfalls eine sehr merkwürdige Koinzidenz, wenn beispielsweise die heutige kontinentale Senkung[2]) der Niederlande, der hierdurch bedingte Rückzug der Erosionsbasis auf das Flußgebiet hin und die seit der Niederterrassenzeit bezw. Inselterrassenzeit zu beob-

[1]) Zu einer völligen Ablehnung des Zusammenhanges der Terrassenphasen (Erosion und Aufschüttung) mit Klimaschwankungen der Diluvialzeit gelangte Ahlburg. (Über das Tertiär u. Diluvium im Flußgebiete der Lahn, a. a. O. S. 365). Nach ihm ist die jeweilige Tätigkeit eines Flusses lediglich eine Funktion des Gefälles, nicht seiner Wasserführung. Das Gefälle wurde ausschließlich brstimmt durch die Bewegung des Gebirgsuntergrundes. Ahlburg hat im wesentlichen das Richtige getroffen, wenn er auch die Bedeutung der Wasserführung für das Gefälle nicht erkannt hat.

[2]) Römische Bauten bei Katwijk und Domburg liegen heute 3 m unter dem Meeresspiegel.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

achtende Austiefung des Rheinbettes nicht in ursächlichem Zusammenhang miteinander ständen. Ein anderer Schluß ist nach dem bisher Gesagten gar nicht möglich. Niederterrasse und Inselterrasse bezeichnen nicht Zeiten größerer Wasserführung, stärkerer Niederschlagsmengen — die Niederterrasse ist spätglacial, im Ausgang der letzten Eiszeit aufgeschüttet, die Inselterrasse postglacial —, sondern Ruhepausen im tektonischen Geschehen, denen tektonische Aktivitätsperioden eingeschaltet bezw. gefolgt sind. Wir werden noch weiter unten Gelegenheit haben ein weiteres einwandfreies Kriterium für den ursächlichen Zusammenhang zwischen tektonischer und fluviatiler Aktivität, die ich in der Austiefung eines Flußbettes sehe, kennen zu lernen.

Soergel führt gegen die Annahme einer weitgehenden Mitwirkung kontinentaler Bewegungen, besonders von Schrägschollenbewegungen an der Terrassenbildung an, daß dann die parallel zur Kippungsachse verlaufenden Flüsse, also auch die Nebenflüsse des Rheins, keine regionale Aufschüttung zeigen dürften. Dieser Auffassung vermag ich nicht zuzustimmen. Um bei dem bereits herangezogenen Beispiel der Sieg zu bleiben: In der Hauptterrassenzeit sind bei Siegburg, an der Einmündung der Sieg, in dem vorher übertieften Rheinbett 15—25 m Schotter angehäuft worden. Dies bedeutet eine Erhöhung der Sieg-Erosionsbasis um diesen Betrag. Hatte die Sieg vorher ihr Normalgefälle im Mittellauf und Unterlauf erreicht, so wurde es durch die Erhöhung der lokalen Erosionsbasis bei Siegburg gestört. Das tatsächliche Gefälle wurde unternormal, der Fluß bei Siegburg gewissermaßen durch eine natürliche Talsperre gestaut. In dem natürlichen Stauweiher häufte die Sieg ihre Schotter an oder mit anderen Worten: zur Wiedererlangung des Normalgefälles war die Sieg gezwungen aufzuschottern gleichlaufend mit dem Aufbau der Rheinhauptterrasse. So erklären sich ohne Schwierigkeit Gleichaltrigkeit und genetische Beziehung der Hauptterrassen der Sieg und des Rheins.

Die Lage der Drehachse

Der schematische Schnitt zur Erläuterung der Entstehung der Rheinhauptterrasse zeigt in gerissener Linie die heutige Lage der Hauptterrassenschotter an. Die gegenwärtige Hauptterrasse schneidet ihre ehemalige Ablagerungsfläche fast an demselben Punkte, wo sie auch unter die Niederterrasse und unter den heutigen Rheinspiegel sinkt. Diese Schnittlinie bei Wesel-Geldern bezeichnet die oberflächliche Drehachse (Drehlinie) der Westdeutschen Großscholle zwischen Hauptterrassen-Zeit und Gegenwart. Auch für die tektonischen Regionalbewegungen im Pliocän ergibt sich eine ähnliche Kippungslinie, da der Meeresrand trotz der Hebung des Schiefergebirges und der beträchtlichen untermeerischen Aufschüttung bis ins Ober-Pliocän hinein seine Lage bei Maastricht und Venlo nicht verändert hat.

Aber auch die weiter zurückliegenden Tertiärzeiten unterstützen die Auffassung, daß die Kippungsachse keine bedeutende Verlagerung erfahren hat. Die nachstehende Skizze gibt die Lage der Küste der

Nordsee in der Oligocänzeit wieder. Festgebannt verharrt trotz der Sedimentation in Küstennähe der Strand in der Drehlinie. Dies ist ein Zeichen dafür, daß bereits vor Beginn des Oligocäns die Schrägschollenbewegungen eingesetzt haben, wie sich auch aus der korrelaten Hebung des Schiefergebirges seit dem mittleren Eocän ergibt.

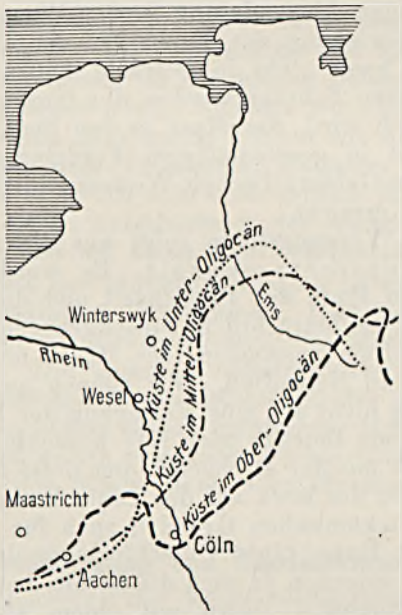


Abb. 6. Der Meeresstrand in Nordwestdeutschland im Oligocän.

Nur zwei Perioden heben sich aus dieser langen tertiären und quartären Zeitspanne heraus, die eine weite Küstenverlegung nach NW und scheinbar auch eine starke seitliche Verschiebung der Drehlinie aufweisen. Es sind dies die Untermiocän-Zeit und die Hauptterrassenzeit. Wenn wir, um Zahlen zu nennen, mit v. LINSTOW seit Beginn der Oligocänzeit 8 Millionen Jahre als verstrichen annehmen, so könnte sich demnach nur in einem Viertel dieser Zeit die Drehlinie der Schrägscholle sich erheblich von der für das Oligocän angegebenen Linie entfernt haben. Dies zeigt also, daß wir auch für die Verschiebung der Küste im Untermiocän und Diluvium nicht von vornherein mit Drehachsenverlegung rechnen dürfen. Wir müssen vielmehr für die starken Strandverschiebungen des Untermiocäns und des älteren Diluviums nach anderen Ursachen suchen.

Die Untermiocänzeit, vor deren Beginn sich die Vallendarer Terrasse und in der sich die Braunkohlenablagerungen der Ville und des Westerwaldes gebildet haben, war im wesentlichen eine Periode regional-tektonischer Ruhe, wenn auch lokal-tektonischer Aktivität. Da wir andererseits die beträchtliche untermiocäne Küstenverschiebung

nur z. T. durch verstärkte Sedimentation in Küstennähe — das Land war flachwellig und stark abgetragen — (bei Siegen bestanden Höhenunterschiede von höchstens 160 m; der Westerwald war eine flache Wanne) — erklären können, so wird für diese Zeit neben einem Rückschlag in der Schrägstellung ein geringes absolutes Sinken des Meeresspiegels angenommen werden müssen, wahrscheinlich hervorgerufen durch eine Abwanderung großer Wassermengen zur Äquatorialzone. Eine Verlegung der Drehachse der Westdeutschen Großscholle nach NW kann nicht in Betracht kommen, weil im Mittelmiocän beim weiteren Schrägerwerden der Großscholle die Drehlinie wieder offensichtlich wird, das Meer in den Senkunggsteil der Großscholle eintritt und in gesetzmäßigem Vordringen wieder die Linie Bolderberg-Straelen-Geldern-Bocholt-Winterswijk-Ootmarsum und damit die Drehachse erreicht.

Eine ähnliche Vorgangsfolge zeigt uns die zweite große Landwerdung, die Hauptterrassenzeit. Es wurde bereits hervorgehoben, daß sich am Ende der Pliocänzeit und die Hauptterrassenzeit hindurch die Nordsee beträchtlich zurückgezogen hat. England und der Kontinent wuchsen zusammen, der Rhein mündete bei Norwich, die Themse war sein Nebenfluß. Wir können auch diese altdiluviale Küstenverschiebung nicht auf eine Verlegung der Drehachse der Großscholle um bedeutende Beträge nach NW zurückführen, denn wir würden ja dann bereits mit der Drehachse den tiefsten Punkt der Schrägscholle überschreiten der etwa auf der Linie Kanal-Jütland liegt. Wir müssen daher aus tektonischen Gründen auch für das ältere Diluvium mit einer Zeit der Ruhe, einer Unterbrechung der Schrägschollenbewegung — hierfür sprechen ja auch die bereits behandelten Terrassenverhältnisse des Rheins — und mit einem absoluten Sinken des Meeresspiegels rechnen. Ob dieser allgemeine Meeresrückzug, wie Penck[1]) und Daly[2]) annehmen, auf die subaerische Festlegung großer Eiskappen am Nord- und Südpol zurückzuführen ist, sei dahingestellt. Penck rechnet mit einem absoluten Sinken des Meeresspiegels von 40 m, mit einer Zahl, die in eigenartiger Weise mit der relativen Hebung Cölns über die Erosionsbasis des Rheins zwischen Kieseloolith-Zeit und Ende der Hauptterrassenzeit von 40 m in Parallele steht. Es darf aber nicht übersehen werden, daß die Hebung Cölns um 40 m zum Teil auch auf die Schrägstellung der Scholle zurückzuführen ist. Dies geht schon daraus hervor, daß die Aufwärtsbewegung in derselben Zeit bei Andernach 130 m betragen hat, eine Aufwärtsbewegung, die nur durch Schrägstellung der Scholle erklärbar ist.

Nach der Hauptterrassenzeit ist eine ähnliche Küstenverschiebung landeinwärts eingetreten, wie beim Übergang vom Untermiocän zum Mittelmiocän; die Ruhepause wird abgelöst von stärkeren Regional-

[1]) A. Penck, Glaciale Krustenbewegungen. Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. Bd. 24, 1922, S. 309.

[2]) R. A. Daly, The glacial control theory of coral reefs. Proced americ. acad. of arts and science. Bd. 51. 1915, S. 157.

bewegungen der Schrägscholle. In den Aufschüttungszeiten der jüngeren Hauptterrasse, der Mittelterrassen und der Niederterrasse haben zwar Unterbrechungen dieses Küsten-Rückzuges und vorübergehende Bildungen eines subaerischen Rheindeltas stattgefunden, im Ganzen ist aber der Rückzug der Küste von der Doggerbank bezw. von Norwich bis zur gegenwärtigen Strandlinie deutlich erkennbar.

An dieser Verschiebung der Küste dürfte die glaziale Schmelzwassermenge im Sinne der Theorie PENCK's und MOLENGRAFF's[1]) nur einen geringen Anteil haben, da die beiden polaren Eiskappen noch nicht völlig abgeschmolzen sind. Nehmen wir für die glaciale Senkung des Meeresspiegels 30 m an, so können wir die absolute Hebung des Spiegels zwischen dem Temperatur-Minimum, das übrigens, wie noch weiter unten zu erläutern sein wird, zeitlich in die mitteldiluviale Austiefungsperiode nach Aufschüttung der Jüngeren Hauptterrasse fällt, und der Gegenwart auf kaum 20 m veranschlagen.

Die heutige Küste der südlichen Nordsee ist nur eine Etappe des regionaltektonisch bedingten Rückzuges. Die Stabilität der Drehachse und die analoge Strandverschiebung des Mittelmiocäns gestatten nur eine Prognose: Die Zukunft Nordfrankreichs[2]), Belgiens, der Niederlande, der deutschen Nordseeküste und der gegenüberliegenden Küste Englands ist in hohem Grade gefährdet. Das Land wird weiter sinken, das Meer wird weiter vordringen bis zur Linie Lüttich-Geldern-Rheine. Dort wird der Strand dann aber für absehbare Zeiten stationär bleiben.

Regionalbewegung und Glacialchronologie

Bei der Parallelisierung der Kieseloolithschotter des preußischen Niederrheins ist man bisher von dem Gedanken ausgegangen, daß sie das ganze marine + fluviatile Pliocän der Niederlande zeitlich vertreten[3]). Diese Annahme wird durch die tektonische Analyse nicht voll bestätigt. Zunächst ist es nicht wahrscheinlich, daß die Kieseloolithterrasse des Rheins dem fluviatilen Ober-Pliocän der Bohrungen von Alkmaar, Haarlem, Utrecht, Amsterdam, Gorkum entspricht. Diese fluviatilen, aus Tonen und Quarzsanden bestehenden Oberpliocänschichten treten nämlich nicht nur in den mittleren Niederlanden, sondern in ähnlicher Mächtigkeit auch im preußisch-holländischen Grenzgebiet im Liegenden des Älteren Hauptterrassenschotters auf, so bei Tegelen, Vlodrop, Brüggen. Diese oberpliocänen Schichten überlagern im preußischen Niederrheingebiet die Kieseloolithschotter, sind also jünger als diese. Auch im Erft-Graben, der südlich des

[1]) MOLENGRAFF, Proceed. acad. of sc., Amsterdam. Bd 19, S. 610.

[2]) Frankreichs Sinken, teils durch regionale Schrägstellung von Großschollen teils durch lokaltektonische Bildung von Grabenzonen bedingt, ist nach Schmidt (Neuzeitliche Erdkrustenbewegungen in Frankreich. Sitzungsber. d. Bayr. Akad. der Wiss. Math. phys. Kl. 1922, S. 1) durch geodätische Messung festgestellt.

[3]) Der Auffassung TESCH's und VAN WATERSCHOOT's ist auch G. FLIEGEL (Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär i. niederl. Tieflande. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1911, Monatsber. S. 509) beigetreten.

langgestreckten Ville-Horstes tief abgesunken ist, sind die oberpliocänen Tone und Sande vielfach mit Braunkohlen erbohrt worden. Sie liegen hier zwischen der Kieseloolithterrasse und der Hauptterrasse des Rheins.

Wir müssen berücksichtigen, daß zwischen der Ablagerung der Kieseloolithschotter und der Bildung der Hauptterrasse eine sehr lange Zeit verstrichen sein muß, deren Länge sich aus der beträchtlichen Hebung der Kieseloolithschotter bei Andernach um 130 m in der Zeit zwischen ihrer Ablagerung und der Ablagerung der Hauptterrasse ergibt. Da nun andererseits diese Aufwärtsbewegung des Berglandes und die korrelate Senkung der Niederlande das Vorschieben eines Deltas im Senkungsgebiet verhindert hat — tatsächlich ergossen sich im Mittelpliocän, älteren und mittleren Oberpliocän der Rhein und die Maas in die Meeresbucht des Großen Grabens ohne Bildung eines subaerischen Deltas —, so gehören die oberpliocänen Deltabildungen zur Hauptterrasse, die Kieseloolithschotter dagegen entsprechen zeitlich den älteren marinen Pliocänablagerungen (Unter-Pliocän) der Niederlande. Es sei nochmals auf Skizze 3 hingewiesen.

Dieses auf tektonischem Wege erhaltene Ergebnis stimmt in guter Weise mit den Beobachtungen Mordziol's[1]) überein, der den petrographischen Zusammenhang der Kieseloolithschotter des Rheines mit den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens erkannt hat. Ferner ist zu beachten, daß die Kieseloolithterrasse des Rheines nicht die einzige fluviatile Schotterbildung des Unter-Pliocäns in Europa ist. Beispielsweise ist ihr der Belvedereschotter Österreichs äquivalent. Der Belvedereschotter überlagert die Congeriensande und enthält eine Fauna *(Dinotherium giganteum, Hipparion gracile, Rhinoceros Schleiermachi, Aceratherium incisivum, Mastodon longirostris, Sus palaeochoerus)*, die derjenigen des Dinotheriensandes von Eppelsheim vollständig entspricht.

Diese weite Verbreitung einer bestimmten Schotterfacies, die in Parallele steht zu der noch w. u. zu behandelnden regionalen Bedeutung der altdiluvialen Hauptterrassenschotter, bezeugt, daß der Rhythmus zwischen Terrassenbildung und Austiefung, d. h. der Cyklus zwischen tektonischer Ruhe und tektonischer Aktivität in weiträumigen Gebieten den gleichen Takt besitzt. Terrassenbildung findet gleichzeitig in allen Flußsystemen statt, die zu einer ruhiggestellten Tafel gehören. Naturgemäß müssen wir hierbei die Lokalterrassen eines Flusses außer acht lassen, die bei der Interferenz regionaler Hebung mit lokaltektonischer Senkung — hierbei entsteht scheinbar örtliche Ruhe — entstehen können. Nur diejenigen Terrassen, die einer längeren regionaltektonischen Ruheperiode ihre Entstehung verdanken, werden auch in benachbarten Flüssen in gleichem Rhythmus abgelagert.

[1]) C. Mordziol, Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im rheinischen Schiefergebirge. Z. d. D. Geol. Ges. 1908, Monatsberichte S. 270ff.

Es kann hier nicht meine Aufgabe sein, die von DUBOIS[1]), LORIÉ[2]), KRAUSE[3]), FLIEGEL[4]), STOLLER, WUNSTORF und TESCH lebhaft erörterte Altersfrage des Tegeler Tones nochmals aufzuwerfen. Die Widersprüche erklären sich teils aus dem Umstande, daß es zwei »Tone von Tegelen« gibt, teils aus der noch immer zweifelhaften Altersstellung der Hauptterrasse.

Der Untere Tegeler Ton ist jünger als die Kieseloolithschotter und älter als die Ältere Hauptterrasse. Nach Ausbildung und Fauna gehört er zum Oberpliocän. Er entspricht den fluviatilen oberpliocänen Tonen und Sanden von Alkmaar (bei 200 m Tiefe von Hauptterrassenschotter überlagert), Amsterdam, Utrecht. Auch auf den Karten der Preuß. Geologischen Landesanstalt wird der Untere Tegeler Ton ins Pliocän gestellt. Der Obere Tegeler Ton (= Tegeler Stufe der Preußischen Karten) ist eine tonige bezw. sandige Einlagerung in der Hauptterrasse. Durch ihn wird die Hauptterrasse in eine ältere Zone (Ältere Hauptterrasse = Älteste Diluvialschotterstufe) und eine jüngere Zone (Jüngere Hauptterrasse) gegliedert. Der obere Tegeler Ton entspricht der mittleren feinen Abteilung, die nach LORIÉ[5]) bei Gorkum, Utrecht, Vreeburg, Amsterdam, Sloten, Haarlem in einer Mächtigkeit von 24—55 m der Hauptterrasse eingeschaltet ist.

Faunistisch zeigt auch der Obere Tegeler Ton, wie die auf S. 529 wiedergegebene Säugetierreihe erkennen läßt, enge Beziehungen zum Oberpliocän. Die Auffindung der *Paludina diluviana* durch P. G. KRAUSE steht dieser Tatsache nicht entgegen. Der Fund deutet lediglich an, daß in den Niederlanden in präglacialer Zeit Lebensbedingungen bestanden, die dieser Schnecke zusagten, ähnliche Lebensbedingungen, wie sie beispielsweise im I. Interglacial Norddeutschlands nochmals vorhanden waren.

Wichtiger erscheint die Beantwortung der Frage, zu welcher Zeit die pliocäne Regionalbewegung der Großscholle ihr Ende gefunden hat, so daß sich die großartigste Terrassenaufschüttung des Rheins und seiner Nebenflüsse, die Hauptterrasse, bilden konnte. Es dürfte nicht möglich sein, den Eintritt des Ruhepunktes in eine andere Zeit zu verlegen, als in das Oberpliocän, d. h. in das Amstélien der niederländischen Geologen. Alle Untersuchungen der Niederländer[6]) laufen dahin zusammen, daß das marine Oberpliocän von

---

[1]) E DUBOIS, Over een equivalent von het Cromer Forest Bed in Nederland. Kon. Akad. v. Wetensch. te Amsterdam. Versl. gew. Verg. Wis. en Nat. Afd. 13, 1904.

[2]) J. LORIÉ, Het interglacialisme in Nederland, Tidschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. 2, 1907, S. 432.

[3]) P. G. KRAUSE, Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheines. Jahrb. d. Preuß. Geol. L.-A. f. 2909, S. 91.

[4]) G. FLIEGEL und J. STOLLER, Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Jahrb. d. Preuß. Geol. L.-A. f. 1910.

[5]) J. LORIÉ, Le diluvium de l'Escaut. Bull. Soc. Belge de Geol. T. XXIV. S. 335. Brüssel 1910.

[6]) TESCH, Over pleistoceen en plioceen in den Nederlandschen bodem. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genootschap. 2. XXVII. Leiden 1910, S. 1093 und XXVIII, 1911, S. 628.

unten nach oben allmählich in brackische und fluviatile Ablagerungen übergeht, die zunächst noch in einer Mächtigkeit von 20—50 m dem Oberpliocän (dem Unteren Tegeler Ton entsprechend) angehören, weiterhin aber den Charakter der Rheinhauptterrasse (Rheinhochterrasse der niederländischen Geologen) annehmen. Zwischen fluviatilem Oberpliocän und Hauptterrasse liegt demnach kein durch Meeresüberflutung erzeugter Hiatus; ein Versinken des Oberpliocändeltas des Rheins in der Nordsee, eine Transgression mariner Sedimente, hat nicht stattgefunden. Vielmehr haben wir vom Mittleren Oberpliocän an ein stetiges Vorschreiten des Rheindeltas meerwärts anzunehmen. Die von F. W. Harmer gezeichnete Skizze[1]) veranschaulicht den Rückzug der pliocänen Nordsee und die Lage des Rheins der Älteren Hauptterrassenzeit, dessen Mündung in England lag und in dem bezw. an dessen Ufern *Hippopotamus major, Elephas meridionalis, Rhinoceros etruscus* und *Equus Stenonis* lebten, wie die Funde in der Hauptterrassenstufe von Jockgrimm in der Pfalz, Mosbach, Coblenz und auch von Cromer bei Norwich erweisen. In Mosbach ist auch noch das Vorhandensein von *Mastodon arvernensis* nachgewiesen, so daß sich wichtige zeitliche Parallelen zu den präglacialen Mastodontenschottern des Fulda-, Werra-, Ilm- und Geratales[2]) ziehen lassen. Dieser Fossilbestand macht das Bestreben vieler Forscher verständlich, die Aufschüttung der Rheinhauptterrasse mit Einschluß des ihr eingelagerten Oberen Tegeler Tones in das Oberpliocän zu stellen.

Bei der chronologischen Einordnung der Hauptterrasse haben wir folgendes zu beachten:

Der Untere Tegeler Ton mit seinen Kiesen, Sanden, Tonen und Braunkohlen leitet, wie bereits erwähnt, die subaerische Deltabildung des Rheins in der jüngeren Oberpliocänzeit ein. Er transgrediert, dem raschen Deltavorstoß entsprechend, gewissermaßen von SO nach NW über die unterpliocänen Kieseloolithschotter, marines Mittelpliocän, marines Oberpliocän. In seinen unteren Teilen ist der Untere Tegeler Ton gleichaltrig mit dem oberen Amstelien, in den oberen Teilen mit dem Icenian von Woensdrecht, wo sich eine Bucht der Nordsee neben dem vorschreitenden Delta gehalten hat. Die darüber aufgeschüttete ältere Hauptterrasse ist also jünger als das oberste marine Pliocän der Niederlande. Trotz des z. T. oberpliocänen Charakters der Säugerfauna der Hauptterrasse ist es daher gerechtfertigt, mit der älteren Hauptterrasse das Diluvium beginnen zu lassen, zumal sich auf diese Weise eine kartographisch gut darstellbare Grenze ergibt.

Während des Oberpliocäns und der Hauptterrassenzeit nimmt im Niederrheingebiet und im trockengelegten Teil der Nordsee die Temperatur fast gleichmäßig ab. Besonders einschneidende Temperaturausschläge sind aber bisher faunistisch nicht belegt. Deutschland und das Alpengebiet sind ebenso wie Fennoskandia frei von

[1]) Vgl. v. Linstow a. a. O. S. 174.
[2]) Wüst, Pliozän und ältestes Pleistozän Thüringens. Abh. Nat. Ges. Halle XXIII, 1901.

Gletschern. Die mittlere Jahrestemperatur im Rheingebiet kann für das Ende der Pliocänzeit auf 16°, für das Ende der Hauptterrassenzeit, die etwa mit dem Verschwinden des rheinischen Flußpferdes zusammenfällt, auf 14° veranschlagt werden. Die polaren Eiskappen bestehen bereits seit dem Pliocän.

Nach Ablagerung der jüngeren Hauptterrasse setzen die Regionalbewegungen der Westdeutschen Schrägscholle wieder ein. Das gewaltige, die ganze südliche Nordsee einnehmende Hauptterrassendelta des Rheins versinkt, bei Alkmaar um etwa 120 m. Die Nordsee erobert langsam den im Oberpliocän-Altdiluvium freigegebenen Raum wieder. In Korrelation hebt sich das Bergland; bei Andernach bis zur Aufschüttungszeit der Jüngeren Mittelterrasse um 110 m; 150 m tief schneidet sich der Rhein, der Laufverkürzung entsprechend, ein. Nur in der Aufschüttungszeit der Älteren Mittelterrasse wird diese Regionalbewegung für verhältnismäßig kurze Zeit unterbrochen.

Diese starke mitteldiluviale Bewegung, die stärkste des Diluviums, ist in gleichem Takt auch außerhalb der westdeutschen Schrägscholle in Norddeutschland erfolgt. Nord- und Ostseeküste wanderte landeinwärts. Die Depression dehnte sich, verstärkt durch lokale Senkungen, im Nordseegebiet bis Boizenburg[1]), im Ostseegebiet bis Thorn aus. Diese weite Küstenverlegung ging anfangs noch unter gemäßigten Temperaturen vor sich, wie die Ablagerung der Cardienbank[2]) bezeugt. Sie setzte sich auch fort, als in der ältesten Yoldiazeit das Meer kälter wurde und als das eindringende Inlandeis das Meer ersetzte.

Der erste Vorstoß des skandinavischen Inlandeises ist bis in das Niederrheingebiet gelangt. Als das Eis die Niederlande erreichte, war die Jüngere Hauptterrasse des Rheins und seiner Nebenflüsse vollständig abgelagert und die mitteldiluvialen Regionalbewegungen hatten begonnen. Diese Tatsache begegnet heute keinem Zweifel mehr. Dagegen gehen die Anschauungen über die Zahl der selbständigen Eisvorstöße und ihre Altersbeziehungen zu den Mittelterrassen noch beträchtlich auseinander.

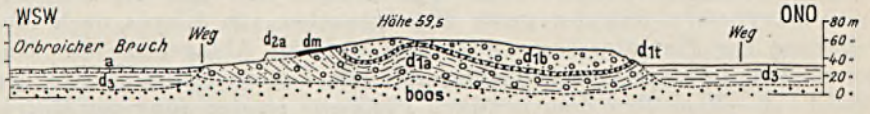


Abb. 7. Profil durch den nördlichen Teil des Hülserberges bei Crefeld.

a Alluvialer Talboden	d_{1b} Jüngere Hauptterrasse
d_3 Niederterrasse	d_t Tegelen-Ton
d_{2a} Ältere Mittelterrasse	d_{1a} Ältere Hauptterrasse
dm Grundmoräne	boos Oberoligocäner Meeressand

Vorstehendes Profil, dessen Grundlage ich einem als Manuskript gedruckten Exkursionsbericht von E. ZIMMERMANN II vom 14. Juli

[1]) v. LINSTOW, a. a. O. S. 116.

[2]) G. MAAS, Über präglaziale marine Ablagerungen im östlichen Deutschland. Z. d. D. Geol. Ges. 1904, Monatsber., S. 21-24.

1921 entnehme, stellt den Hülserberg bei Mörs dar. Der Berg ist aufgebaut aus den beiden Stufen der Rheinhauptterrasse mit dazwischengeschaltetem oberem Tegeler Ton. Der glacial stark gestauchten jüngeren Hauptterrasse ist ein Grundmoränenrest[1]) aufgelagert. Nach W legen sich an den Hülserberg in völlig ungestörter Lagerung die Ältere Mittelterrasse, der Niederterrassensockel und alluviale Anschwemmungen des Rheines an. Während die Hauptterrasse frei ist von nordischem Material (nur in den oberen Teilen sind bei der Moränenstauung nordische Geschiebe dem Terrassenschotter beigemischt worden), enthält die Ältere Mittelterrasse nordisches Material. Aus diesem Tatbestand ergibt sich, daß der weiteste Vorstoß des skandinavischen Eises nach SW nach Ablagerung der Jüngeren Hauptterrasse und vor Ablagerung der Älteren Mittelterrasse erfolgt ist[2]).

Die geologischen Verhältnisse im niederländischen Senkungsgebiet bestätigen zunächst nur die untere Altersgrenze des nordischen Diluviums. Die bis zu 40 m mächtige Grundmoräne, die in den Bohrungen bei Schoorl, Wierden, Sneek, Snavoren angetroffen worden ist, überlagert überall die Hauptterrassenschotter. Die Frage, ob und aus welchen Gründen diese unterlagernden Schotter nordisches Material enthalten, bedarf noch der Prüfung. Die Hauptterrassenschotter enthalten vielfach Granite und Gneise. Da in den preußischen Teilen der Hauptterrasse nirgends ein primäres nordisches Geschiebe gefunden worden ist, so ist zu vermuten, daß es sich bei den »nordischen Geschieben« die in der niederländischen Hauptterrasse vorkommen sollen, entweder um ähnliche Gesteine südlicher Herkunft oder um Einschlüsse in mitteldiluviale Schottermassen handelt, die mit der Grundmoräne verzahnt, jedenfalls jünger als die Hauptterrasse sind.

Es fragt sich nun, ob mit dem ersten Rückzuge des Eises vor Ablagerung der Älteren Mittelterrasse das Eis endgültig aus Westdeutschland gewichen ist, oder ob in späterer Zeit noch ein zweiter Vorstoß stattgefunden hat.

Einen sehr wichtigen Anhaltspunkt bietet zunächst die Feststellung Leppla's[3]), daß der große Moselgletscher von Eloyes nach Ablagerung der Hauptterrasse entstanden und vor Ablagerung der Unteren Mittelterrasse verschwunden ist. Die Untere Mittelterrasse der Mosel (20—30 m über dem heutigen Flußbett) ist der Jüngeren Mittel-

[1]) Im Profil ist dieser Rest zur Darstellung gelangt, obwohl er nicht in die Schnittlinie fällt.

[2]) Zu demselben Ergebnis ist neuerdings Steeger gelangt (Das glaziale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. Bericht über die Versammlungen des Niederrhein. Geol. Vereins 1923, Bonn 1925, S. 1 ff.). Leider bezeichnet Steeger die Ältere Mittelterrasse als Jüngere Hauptterrasse, allerdings mit der Einschränkung, daß es sich möglicherweise um die Ältere Mittelterrasse (Hochterrasse Steinmann's) handeln könne. Auch sein Vorschlag, den Oberen Tegeler Ton »Paludinenschichten« — in Parallele zur Paludinabank der Mark — zu nennen, ist unglücklich, da der Obere Tegeler Ton der märkischen Paludinabank nicht gleichaltrig, vielmehr älter ist.

[3]) A. Leppla, Das Diluvium der Mosel. Dies. Jahrb. f. 1915, S. 488; f. 1910, S. 362.

terrasse des Rheines (bei Andernach-Brohl 24—26 m über dem heutigen Rheinspiegel) gleichaltrig.

Für einen zeitlichen Parallelismus zwischen der Vergletscherung der oberen Mosel und der Vereisung des Niederrheingebietes spricht daher nicht nur theoretische Erwägung, sondern auch die tatsächliche Lage der Glacialbildungen zu den Mosel- bezw. Rheinterrassen. Bei erster Betrachtung könnte es scheinen, als ob der Eloyes-Gletscher länger bestanden habe als die Vereisung am Niederrhein. Diese Annahme ist jedoch nicht gerechtfertigt. BÄRTLING[1]) schließt aus den bisherigen Beobachtungen, daß im Ruhrgebiet das Binneneis nach Aufschüttung der Hauptterrasse eingedrungen und vor Aufschüttung der Unteren Mittelterrasse abgeschmolzen ist. Besonders nachdrücklich hat ferner H. G. STEINMANN[2]) darauf hingewiesen, daß ein starker Eisvorstoß in das Ruhrgebiet erst am Ende der zweiten mitteldiluvialen Austiefungsperiode, also zwischen Bildung der Älteren und der Jüngeren Mittelterrasse stattgefunden hat.

Es bleibt also kein anderer Ausweg, als eine zweimalige Vereisung des Ruhrgebietes anzunehmen[3]). Die erste Vereisung ist weiter vorgedrungen als die zweite, die beispielsweise den Hülserberg und die Ruhr oberhalb Kettwig nicht erreicht hat. Zwischen beiden Eisvorstößen liegt ein sehr langer interglacialer Zeitraum, der die Aufschüttungsperiode der älteren Mittelterrasse und die darauffolgende zweite mitteldiluviale Austiefungsperiode umfaßt, die, an der Hebung des Berglandes bei Andernach gemessen, sehr lang gewesen ist. Die Aufschüttung der Jüngeren Mittelterrasse ist alsbald nach dem endgültigen Rückzuge des Eises aus Westdeutschland erfolgt.

Eine zweifache Vereisung der mittleren Niederlande ist von KEILHACK[4]) angenommen worden. Allerdings ist sein Beweismittel, die Voraussetzung einer interglacialen Stellung des Oberen Tegeler Tones und der Eem-Zone, durch neuere Untersuchungen als nicht stichhaltig anzusehen. Andererseits haben jedoch einzelne Bohrungen in den Niederlanden, so bei Schoorl (westlich von Alkmaar) bei 60 m unter NN. und bei 88—94 m unter NN., das Vorhandensein zweier Grundmoränen ergeben. Es besteht also die Wahrscheinlichkeit, daß auch der zweite Eisvorstoß die niederländische Grenze überschritten hat. Auch in den Niederlanden hat dieser zweite Vorstoß nicht die Linie des alten Eisrandes erreicht, der über Amsterdam, Utrecht, Nymwegen verläuft.

In ausgezeichneter Übereinstimmung mit dem Ergebnis, daß die älteste Vereisung Norddeutschlands nach W weiter vorgedrungen ist

---

[1]) BÄRTLING, Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. Stuttgart 1913, S. 241 u. 394.

[2]) H. G. STEINMANN, Die diluvialen Ruhrterrassen und ihre Beziehungen zur Vereisung. Sitzungsber. des Nat. Ver. der Preuß. Rheinlande u. Westfalens. Bonn 1924, S. 29 ff.

[3]) Leider fehlen bisher Beobachtungen über der späteren Vereisung zuzurechnende Staumoränen.

[4]) KEILHACK, Das glaziale Diluvium der mittleren Niederlande. Dies. Jahrb. f. 1915, S. 488.

als die zweite Vereisung, steht Grupe's[1]) Feststellung, daß auch im Westharzgebiet und niedersächsischen Bergland die Glacialbildungen der ältesten (Elster-) Vereisung am weitesten nach SW reichen. Die dritte Vereisung (Weichsel-Eiszeit) hat bekanntlich Westdeutschland nicht mehr betroffen.

Mit dem Rückzuge des Eises und dem Verlassen der Mittelterrasse durch den Rhein beginnen neue Schrägschollenbewegungen. In den Niederlanden versinken die Grundmoränen z. T. tief im Meer, bei Alkmaar beispielsweise um 80 m, und das Eem-Meer transgrediert. Bis nach Amsterdam verschiebt sich die Küste.

Keilhack hat die Eem-Zone dem Oberen Tegeler Ton gleichgestellt. Die Bohrungen von Schoorl weisen jedoch unzweideutig folgende Schichtenfolge (die beigefügten Zahlen geben die ungefähre Lage der Unterkante unter A. P. an) nach:

	Alluvium	bis 30 m	
	Eem-Zone	» 40 »	
	Grundmoräne	» 140 »	
Hauptterrasse	Obere Abteilung . . .	» 150 »	
	Mittlere Abteilung . . .	» 170 »	Obere Tegeler Stufe
	Untere Abteilung . . .	» 200 »	
	Fluviatiles Oberpliocän .	» 250 »	Untere Tegeler Stufe
	Marines Oberpliocän		

In den Niederlanden ist daher die Eem-Zone postglacial[2]). Sie gehört — bei einer Einordnung in die Glacialchronologie Nordostdeutschlands — dem Haupt-Interstadial der Weichsel-Eiszeit an. Sie ist nicht nur jünger als die Jüngere Mittelterrasse des Rheines, sondern auch jünger als die ältere der beiden letzten Lößstufen, die im Rheinlande und den Niederlanden alle Terrassen mit Ausnahme der Niederterrasse und der Inselterrasse bedecken. Unter Beachtung aller dieser Ergebnisse erhalten wir folgende Zeittafel[3]).

Die Eem-Transgression in den Niederlanden ist regionaltektonisch bedingt: Die säkulare Senkung nach der Ablagerung der Jüngeren Mittelterrasse führte zum Vordringen des Eem-Meeres in Richtung[4]) auf die Drehachse der schräger werdenden Tafel. Dieses Vordringen

---

[1]) O. Grupe, Über die Ausdehnung der ältesten (drittletzten) Vereisung in Mitteldeutschland. Dies. Jahrb. f. 1921, S. 161 ff.

[2]) Für Nordwestdeutschland ist W. Wolff (Ein neuer Fundpunkt der sog. Eem-Fauna in Nordfriesland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. f. 1918, Monatsber. S. 78) zu einem ähnlichen Ergebnis gelangt. Nach Wolff (vgl. auch Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins, Hamburg 1922) liegt im westlichen Schleswig-Holstein die Eem-Zone über der dort ausgebreiteten Grundmoräne, während sie im Osten der Provinz, innerhalb des Endmoränenzuges, von Geschiebemergel bedeckt ist.

[3]) Durch ein zeichnerisches Versehen ist leider die Eem-Zone, deren Lage nicht genau die Einwanderung der Cusitanischen Formen, sondern die jungdiluviale Meerestransgression anzeigen soll, mit ihrer Basis nicht dem älteren, sondern dem jüngeren Löß aufgesetzt worden.

[4]) Auch v. Linstow, (Die diluviale Depression im Norddeutschen Tiefland. Zeitschr. f. Gletscherkunde, X, 1916/17) und Petersen (Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen. Fortschr. d. Geol. u. Pal., Heft 9, 1924) führen die diluviale Senkung weiter norddeutscher Gebiete auf epirogenetische, d. h. regional tektonische Bewegungen zurück.

wurde durch die Ruhezeit der Niederterrasse unterbrochen und machte einer Strandverschiebung meerwärts Platz. Erst die alluviale Senkung ließ die Küstenwanderung wieder positiv werden.

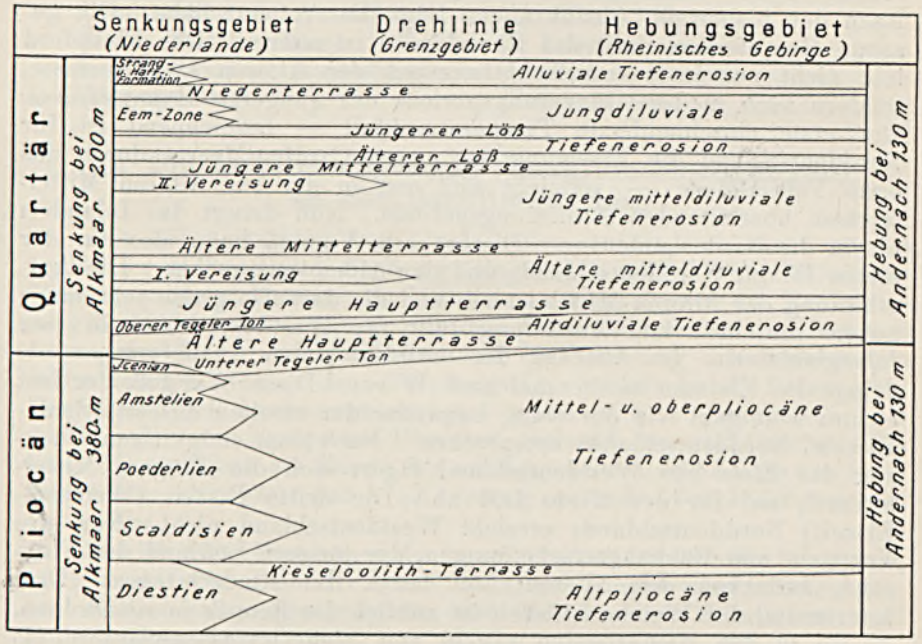


Abb. 8. Der pliocäne und quartäre Sedimentation-Erosion-Cyclus im Nieder- und Mittelrheingebiet in seiner Beziehung zur Regionalbewegung der Westdeutschen Schrägscholle.

A. Penck [1]) hat von einer »Eem-Schwingung« gesprochen und sieht den Grund des allgemeinen Vordringens des Eem-Meeres in dem Abschmelzen der polaren Eiskappen in einer Interglazialzeit. Diese Auffassung ist nur z. T. berechtigt. Bereits oben wurde darauf hingewiesen, daß die spät- und postglacialen Schmelzwasser nur eine geringe absolute Hebung des Meeresspiegels bewirkt haben. Der Hauptanteil an dem Vordringen des Eem-Meeres kommt vielmehr der tektonischen, absoluten Senkung des Küstengebietes zu. Wenn die Eem-Transgression nicht auf das Gebiet der westdeutschen Tafel beschränkt ist, sondern auch in Dänemark und im Weichselgebiet stattgefunden hat, so liegt dies daran, daß der Rhythmus zwischen tektonischer Ruhe und tektonischer Aktivität nicht in einem räumlich beschränkten Bezirk in gleichem Takte sich vollzieht, sondern eine weite regionale Bedeutung hat.

[1]) A. Penck, Die Eem-Schwingung, Verh. van het geologisch-Mijnbouwk. Gen. vor Nederl. en Kolonien. Geol. ser. Deel. VI, 1921.

Haben wir somit die zeitliche Reihenfolge der diluvialen Begebenheiten in den Niederlanden und im rheinischen Bergland festgelegt, so bleibt noch zu erörtern, welchen der in Norddeutschland bisher erkannten Eiszeiten die Eisvorstöße im Niederrheingebiete entsprechen. Nach den bisherigen Ausführungen liegt die Antwort nahe. Die gesamte Hauptterrassenzeit des Rheinlandes ist eisfrei. Das Flußpferd lebt nicht nur in der Aufschüttungszeit der Älteren Hauptterrasse, sondern auch in der Ablagerungsperiode der Jüngeren Hauptterrasse. Der erste einschneidende Temperaturabfall — bezeichnend ist für Norddeutschland die Ersetzung des ersten Cardien-Meeres durch das erste Yoldia-Meer — vollzieht sich erst in der zur Älteren Mittelterrasse überleitenden Austiefungsperiode. Nun dringt das Inlandeis bis in die Niederlande vor. Dieser erste Vorstoß kann also nur der ersten Eiszeit Norddeutschlands und der Alpen entsprechen. Die Aufschüttung der Älteren Mittelterrasse und die darauffolgende sehr lange zweite mitteldiluviale Austiefung fällt für Westdeutschland in eine Interglacialzeit. Im Ausgang der mitteldiluvialen Austiefungsperiode dringt das Eis zum zweitenmal nach W vor. Dieser Vorstoß, der fast ebenso weit geht wie der erste, kann nur der zweiten Eiszeit (Saale-Eiszeit) Norddeutschlands entsprechen. Nach dem endgültigen Rückzug des Eises aus Westdeutschland lagert sich die Jüngere Mittelterrasse, auf ihr der ältere Löß ab. Die dritte Eiszeit (Weichsel-Eiszeit) Norddeutschlands erreicht Westdeutschland nicht. Nur ihre Vortrieb- und Rückzugserscheinungen, der jüngere Löß und der Flugsand, bedecken den älteren Löß bezw. die Niederterrasse. Dem Interstadial der Weichsel-Eiszeit ist zeitlich die Eem-Zone zuzuordnen, da sie in den Niederlanden sowohl von Niederterrassenschottern als auch von Flugsanden bedeckt ist. Trotz der im Mittel- und Jungdiluvium fortdauernden und nur für kurze Perioden unterbrochenen Senkung des niederländischen Bodens ist die Eem-Transgression die erste diluviale Meeresüberflutung, die in den Niederlanden erfolgt ist. Der Grund ist einmal in der großen Ablagerungshöhe der Hauptterrasse und der Mächtigkeit der glacialen Schuttmassen zu erblicken.

Diese Gleichzeitigkeiten der wichtigsten geologischen Vorgänge lassen sich, worauf noch w. u. eingegangen werden soll, auch faunistisch gut belegen. Hierzu eignen sich allerdings die für den verhältnismäßig kurzen Zeitraum des Diluviums durchaus persistenten niedrig organisierten Tiere, wie Zweischaler und Schnecken, ebenso wenig wie die Pflanzen. Ihr Auftreten oder Fehlen kann lediglich zur Registrierung klimatischer Bedingungen, also von Eisnähe und Eisferne, dienen. Nur die hochorganisierten Säugetiere scheinen als anpassungsfähige und daher rascher sich umbildende Lebewesen auch für geologisch kürzere Zeiten geeignete biostratigraphische Merkmale zu sein, zumal auch der Mensch als Jäger an der raschen Vernichtung von Relikten Anteil haben dürfte.

Die diluvialen Austiefungszeiten und Terrassen des Rheines stehen daher in folgender zeitlicher Beziehung zur glacialen Chronologie Norddeutschlands:

Niederterrasse	2. Phase der Weichsel-Eiszeit
Jungdiluviale Austiefung	Weichsel-Interstadialzeit 1. Phase der Weichsel-Eiszeit
Jüngere Mittelterrasse	II. Interglacialzeit
2. mitteldiluviale Austiefung	II. (Saale-) Eiszeit
Ältere Mittelterrasse	I. Interglacialzeit
1. mitteldiluviale Austiefung	I. (Elster-) Eiszeit
Hauptterrasse	Präglacialzeit.

II. Die Lokalbewegungen (Reaktionsbewegungen) an den Schollenrändern

Die Schrägstellung von Großschollen äußert sich nicht nur in regionaler Hebung und Senkung, Regression und Transgression des Meeres, sondern ebenso offensichtlich in tektonischen Reaktionsvorgängen (Lokalbewegungen) an den Tafelrändern. An den Rändern treten, der Lage zur Drehachse und zur Richtung des tektonischen Schollengefälles, der Tafelneigung, entsprechend, Pressungen, Zerrungen und Drehverschiebungen größeren oder geringeren Ausmaßes auf, deren Symptome Flexuren, Gelenkfalten und Bruchstreifen sind. Es entstehen am Rande der schräggestellten »Epirogene« langgestreckte »Pressungs«-, »Zerrungs«- und »Verschiebungsorogene«.

Ehe ich diese Randzonen der westdeutschen Großscholle behandele, sei kurz auf den ebenfalls durch Lokalbewegungen entstandenen großen Einbruch eingegangen, der die Westdeutsche Scholle in zwei Teile zerlegt.

Die Niederrheinische Bruchzone

Es kann der Einwand erhoben werden, daß die Abdachung des rheinischen Gebirgsrumpfes und die starke Neigung der Pliocänterrasse und Hauptterrasse des Rheins nach NW nicht durch die regionale Schrägstellung der Großscholle, sondern durch lokale Bewegungen, junge Staffelbrüche zur Nordseeküste hin, verursacht seien. Dieser Einwand erscheint auf den ersten Blick nicht unberechtigt. Wohl fehlen, soweit die bisherigen Aufnahmen ein Urteil gestatten, bis auf wenige Ausnahmen streichende, nach NW gestaffelte Sprünge, aber die Dreiecksform der Niederrheinischen Bucht, d. h. der Umstand, daß mit der Verbreiterung der Bruchzone (Großer Graben, Peelhorst, Graben von Venlo, Horst von Crefeld, Graben von Köln) nach NW auch eine starke Vertiefung einhergeht, kann bedingen, daß die Grabensohle eine Neigung nach NW erhält.

Die Niederrheinische Bruchzone ist[1]), wie ich bereits an anderer Stelle ausgeführt habe, das Zerrungsgelenk zwischen den Hebungsrändern zweier Schrägschollen, der Scholle von Brabant im SW und der Scholle von Münster im NO. Die erstere hat sich in der Zeit der Oberkreide und des Tertiärs nach SW, die letztere nach NO

[1]) E. Zimmermann, Über das Carbon am Niederrhein. Dies. Jahrb. f. 1925, S. 540ff.

geneigt, so daß sich zwischen ihnen durch Aufreißen von Zerrspalten und Böschungssprüngen zu den Zerrspalten hin ein stark gegliedertes Graben- und Horstgebiet mit wechselvollem Auf und Ab bildete. Das Maß der Zerrung beträgt nach den Berechnungen Zimmermann's für die Zeit des Kaenozoicums 3 %, einer horizontalen Zugbelastung von 1—2 km entsprechend.

Wie erklärt sich nun aber die Dreiecksform, die sich in der Zuspitzung des Großen Grabens und der Bucht von Cöln besonders deutlich ausprägt? Meines Erachtens kann es nur eine Deutung geben: Die Drehachsen der Schollen von Brabant und Münster liefen in der Periode der Regionalbewegung einander nicht parallel, sondern standen in einem nach SO konvergierenden Winkel zueinander. Infolgedessen haben sich die Hebungsränder der beiden Schollen in der Nähe der jetzigen Küste stärker voneinander entfernt als im Bereich des heutigen Mittelrheintales. Die nachstehende schematische Skizze mag dies verdeutlichen:



Abb. 9. Die Dreiecksform der Niederrheinischen Bucht.

Wenn die heutige Schräglage der Schollen von Münster und Brabant, die in der Lage der vorcenomanen bezw. vortertiären Transgressionsfläche erkennbar ist, nicht ganz den in der Skizze eingezeichneten Horizontalkomponenten entspricht, so liegt dies an dem Umstande, daß die Kippbewegung der Westdeutschen Hauptscholle, der auch die beiden Teilschollen von Brabant und Münster angehören, fast rechtwinklig zu den gezeichneten Teilkomponenten verläuft. Die tatsächliche Fallinie der Scholle von Münster verläuft daher heute in der Resultanten, d. h. nach NNO und nicht mehr nach ONO. Ebenso ist die Fallinie der Scholle von Brabant nicht mehr wie im Eocän nach SSW gerichtet, sondern nach W. Die nachstehende Skizze verdeutlicht diese Zusammenhänge:

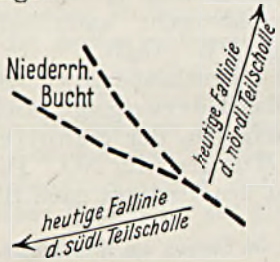


Abb. 10. Die Fallinien der Teilschollen von Münster und Brabant.

Auf die Frage, ob die Schrägstellung, beispielsweise der Hauptterrassenschotter, auf den Einbruch der Niederrheinischen Bucht oder auf die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle zurückzuführen ist, gibt uns die zeitliche Entstehung der Niederrheinischen Bruchzone Antwort. Die erste Anlage der Niederrheinischen Bruchzone ist in der Zeit der Oberkreide erfolgt und zwar mit Beginn der Schrägstellung der Schollen von Münster und Brabant. Die ursprünglich aneinanderstoßenden Hebungsränder der Schollen wurden damals durch das heutige Gebiet des Krefelder Horstes, des Grabens von Venlo, des Peel-Horstes, des Großen Grabens und des Massivs von Brabant dargestellt. Die erste dazwischen entstandene Zerrspalte wird heute durch das Bruchsystem des Großen Grabens (Zentralgrabens) und des Grabens von Venlo (Erft-Grabens) verdeckt. Während also in der Kreidezeit die größten Teile der jetzigen Niederrheinischen Bruchzone zu den Hebungsrändern gehörten und nur eine oder zwei anfangs schmale Zerrungsspalten zwischen ihnen lagen[1]), verbreiterte und vertiefte sich der Einbruch unter Vermittlung von Böschungssprüngen im Paleocän und Untereocän, so daß das Meer buchtartig eindringen konnte. Damals hatte die Westdeutsche Großscholle ihre regionale Bewegung noch nicht begonnen, so daß im Küstenverlauf die Bewegungen der Teilschollen von Münster und Brabant und namentlich der Einbruch des Zerrungsstreifens noch ausgezeichnet zum Ausdruck kommen.

Für eine Ruhelage der Westdeutschen Großscholle im älteren Tertiär spricht auch das Vorhandensein von Resten einer präoligocänen, vermutlich untereocänen Terrassenablagerung, der Wahner Terrasse, von Rauff[2]) und Fliegel[3]) zuerst erkannt.

Vom Mittel-Eocän[4]) an beginnt die regionale Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle[5]) das Bild zu verwischen, jedenfalls erweist sich im Obereocän, Unter- und Mitteloligocän die regionale Bewegung der Hauptscholle als der allein die Küstenform bestimmende Vorgang. Da auch im Oberoligocän und Untermiocän die Bucht nicht mehr deutlich in Erscheinung tritt, so ist sogar die Annahme berechtigt, daß vom Mitteleocän an bis zum Untermiocän die Lokalbewegungen an den Rändern der Teilschollen von Brabant und Münster geruht haben oder doch sehr abgeschwächt waren[6]). Diese Erfahrung

[1]) G. Fliegel, (Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht, Abh. d. Geol. L.-A. Neue Folge, Heft 92, S 135 ff.) weist besonders darauf hin, daß in der Kreidezeit die Bucht noch nicht bestanden hat und daß vor allem das Gebiet des Großen Grabens ebenso wie das Gebiet des Krefelder Horstes vom Kreidemeer gemieden wurde. Diese bisher ungedeutete Tatsache findet bei Zugrundelegung der Schrägschollentheorie eine einleuchtende Erklärung.

[2]) Rauff, Über die Altersbestimmung der Neandertaler Menschen. Verhdlg. d. Naturh. Vereins f. Rhld. u. Westf. Bd. 60, S. 32, Bonn 1903.

[3]) G. Fliegel, Untergrund der Niederrheinischen Bucht, a. a. O. S. 31.

[4]) Die Teilscholle von Brabant hat ihre letzten deutlichen Schrägschollenbewegungen im Laekanien und Ledien (Mitteleocän) ausgeführt.

[5]) Im Mittel-Eocän setzt die erste tertiäre Hebung des Schiefergebirges ein.

[6]) G. Fliegel, (Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. Abh. d. Preuß. Geol. L.-A. N. F. 1822, S. 69) hebt hervor, daß die Umwandlung des Niederrheingebietes in eine Schollenlandschaft nacholigocän ist.

wird auch durch die tektonische Geschichte der Osning-Schwelle [1]) unterstützt, die bekanntlich das zur Niederrheinischen Bruchzone korrelate Pressungsgelenk der Schrägscholle von Münster darstellt. Erst im Mittelmiocän nimmt die Schrägstellung der beiden Teilschollen und zwar zugleich mit den Bewegungen der Westdeutschen Großscholle ihren Fortgang. In der nun folgenden Zeit dringt das Obermiocän- und Pliocänmeer weit in die deutlich ausgeprägte Bucht ein. Dies ist ein Zeichen dafür, daß die am Ausgang des Untermiocäns stark aufflackernde tektonische Regionalbewegung, nicht nur der Hauptscholle, sondern auch der Teilschollen, bis zum Ende des Pliocäns Lokalbewegungen großer Intensität (der Höhepunkt wurde im Pliocän erreicht) im Gefolge gehabt hat.

Seit dem Ausgang des Pliocäns ist die Niederrheinische Bucht als Meeresbucht verschwunden. Auch die heutige Küste läßt ihr Vorhandensein nicht erkennen. Wir dürfen aber nicht etwa annehmen, daß in nachpliocäner Zeit die lokalen Senkungen aufgehört haben. Sie sind im Diluvium, auch nach Ablagerung der Hauptterrasse, weiter gegangen. Beachten wir nämlich die Lage der Unterkante der Älteren Hauptterrasse und fertigen danach eine Isohypsenkarte (Tafel 19) [2]), so zeigen sich namentlich im Bereich der Ville, des Erft-Grabens und der nördlichen Abdachung der Eifel sehr beträchtliche Verbiegungen der Hauptterrasse, die allein durch fluviatile Unregelmäßigkeiten im altdiluvialen Stromlauf nicht zu erklären sind. Wir müssen vielmehr starke tektonische Bewegungen voraussetzen. Auf Tafel 20 ist versucht worden, aus der Isohypsenkarte eine Isobasenkarte abzuleiten, die Linien gleicher tektonischer Aufwärtsbewegung in quartärer Zeit wiedergibt. Als Grundlage hierzu dient die Höhenlage des altdiluvialen Rheines, die sich angenähert aus der Lage der Mündung und den Gefällverhältnissen (vgl. S. 490) erschließen läßt. Diese Karte darf naturgemäß nur als erster Versuch bewertet werden, aus der Terrassenlage eines größeren Stromes das Maß der tektonischen Bewegung seines Ufergeländes zu ermitteln. Die wechselnde Stärke der Aufwärtsbewegung ist die Resultante zweier im wesentlichen entgegengesetzter Komponenten. Der regionalen Hebungskomponente steht die kleinere abwärts gerichtete Komponente — die lokaltektonische Senkung in den Schwächezonen — gegenüber.

Daß nicht nur flexurartige Verbiegungen — die Kurvenform der Isohypsen könnte zu einer solchen Auffassung führen — der Hauptterrasse während ihrer Ablagerungen und später eingetreten sind, sondern daß auch echte Sprünge die Verwerfung von Schollenstreifen vermittelt haben, geht beispielsweise aus dem starken Abfall der Haupt-

[1]) W. Haack, Die nordwestfälisch-lippische Schwelle, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. f. 1924, Monatsber. S. 33 und Burre, Die Piesberg-Pyrmonter Achse in der Gegend südl. von Bünde, Jahrb. Geol. Landesanst. f. 1921, S. 533.

[2]) Bei der Anfertigung der Karten haben mich durch Angaben über die Terrassenlagen des Rheins und seiner Nebenflüsse besonders unterstützt die Herren Abt.-Dir. Prof. Dr. Fliegel, Bergrat Dr. Zimmermann, Bezirksgeologe Dr. Paeckelmann, Dr. Burre, Dr. Michels, Dr. Breddin.

terrasse bei Rheinbach hervor, wo eine unvermittelte Absenkung der Hauptterrasse von +250 m auf +160 m NN. besteht. Da der hier in WNW—OSO verlaufende Rheinbacher Sprung und seine südlichen Parallelsprünge die südliche Begrenzung des Erft-Grabens bilden, so geht aus dem Isohypsen-Bild mit Sicherheit hervor, daß die lokalen Absenkungen im Bereich dieser gewaltigen Bruchzone noch in quartärer Zeit fortgedauert haben. Von ebenso großer tektonischer Bedeutung ist die nördliche Begrenzung des Erft-Grabens gegenüber dem Ville-Horst, der Erft-Sprung. Sein quartärer Verwurf beträgt bei Heppendorf mehr als 100 m. FLIEGEL hat die Tatsache der starken quartären Störungen besonders hervorgehoben[1]) und zahlreiche fortlebende Verwerfungen in sein Kartenbild eingezeichnet.

Wenn sich diese nachtertiäre lokaltektonische Senkung im heutigen Küstenverlauf nicht besonders bemerkbar macht, so liegt dies im wesentlichen daran, daß die quartäre lokaltektonische Bewegung von der Regionalbewegung und durch die gewaltigen Schotteranhäufungen des Rheins in den Grabenzonen übertönt wird. Die Regionalbewegung ist die stärkere Komponente, das bedeutsamere morphologische Moment; sie bestimmt das Schrittmaß der absoluten Hebung im Bergland, der Senkung im Küstengebiet.

Fassen wir zusammen, so ergibt sich, daß die Niederrheinische Bruchzone im wesentlichen bereits vorhanden war, als die Großscholle ihre tertiäre Kippbewegung begann, daß sie zweimal (im Paleocän + Untereocän sowie im Obermiocän + Pliocän) als deutliche Meeresbucht bestanden hat; in diese beiden Perioden haben wir die stärksten tektonischen Lokalbewegungen im Bereich der Bucht zu verlegen.

Für die zeitliche Aufeinanderfolge und Durchkreuzung der Regional- und Lokalbewegungen, der Epirogenese und Zerrungsorogenese, läßt sich folgendes graphische Schema zeichnen:

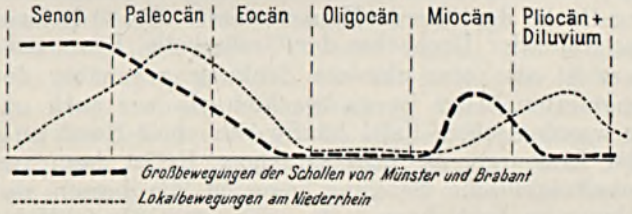


Abb. 11. Intensität-Zeit-Diagramm der Regionalbewegungen der Schrägschollen von Münster und Braband und der Reaktionsbewegungen in der Niederrheinischen Bruchzone.

Das Schema läßt erkennen, daß die episodischen Lokalbewegungen den säkularen regionalen Bewegungen fast auf dem Fuße gefolgt sind. Es besteht eine periodische Interferenz und genetische Verknüpfung. Die Lokalbewegungen sind nichts weiter als Reaktionsvorgänge an den

[1]) G. FLIEGEL, Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht, a. a. O., S. 10.

Schollenrändern zum Ausgleich der durch die Regionalbewegung erzeugten Druck- und Zugspannungen. Alle Transgressionen und Regressionen des Meeres, jede Landwerdung und Sedimentation sind letzten Endes tektonisch (regional- und lokaltektonisch) bedingt.

Es ist eine wichtige Frage, wieweit die Niederrheinische Bruchzone in das Bergland hineinragt. Hierüber gibt die Isohypsenkarte (Tafel 19) Aufschluß. Wohl endet bei Bonn die eigentliche Niederrheinische Bucht. Die Bruchzone verliert aber nur an Tiefe und Breite. Abgeschwächt zieht sich der Erftgraben bis Neuenahr, der Kölner Graben als Duisdorfer Graben und als Senke von Sinzig nach SO fort. Der Verlauf der tektonischen Bruchzone ist nicht nur an der Absenkung der Hauptterrasse um etwa 40 m bei Ringen-Bölingen und um etwa 20 m bei Sinzig zu erkennen, sondern vor allem an der Höhenlage der Kieseloolithschotter, die südöstlich von Kirchdaun nur 155 m hoch liegen, obwohl im Hinblick auf die Nachbarvorkommen eine Höhenlage von 220—235 m zu erwarten wäre.

Aber noch weiter nach SO ist die tektonische Senke zu verfolgen. Ihre Fortsetzung ist das Neuwieder Becken, dessen Randstörungen vorwiegend NW—SO-Richtung besitzen, wenn auch schon einzelne N—S- bezw. NNO—SSW-Sprünge die tektonische Struktur modifizieren, weiterhin ein schmaler, den Rhein begleitender Graben, dessen Vorhandensein insbesondere durch die Brunnen-Tiefbohrungen bei Rhens und Oberlahnstein bekannt geworden sind[1]).

Bei der regionalen Aufwärtsbewegung des rheinischen Berglandes sind also nicht nur die Grabenstreifen der niederrheinischen Bucht, sondern auch das Becken von Neuwied und in gleicher Weise das Limburger Becken durch lokale Senkung gegenüber der Hauptmasse des Rumpfes zurückgeblieben. Diese lokale Senkung ist aber nirgends zwischen Bonn und Bingen im Zeitraum des Quartärs zu absoluter Senkung geworden, d. h. zu einer Senkung bis unter die ehemalige Ablagerungsfläche der älteren Hauptterrasse. Die O-Isobase liegt erst in größerer Nähe der Drehachse der Großscholle, Bonn und Düren abwärts. Dort ist also eine absolute Senkung gegenüber dem Meeresspiegel eingetreten. Dies ist zu beachten, da wir auch im Hebungsgebiet der westdeutschen Tafel häufig von einer Senkung des Neuwieder oder Limburger Beckens sprechen. Es ist dann ausschließlich relative lokaltektonische Senkung gemeint, die besser als verminderte Hebung zu bezeichnen wäre, eine verminderte Hebung gegenüber der stärkeren Hebung des tektonisch nicht so stark gelockerten Rumpfes.

Die Isobasenkarte läßt aber noch eine weitere sehr wichtige Ausdeutung zu. Sie vermag als erste Grundlage für eine Abschätzung der tektonischen Bodenbewegungen der Gegenwart dienen. Da wir in einer Zeit tektonischer Aktivität leben, einer Aktivität, die nichts

[1]) O. Follmann, Die Koblenzschichten am Mittelrhein und im Moselgebiet. Vhdlg. des Naturk. Vereins der pr. Rhld. u. Westf. 78/79. Jahrg. 1921-22. Bonn 1925, S. 89ff.

weiter ist als die Fortsetzung der starken mittel- und jungdiluvialen Regional- und Lokalbewegung, so bezeichnen im wesentlichen die gezeichneten Linien gleicher Hebung seit Beginn des Diluviums gleichzeitig die Linien gleicher Bodenhebung auch in der Gegenwart. Setzen wir beispielsweise — die genaue Festlegung der Zahlen wird naturgemäß der künftigen Landesvermessung vorzubehalten sein — die Hebung bei Andernach mit etwa 7 cm[1]) im Jahrhundert an, so würde eine ähnliche Hebungsgröße sich für alle diejenigen Punkte ergeben, die etwa auf der das Neuwieder Becken und die Niederrheinische Bucht umziehenden 130 m-Isoanabase liegen.

Geringer wäre die Hebung bei Bonn (3 cm im Jahrhundert) und bei Siegburg anzunehmen. Die O-Isobase würde auch für die Gegenwart die Punkte der Ruhe gegenüber dem Meeresspiegel bezeichnen.

Die quartäre Hebung bezw. Senkung einiger Punkte des Nieder- und Mittelrheingebietes:

Ahrweiler	+ 146 m	Lorch	+ 158 m
Andernach	+ 132 »	Mülheim-Ruhr	+ 19 »
Bergheim	+ 7 »	Neuwied	+ 75 »
Bochum	+ 26 »	Oberhausen	+ 10 »
Coblenz	+ 70 »	Ohligs	+ 44 »
Cochem	+ 200 »	Ratingen	+ 28 »
Duisburg	± 0 »	Remscheid	+ 103 »
Düren	+ 52 »	Rheinbach	+ 90 »
Elberfeld	+ 100 »	Rheydt	— 5 »
Erkelenz	+ 15 »	St. Goarshausen	+ 142 »
Eschweiler	+ 75 »	Siegen	+ 115 »
Essen	+ 23 «	Sinzig	+ 110 »
Euskirchen	+ 80 »	Solingen	+ 98 »
Grevenbroich	± 0 »	Stolberg	+ 120 »
Gummersbach	+ 130 »	Wissen	+ 100 »
Hattingen	+ 65 »	Witten	+ 45 »
Jülich	— 32 »	Zülpich	+ 95 »

Aus den Kartenbildern läßt sich entnehmen, inwieweit die Oberflächengestaltung des rheinischen Berglandes nicht nur im Ganzen, sondern auch in seinen Teilen tektonisch bedingt ist.

Ausschließlich tektonische Ursache besitzt die Abdachung des gesamten Berglandes nach NW. Sie entspricht der Schräglage der Großscholle. Aber auch die Schrägstellung einzelner Teilschollen, insbesondere im Bereich der Niederrheinischen Bruchzone, drückt sich morphologisch aus. Die langgestreckten Graben- und Horststreifen besitzen fast durchweg Schlagseite nach NO. Auf der Isohypsenkarte erscheint beispielsweise die Unterfläche der Hauptterrasse der Erftscholle von Erp nach Gymnich flach geneigt; sie stößt schräg gegen den Erftsprung ab. Diese Neigung ist auch an der leichten Abdachung der Tagesoberfläche deutlich erkennbar. Sie ist ferner die Ursache dafür, daß die Erft zwischen Weilerswist und Bedburg auf der Grenze zwischen Erftscholle und Ville-Horst fließt. Der Fluß hat sich die tiefste Depression des einseitigen Erftgrabens als Bett gewählt, nicht die Zerrüttungszone des Erftsprunges, wie man bei

[1]) Vgl. S. 544.

oberflächlicher Betrachtung annehmen könnte. Da die Erftscholle in der Gegend von Heppendorf sich in absoluter Senkung um etwa 3,5 cm im Jahrhundert gegenüber dem Meeresspiegel befindet, so erodiert die Erft dort die Erftscholle überhaupt nicht, sie erhöht vielmehr durch Aufschüttung ihr Bett. Nur unter Seitenerosion greift sie den nördlichen Steilhang, den Ville-Horst an, der sich in Aufwärtsbewegung gegenüber dem Erftspiegel befindet. Die verschiedene Neigung der Talhänge ist demnach im wesentlichen tektonisch bedingt. Ähnliche Verhältnisse bestehen an der Roer, Düren abwärts, und bei vielen anderen Flüssen des Niederrheingebietes, da die einseitige Lage der Schollenstreifen eine fast allgemeine Erscheinung ist[1]).

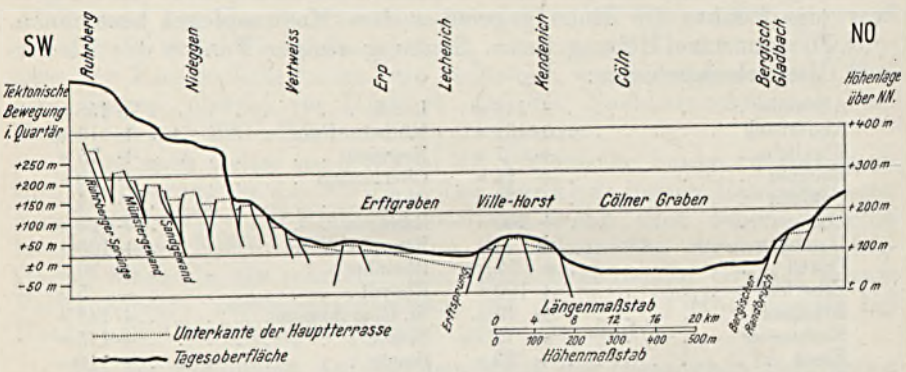


Abb. 12. Die Bedeutung der quartären tektonischen Bewegungen der Niederrheinischen Bruchzone für die Oberflächengestaltung.

Vergleicht man die örtliche Schräglage der Hauptterrassenunterfläche mit der Schräglage des Tagesgeländes, beispielsweise im Bereich des Erftgrabens, so läßt sich der Anteil der Hauptterrassenzeit an der Gesamtdauer des Quartärs berechnen. Aus den Lagerungsverhältnisen der Erftscholle ergibt sich, daß die Hauptterrassenzeit (von Beginn der Aufschüttung der älteren Hauptterrasse bis zum Abschluß der Aufschüttung der Jüngeren Hauptterrasse) etwa $^2/_5$ der gesamten Quartärzeit gedauert hat. Einen ähnlichen Wert erhalten wir [2]), wenn wir den auf die Hauptterrassenzeit entfallenden Verwurf am Erftsprung bei Heppendorf mit dem Gesamtverwurf im Quartär vergleichen. Die Ermittelung der Dauer der Hauptterrassenzeit gegenüber der späteren Quartärzeit ist deshalb besonders wichtig, weil wir für die altdiluviale, von einer nur kurzen Regionalbewegung unterbrochene Ruheperiode keinen zuverlässigen Maßstab besitzen. Aus der Schottermasse und der Schottermächtigkeit die Aufschüttungszeit berechnen zu wollen, dürfte sehr schwierig sein.

[1]) H. Quiring, Zur Stratigraphie und Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanstalt für 1913, S. 216.

[2]) H. Quiring, Quartäre Bodenhebung und Bodensenkung am Mittel- und Niederrhein. Ztschr. f. d. Berg-, Hütten und Salinen-Wesen im Preußischen Staate. Jahrg. 1926, Abh. B.

Morphologisch bedeutungsvoll ist weiter die Tatsache, daß der Rheinlauf von Bingen bis zur Mündung in seiner Lage tektonisch vorgezeichnet worden ist. Wie ich noch weiter unten ausführen werde, durchfließt der Rhein die Strecke von Bingen bis Neuwied erst seit dem mittleren Miocän. Die Isobasenkarte zeigt, daß er sich eine tektonische Senke wechselnder Breite als Weg gewählt hat. Wichtige tektonische Depressionen auf diesem Wege sind das seit der Oligocänzeit um mehr als 200 m gegen seine Umgebung in der Aufwärtsbewegung zurückgebliebene Neuwieder Becken und die Niederrheinische Bucht. Daß die Talfläche des mitteldiluvialen, jungdiluvialen und alluvialen Rheins nur einen Teil der Hauptterrassenfläche einnimmt, ist eine allen Flüssen gemeinsame Erscheinung. Sie ist im wesentlichen dadurch bedingt, daß keine spätere Aufschotterungszeit der Hauptterrassenzeit an Dauer gleichgekommen ist. Auf die Frage, weshalb der jüngere Rhein sich auf die nordöstliche Hälfte der Hauptterrassen-Talfläche beschränkt hat — übrigens hat er auch dort nirgends den altdiluvialen Talrand überschritten — ist bereits FLIEGEL[1]) eingegangen. Ich halte es für wahrscheinlich, daß am Ende der Hauptterrassenzeit, also zu Beginn der ersten mitteldiluvialen Austiefungsperiode der Rhein in der östlichen der drei großen Depressionen (Roer-Graben, Erft-Graben, Cölner Graben) der Niederrheinischen Bruchzone, dem Cölner Graben lag und sich dort einschnitt. Durch das dem Einschneiden zeitlich entsprechende Aufsteigen des Ville-Horstes wurde dem Rhein die Möglichkeit genommen, später in die westlichen Depressionen überzutreten.

Neben der Vertikalbewegung, deren Ausmaß für die Linie Ruhrberg a. d. Roer—Cöln—Wipperfürth auf Skizze 12 dargestellt ist, hat im Kaenozoicum noch eine divergente Längenveränderung in SW—NO-Richtung stattgefunden. In dieser Richtung haben sich alle Punkte voneinander entfernt. Bei Berücksichtigung der tektonischen Lage der einzelnen Bruchstreifen und unter der Voraussetzung eines mittleren Fallwinkels der Sprünge von 70° ergibt eine überschlägige Berechnung[2]) für eine Linie, die von Ruhrberg a. d. Roer über Cöln nach Wipperfürth gelegt ist, eine quartäre Zerrung (Dilatation) von rund 300 m.

Der Rheinische Graben als Zerrungsgelenk zwischen Westdeutscher und Schwäbischer Schrägscholle

Jede in schräge Lage geratende Großscholle reißt von ihrem Hinterlande dort ab, wo ihr Hebungsrand liegt, d. h. auf einer Linie, die der Drehachse parallel läuft. Wenn wir unter diesem Gesichtspunkt die Skizze 1 auf S. 488 überschauen, so ergibt sich nur eine Antwort: Der SSW—NNO streichende Rheintalgraben mit seiner nördlichen Fortsetzung, der Hessischen Senke, ist das Zerrungsgelenk, das »Zerrungsorogen« zwischen zwei schräggestellten »Epirogenen«, der West-

[1]) G. FLIEGEL, Untergrund, a. a. O., S. 147.

[2]) Über die Berechnungsweise vgl. QUIRING, Die Entstehung der Schollengebirge. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. f. 1913, Abh. S. 436.

deutschen Großscholle und der ebenfalls, allerdings nicht so stark schräg liegenden Schwäbischen Scholle. In fast geradlinigem Lauf geht die Grabenzone der Drehachse der Westdeutschen Großscholle parallel und unmittelbar an ihrem Westrande liegen die höchsten Erhebungen des rheinischen Gebirges.

Den Mechanismus der Grabenbildung veranschaulicht das schematische Profil auf S. 552, das wir uns von Haag über Cöln, Heidelberg gelegt denken können.

Der Zerrungsbetrag, der zur Ausbildung des Rheintalgrabens geführt hat, dürfte insgesamt 1 km betragen und damit fast ebenso groß sein, wie der für die Niederrheinische Bruchzone zwischen Maastricht und Duisburg berechnete. Die Grabentiefe kommt jedoch, da es sich um ein im Ganzen jüngeres Gebilde als die Niederrheinische Bruchzone handelt, morphologisch stärker zum Ausdruck, wie ja auch die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle an der Gelände-Abdachung der Rumpffläche nach NW weit deutlicher erkennbar ist, als beispielsweise die Abdachung der Brabanter Scholle nach SW oder die der Scholle von Münster nach NO, die kaum noch morphologisch hervortreten, da die Schrägstellung der beiden Teilschollen seit der Hauptterrassenzeit nur geringe Fortschritte gemacht hat.

Daß die Bildung des Rheintalgrabens als Lokalbewegung die Folge der regionalen Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle ist, geht auch aus der zeitlichen Verknüpfung hervor[1]).

Wie oben erwähnt, prägt sich die tertiäre regionale Schrägstellung der Großscholle zum ersten Male im Mitteleocän aus. Diese Bewegung erzeugt im Obereocän[2]) am Hebungsrand der Großscholle das erste Aufbrechen der zugehörigen Zerrspalte zwischen Chatenois, Belfort und dem heutigen Zusammenfluß der Werra und Fulda. Durch Nachbrechen der Spaltenwände an Böschungsstufen erweiterte sich der erste Zerrungsriß rasch zu einem breiten und tief einsinkenden Graben[3]), in dem sich zunächst Binnenseen bildeten, die aber zeitweise mit dem Oligocänmeer im N in Verbindung traten. Der Einbruch des Grabens setzte sich während der ganzen Unter- und Mitteloligocän-Zeit fort. Die tektonische Lokalbewegung culminierte im Unteren Mitteloligocän mit einer absoluten Absenkung der Talschollen im Oberelsaß von über 500 m. Auch im Mittleren und Oberen

[1]) In diesem Zusammenhang stehen nur die känozoischen Bewegungen im Rheintalgraben zur Erörterung. Zweifellos bezeichnet — hierauf hat Stille neuerdings wieder hingewiesen — der Graben eine sehr alte meridionale Schwächezone, deren Kontur sich immer wieder aus dem Sockel heraus nach oben abbildet, und die zeitweise Pressungsorogen, zeitweise Zerrungsorogen, ja auch Verschiebungsorogen gewesen ist.

[2]) v. Linstow, a. a. O., S. 48 u. 56. In ausgezeichneter Weise hat v. Linstow die Entstehung des Grabens durch Aufbrechen eines Gewölbescheitels erklärt, d. h. durch einen mechanischen Vorgang, der den tatsächlichen Verhältnissen durchaus zugrundeliegen kann.

[3]) Seine rascheste Verbreiterung hat der Graben im Oberelsaß erfahren, wo die stärkste regionale Hebung des Randes der Westdeutschen Großscholle (Vogesen) erfolgt ist. Im Mainzer Becken bestand im Unteroligocän erst eine verhältnismäßig schmale Einsenkung südwestlich von Kreuznach, wie die marinen Sande von Waldböckelheim dartun. Das Mainzer Becken brach in ganzer Breite erst im Mitteloligocän ein.

Mitteloligocän wurde der Graben um über 500 m dort vertieft, wo nicht der durch die gewaltige Dilatation hervorgerufene Massendefekt durch aufquellendes Magma ausgeglichen wurde. Bei diesen Bewegungen handelt es sich keinesfalls nur um ein Zurückbleiben der Talschollen gegenüber den Hebungsrändern, wie von einzelnen Forschern angenommen worden ist. Tatsächlich hat eine absolute Senkung der Talschollen stattgefunden, wie sie die Schrägstellung der Großscholle und die hieraus sich ergebende Zerrung verlangt, da ja heute das Tertiär im Oberelsaß 1500 m unter dem Meeresspiegel liegt. Dieser Vertiefung unter Vermittlung von Verwerfungen steht die beträchtliche regionale Hebung der Vogesen, die von allen Teilen des Hebungsrandes der Westdeutschen Großscholle am meisten herausgehoben worden sind, gegenüber. Es zeigt sich also auch beim Rheintalgraben die gleiche Erscheinung, die bereits an anderer Stelle für die Schrägschollenbewegungen hervorgehoben wurde, daß der stärksten regionalen Aufwärtsbewegung die größte lokale Absenkung entspricht und benachbart ist. Die rasche Aufwärtsbewegung der Vogesen hat bewirkt, daß schon im Mitteloligocän der Granit unter der erodierten Triasdecke zum Vorschein gekommen ist[1]). Im Oberoligocän ist die Vertiefung des Rheintalgrabens und der Hessischen Senke geringer, wenn sie auch noch ausreicht, die tektonische Grundlage für einen Meeresarm bis nach Straßburg abzugeben, in denen sich die oberoligocänen Cerithien-Schichten des Mainzer Beckens und der Wetterau ablagern konnten.

Die lange tektonische Ruhezeit des Untermiocäns, die sich in der zeitweisen Unterbrechung der Regionalbewegung der Großscholle ausprägt, hat auch die Lokalbewegungen im Rheintalgraben einschlafen lassen. Sie erlöschen in der untermiocänen Binnensee-Periode der *Corbicula*-Schichten (Basel, Bruchsal, Mainzer Becken, Frankfurt-Hanauer Becken, Casseler Senke). Im Mittelmiocän und Pliocän sind vertikale Schollenbewegungen größeren Ausmaßes nicht mehr erfolgt. Starke Tangentialdruckspannung aus SSO-Richtung hat den regelmäßigen Fortgang der für das Obermiocän zu erwartenden Zerrungs- und Senkungsbewegungen im Bereich des Rheintales aufgehalten, so daß sich die im Mittelmiocän wieder beginnende Regionalbewegung der Westdeutschen Großscholle lokaltektonisch nicht auswirken konnte. Vielmehr sind die Grabenrandbrüche und Staffelsprünge des Rheintalgrabens durch den Tangentialschub zeitweise zu Blättern geworden und haben, wie die horizontalen Rutschstreifen erweisen, stärkere Horizontalverschiebungen vermittelt.

Das Fehlen tektonischer Lokalbewegungen im Mittel- und Obermiocän kann auch darin seine Ursache haben, daß die starken frühmiocänen, magmatischen Ergüsse die Zerrungsspalten im Rheintalgraben und der Hessischen Senke verstopft haben, so daß eine descendente Ausfüllung der Zerrspalten durch an Böschungssprüngen absinkende Lokal-Schollen nicht eintrat.

[1]) van Werveke, Die Trierer Bucht und die Horsttheroie. Ber. Niederrh. Geol. Verein 1910, S. 12ff.

Erst im Diluvium beginnt die westöstliche Zerrung im Bereich des Rheintalgrabens sich wieder in Verwerfungen zu äußern, wie die Absenkung der Rheinschotter um Hunderte von Metern bei Darmstadt, Worms, Mannheim, Heidelberg, Karlsruhe beweist. Allerdings liegen über das Alter der Schotter genauere Untersuchungen noch nicht vor, so daß eine zeitliche Ordnung der Senkungsvorgänge nicht möglich ist. Zweifellos aber haben die Hauptbewegungen erst nach Ablagerung der Hauptterrassenschotter des Rheins stattgefunden.

Eine kurze Bemerkung verlangt noch das eigenartige Einspringen des Rheintales südlich des Taunus bis nach Bingen und die ebenso merkwürdige Umbiegung der sonst im allgemeinen SSW—NNO streichenden Verwerfungen in die OW-Richtung, die besonders auffällig zwischen Frankfurt und Bingen besteht. Diese bisher noch nicht einleuchtend erklärte Tatsache läßt sich in der Weise deuten, daß die Westdeutsche Großscholle gewissermaßen in zwei Teilschollen zerfällt, deren Hebungsränder auf der Linie Bingen—Bonn aneinanderstoßen. Teilen wir auch den Hebungsrand der Westdeutschen Großscholle unter die beiden Teilschollen auf, so erhält jede Teilscholle einen halbkreisförmigen Hebungsrand. Diese beiden Halbkreise vereinigen sich bei Bingen und erzeugen eine stumpfwinklige Ausstülpung des Zerrungsgelenks, d. h. des Rheintalgrabens, wie nachstehende Skizze veranschaulicht.

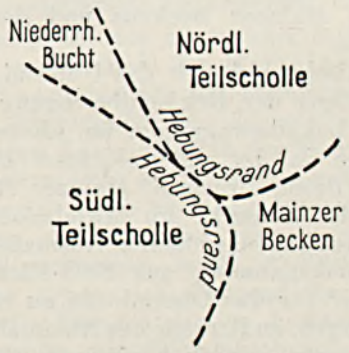


Abb. 13. Die Entstehung der Einstülpung von Bingen.

Wenn es auch nicht möglich ist, über das Alter der lokalen Absenkungen im Oberrheintal selbst genauere Feststellungen zu machen, so bieten sich doch einige Anhaltspunkte bei Betrachtung der Höhenlage der älteren Terrassen an den Talrändern, insbesondere am Abfall des Taunus zum Mainzer Becken. Bei Lorch-Trechtinghausen, also noch außerhalb des Bereichs der Randstörungen des Mainzer Beckens, liegt beispielsweise die Ältere Hauptterrasse 270 m über NN. Dagegen verteilen sich die äquivalenten Terrassenreste (Taunusschotter, Leberbergkiese) bei Wiesbaden auf Höhenlagen von 290 bis 120 m über NN. Dort liegen stellenweise, ebenso wie am Niederrhein, Hauptterrassenschotter unmittelbar auf den Schottern der Tertiärterrassen. Dies ist ein Zeichen dafür, daß die Tertiärschotter

die allgemeine Aufwärtsbewegung des Berglandes teilweise nicht mitgemacht haben, sondern lokaltektonisch gesenkt (zurückgeblieben) sind. In gleicher Weise sind auch die Hauptterrassenschotter nach ihrer Ablagerung lokaltektonisch abgesenkt worden[1]). Diese relative Absenkung hat auch in jungdiluvialer Zeit noch angehalten, da die von Löß bedeckte Jüngere Mittelterrasse am Rande des Mainzer Beckens nur 10 m über dem Rheinspiegel liegt[2]), während beispielsweise der Abstand bei Andernach 25 m beträgt.

Von weitergehender und sehr wesentlicher Bedeutung erscheint mir diese Feststellung lokaltektonischer Absenkungen diluvialen Alters bei Wiesbaden deshalb zu sein, weil sie uns ein neues Kriterium gibt für die Beurteilung der Bildungszeit der für die diluviale Zeitrechnung so wichtigen Mosbacher Sande. LEPPLA hat den Mosbacher Sand der mittleren Terrassenfolge des Mains bezw. Rheins zugerechnet. Es erhebt sich die Frage, ob diese Zurechnung richtig ist.

Der Mosbacher Sand ist nach seiner petrographischen Zusammensetzung in einem vom Main berührten See abgelagert. Das nördliche Seeufer verlief von Nieder-Walluf über Dotzheim, Wiesbaden, Erbenheim, Nordenstedt, Wallau, Diedenbergen nach Hofheim. Der See ist bereits geraume Zeit vor Aufschüttung der Jüngeren Mittelterrasse des Rheins trocken gelegt worden, da diese Terrasse, bedeckt von Löß, am Rheinrand völlig lückenlos entwickelt ist und heute 30—70 m unterhalb der Sandterrassen von Mosbach liegt. Der Mosbacher Sand entspricht daher älteren Terrassenstufen. Nördlich des ehemaligen Mosbacher Seeufers fehlen durchweg Rhein- oder Mainschotter, die den beiden Stufen der Hauptterrasse und der Älteren Mittelterrasse des Mittelrheins entsprechen könnten. Nur Lokalschotter (Taunusschotter), von LEPPLA ins Mitteldiluvium gestellt, von mir als bisher ungegliederte lokale Äquivalente der Hauptterrassenstufen und der Älteren Mittelterrassenstufe betrachtet, sind vorhanden. Sie liegen 295—170 m über NN., während die Mosbacher Sande zwischen 200 und 120 m über NN. liegen. Wegen ihrer größeren Nähe zum Mainzer Becken sind die Mosbacher Sande etwas stärker tektonisch abgesenkt als die Taunusschotter. Setzen wir solche Absenkungen schon für die Zeit der Ablagerungen des Mosbacher Sandes voraus[3]) — hierfür spricht ja schon das lange Vorhandensein des Sees — und beachten wir die Tatsache, daß der Mosbacher Sand ebenso wie die Taunusschotter Oligocän und Untermiocän (Hydrobienkalk) unmittelbar überlagern, so können wir mit Gewißheit sagen, daß der Mosbacher See die ganze Hauptterrassenzeit und Ältere Mittelterrassenzeit hindurch bestanden hat. Erst die zweite mitteldiluviale Austiefung des Rheinbettes — bei Wiesbaden

[1]) Werden Regionalbewegung und Lokalbewegungen gemeinsam betrachtet, so ergibt sich naturgemäß auch für die Hauptterrassenschotter des Taunusabfalles größtenteils noch eine Aufwärtsbewegung:

Ablagerungshöhe der Hauptterrasse bei Wiesbaden: 120 m über N. N.
Heutige Lage: 120—290 m über N. N.

[2]) LEPPLA, Erläuterungen zu Blatt Wiesbaden-Kastel der geol. Spez.-Karte v. Preußen. Berlin 1923.

[3]) Diese Auffassung hat auch LEPPLA (Erläuterungen zu Bl. Hochheim-Raunheim d. geol. Spez. Kart. von Preuß., Berlin 1923, S. 26) vertreten.

um etwa 70 m — legte den See trocken. Die spätere und beträchtlich tiefer liegende Aufschüttung der Jüngeren Mittelterrasse hat jedenfalls mit dem altdiluvialen und frühmitteldiluvialen Mosbacher See nichts mehr zu tun.

Dieses aus tektonischen Erwägungen abgeleitete Ergebnis steht in vorzüglicher Übereinstimmung mit der von Soergel[1]) aufgestellten Altersgliederung der Säugetierfauna des Mosbacher Sandes. Seine Fauna I mit *Elephas meridionalis, Mastodon arvernensis, Trogontherium Cuvieri,* die sich nur in den Basisschichten gefunden haben und deren enge Beziehungen zu oberpliocänen Faunen unbestritten sind, kann unbedenklich in die Ältere Hauptterrassenstufe, vielleicht auch noch in die erste Hälfte der altdiluvialen Austiefungsperiode gestellt werden. Eine entsprechende Fauna ist von Tegelen[2]) aus Terrassenablagerungen und Tonen gleicher stratigraphischer Stellung bekannt. Die II. Mosbacher Fauna Soergel's enthält *Elephas trogontherii, Rhinoceros Mercki, Hippopotamus major, Ursus Deningeri,* d. h. Formen, die sämtlich in der gleichen Vergesellschaftung aus der Rhein-Hauptterrasse (Unterstufe) des Mittelrheingebietes (Hauptfundpunkte: Kärlich und Mühlheim[3])) bekannt sind. Dieselbe Fauna führt der Hauptterrassensockel der Somme bei Abbeville[4]). Leider ist ein Vergleich der übrigen von der Somme bekannten Schotterablagerungen mit den Ablagerungen des Rheins nicht möglich, weil ebenso wie in den Niederlanden infolge der geringen Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Terrassenstufen starke Schotter-Vermengungen und -Abschwemmungen in den einzelnen Erosionsperioden stattgefunden haben. Ein arges Durcheinander von Kreideversteinerungen, alt-, mittel- und jungdiluvialen Säugetierresten und Chelléen-Artefakten bieten die Kiesgruben von Tilloux an der Charente.

Den präglacialen Faunen[5]) I und II steht die Mosbacher Fauna III gegenüber, die als neuauftretende Formen u. a. *Equus Mosbachensis, Sus scrofa, Cervus maral fossilis, Castor fiber, Canis Neschersensis, Felis leo fossilis* führt. Sie entspricht nach Soergel der »Hochterrassenfauna« von Mauer[6]). Beide Faunen gehören der älteren Mittelterrassenzeit an. Es ergibt sich daher folgende faunistische Charakterisierung der älteren Diluvialterrassen des Rheins, des Mains und des Neckars:

---

[1]) Soergel, Die diluvialen Säugetiere Badens. Mitt. d. bad. Geol. Landesanstalt 9. Bd., Heidelberg 1923.

[2]) Rutten, Die diluvialen Säugetiere der Niederlande. Inaug. Diss. Utrecht 1909.

[3]) Pohlig, L'étage à *Eleph. trogontherii* sur le Bas-Rhin. Bull de la Soc. Belge de Geologie, Tome XXVII, Brüssel 1913.

[4]) Wiegers, Diluvialprähistorie als geol. Wissenschaft. Abh. d. Preuß. Geol. L.-A. N. F. Heft 84, S. 27.

[5]) Als erster ist H. Schroeder (Jahrb. d. Nassauisch. Vereins f. Naturkunde, Bd. 51. 1898, und Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1903) für ein präglaziales Alter eingetreten.

[6]) Die Bedenken, die gegen das hohe Alter des Sandes von Mauer erhoben worden sind, kann ich nicht teilen. Der geringe Höhenunterschied zwischen dem Sand von Mauer und dem Spiegel der Elsenz ist kein Argument gegen das altmitteldiluviale Alter des Sandes. Bei der Beurteilung der Terrassenlage ist der Höhenunterschied zwischen dem Sand von Mauer und dem heutigen Neckarspiegel maßgebend, da im älteren Mitteldiluvium eine Neckarschlinge bei Mauer gelegen hat.

Säugerfauna	der älteren Stufe der Hauptterrasse		der jüngeren Stufe der Hauptterrasse				der Älteren Mittelterrasse	
	Tegelen	Mosbach I	Cromer	Coblenz	Mosbach II	Jockgrimm	Mosbach III	Mauer
Equus Mosbachensis v. Reich.	.	.	.	.	.	.	+	+
Sus scrofa cf. *priscus* De Serres	.	.	.	.	.	.	+	+
Cervus maral fossilis Olg.	.	.	.	.	.	.	+	.
Castor fiber L.	.	.	.	.	.	.	+	+
Canis neschersensis Croiz.	.	.	.	.	.	ält. F.	+	+
Hyaena arvernensis Croiz.	.	.	.	.	.	.	+	+
Felis leo Fossilis Goldf.	.	.	.	.	.	.	+	+
» *pardus* sp. L.	.	.	.	.	.	.	.	+
» cf. *catus ferus* L.	.	.	.	.	.	.	.	+
Homo Heidelbergensis Schoetensack	.	.	.	.	.	.	.	+
Equus cf. *germanicus* Nehr.	.	.	.	.	.	+	.	.
» *Sussenbornensis* Wüst	.	.	.	+	.	.	.	.
Rhinoceros Mercki Jaeg.	.	.	?	+	+	.	+	.
Alces latifrons Johns.	.	.	+	+	+	+	+	+
Cervus capreolus L.	.	.	.	.	ält. F.	+	+	+
» *elaphus* L.	.	.	.	.	ält. F.	+	.	+
» cf. *verticornis* Dawk.	.	+	.	.	.	+	.	.
Bison priscus Boj.	.	.	.	+	+	+	+	+
Elephas antiquus Falc.	.	.	+	.	.	.	+	+
» *trogontherii* Pohl.	.	.	+	+	ält. F.	+	+	+
Ursus arvernensis Croiz.	.	.	.	.	.	.	+	+
» *Deningeri* v. Reich	.	.	.	+	+	+	+	+
Hyaena trogontherii Pohl.	.	.	.	+	.	.	.	.
Equus Stenonis Cocchi	+	.	+	.	.	.	.	.
Rhinoceros etruscus Falc.	+	+	+	.	+	+	+	+
Hippopotamus major Cuvier	+	+	+	+	+	+	.	.
Axis rhenanus Du Bois	+	.	.	.	.	.	.	.
Cervus teguliensis Du Bois	+	.	.	.	.	.	.	.
» *dicranius* Nesti	+	.	.	.	.	.	.	.
Elephas meridionalis Nesti	?	+	+	.	.	.	.	.
Mastodon arvernensis Croiz.	.	+	.	.	.	.	.	.
Trogontherium Cuvieri Fischer	+	+	+	.	.	+	.	.
Microtus intermedius Newt.	.	.	+	.	.	.	.	.
» *pliocaeniaus* Maj.	+	.	+	.	.	.	.	.
» *Newtoni* Maj.	.	.	+	.	.	.	.	.

Irgendwelche menschliche Artefakte sind, trotz des Auftretens des *Homo Heidelbergensis* in der Älteren Mittelterrasse von Mauer, im Altdiluvium und älteren Mitteldiluvium bisher nirgends gefunden worden.

Stellen wir die beiden Hauptterrassenstufen des Rheins ins Altdiluvium, und nur die tonig-sandige Unterlage, den Unteren Tegeler Ton, in das Oberpliocän, so muß diese Zuteilung Rückwirkungen auf die Horizontierung gleichaltriger Flußablagerungen in Westeuropa, insbesondere in England, Frankreich und Italien haben. Es fallen nicht nur die der Rheinhauptterrasse gleichaltrigen Mastodontenschotter Mitteldeutschlands mit der Fauna von Süßenborn, sondern vor allem der Cromer Forest Bed, der als Rheinablagerung bereits in obiger Liste Aufnahme finden konnte, der obere Teil der Val d'Arno-Schotter und die Schotter und Sande französischer Flüsse mit *Elephas meridionalis, Mastodon arvernensis, Hippopotamus major* ganz oder zum Teil in das Altdiluvium. Nur die dem Unteren Tegeler Ton gleichaltrige tonige Basis der Hauptmasse der Schotter entspricht dem Icenian der Niederlande und dem fluviomarinen Norwich Crag Englands, gehört also sicher ins Oberpliocän. Wir erhalten folgende Gegenüberstellung (siehe nächste Seite).

Erheblich im Rückstande ist die Parallelisierung der Terrassen des Oberrheins mit den Terrassen des Mittel- und Niederrheins. Im Mittelrheingebiet bei Lorch-Trechtinghausen befinden sich die höchstgelegenen Hauptterrassenschotter, wie erwähnt, 270 m, die höchstgelegenen unterpliocänen Kieseloolithschotter 380 m über NN. Dort zeigt der Hebungsrand der Westdeutschen Schrägscholle dem Mainzer Becken gegenüber die stärkste Aufwärtsbewegung. Überschreiten wir das Mainzer Becken mit seinen beträchtlichen lokaltektonischen Verbiegungen und Absenkungen, so treffen wir im Odenwald Ältere Hauptterrassenschotter an, die bei Heidelberg 210—220 m über NN. liegen, demnach eine Aufwärtsbewegung um etwa 80 m erfahren haben. Da im Rheintal nach Salomon[1]) die Oberkante des Pliocäns bei — 287 m NN. erbohrt ist, ergibt sich eine Absenkung bei Heidelberg um rund 430 m im Quartär. Dieser riesige lokaltektonische Einbruch ist unter Vermittlung der aus mehreren Staffeln bestehenden östlichen Oberrheintalspalte erfolgt, deren quartäre Sprunghöhe demnach 510 m beträgt.

Ein zweifellos echtes, auch seiner Höhenlage nach vergleichbares Äquivalent der Hauptterrasse des Mittelrheins sehe ich am Westabfall des Schwarzwaldes in der weitausgedehnten von Löß bedeckten Fläche südlich von Müllheim bei Schliengen, Hertringen, Tannenkirch, Istein und Fischingen. Fläche und Schotterreste sind schwach von S nach N geneigt und liegen 395—375 m über NN. Die badischen Geologen[2]) rechnen diese Talstufe zur »Deckenschotterrasse« und sind

[1]) Salomon, Die Intensitäten alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge. Sitzungsber. der Heidelb. Ak. d. Wiss. Abt. A, 1924, 3. Abh.

[2]) Schnarrenberger, Erläuterungen zu Blatt Kandern der geol. Spezialkarte des Großherz. Baden. Heidelberg 1905, S. 85.

Das fluviatile Altdiluvium in Westeuropa

Gliederung	England		Niederlande		Deutschland		Frankreich		Italien
	fluviomarin	fluviatil	marin	fluviatil	Rheingebiet	Thüringen, Hessen			
Älteres Mitteldiluvium (Ältere Mittelterrassenzeit)	—	Erosion (Boulder clay der I. Eiszeit Arctic fresh water bed)	—	Erosion (Moränen der I. Eiszeit)		Erosion (Moränen der Elster-Eiszeit)	Erosion (I. Vereisung des Zentralplateaus)		Erosion
Altdiluvium (Hauptterrassenzeit)	—	Cromer Forest bed	—	Jüngere Hauptterrasse Oberer Tegeler Ton Ältere Hauptterrasse		Hauptterrassen (sog. Mastodontenschotter) der Fulda, Werra, Saale, Ilm, Gera)	Hauptterrasse der Somme	Schotter und Sande von Perrier und des Velay	Obere Val d'Arno-Schotter
Oberpliocän	Weybourn Crag Chillesford Crag Norwich Crag	Lower fresh water bed	Jœnian Amstelien	Unterer Tegeler Ton	Erosion	Erosion	Marine, brackische und limnische Sande und Mergel von Montpellier		Untere Val d'Arno-Schichten

geneigt, sie ins Oberpliocän zu stellen. Dieser Zuteilungsversuch wird erklärlich, wenn wir den Streit um das Alter der Hauptterrasse und weiter bedenken, daß Boule [1]) sogar die *Antiquus*- und *Trogontherii*-Zeit in das Oberpliocän einordnet. Boule hat allerdings übersehen, daß dann nicht nur die erste Vereisung Norddeutschlands, die Elster-Eiszeit, sondern auch die zweite Vereisung, die Saale-Eiszeit, zum größten Teil in das Pliocän fällen würden. Auch insofern ist ihm ein Fehler unterlaufen, als bei folgerichtiger Durchführung seiner Gliederung der Sand von Mauer und damit *Homo Heidelbergensis* der Jüngeren Mittelterrassenzeit des Rheins angehören müßten, während der Sand von Mauer tatsächlich der Älteren Mittelterrasse äquivalent ist. Es dürfte sich empfehlen, nach wie vor Hauptterrasse und Ältere Mittelterrasse beim Diluvium zu belassen.

Am Westabfall des Schwarzwaldes treffen wir ferner auf Schotter, die es wahrscheinlich machen, daß auch die Unterpliocän-Terrasse des Rheins (Kieseloolithterrasse) bis in die Höhe von Basel hinaufreicht. Auf dem 590 m hohen Neuberg [2]) südöstlich von Kandern stehen weiße und bunte Sande und Tone mit kopfgroßen Geröllen von Buntsandstein, Hornstein und Chalcedon an. Diese pliocänen Schotter [3]) sind nicht nur ihrer Zusammensetzung, sondern vor allem ihrer Höhenlage nach als Äquivalente der Kieseloolithterrasse des Mittelrheins zu betrachten [4]).

Diese Beziehungen deuten darauf hin, daß der Rhein bereits seit der Unterpliocänzeit mit nördlichem Gefälle in seinem heutigen Talsystem fließt und niemals eine Umkehr der Stromrichtung erfahren hat.

Wenn die Pliocänschotter und Hauptterrassenschotter heute (von der Gegend von Kandern und Istein abgesehen, wo besonders glückliche Umstände Reste der alten Terrasse in ihrer durch die regionale Hebung erreichten Höhenlage erhalten haben), nicht wie am Mittelrhein in fast stetigem Zuge und großer Höhe den Oberrhein begleiten, so liegt dies an der unmittelbaren Nähe des gewaltigen Senkungsfeldes der Oberrheinischen Bruchzone, deren fortdauernde lokal tektonische Senkung ein Übergreifen des Rheins auf das aufsteigende Bergland nur stückweise gestattete und ein stetiges Versinken der abgesetzten Schotter in der Tiefe zur Folge hatte. Die alten Rheinschotter liegen heute fast durchweg in der Nähe oder tief unter dem Rheinspiegel.

---

[1]) M. Boule, Les Hommes fossiles, Eléments de Paléontologie humaine. Deuxieme Edition revue augmentée, Paris 1923.

[2]) Pfaff, Untersuchungen über die geologischen Verhältnisse zwischen Kandern und Lörrach im badischen Oberlande. Ber. Nat. Ges. zu Freiburg, Bd. VII, 1893.

[3]) Wurz, Über das Tertiär zwischen Istein, Kandern Lörrach, Stetten und dem Rhein. Mitt. d. Großh. Bad. Geol. L.-A. VII. Bd. 1914, S. 273 ff.

[4]) In diesem Zusammenhang sei auf den Nachweis Kieseloolith führenden Pliocäns aus dem Elsaß durch Andreae hingewiesen (Stainier, Origine des cailloux oolithiques des conches à cailloux blancs du bassin de la Meuse. Annales de la Soc. géol. de Belge, Tome XIX, Bull. 1891, S. 55).

Wir erhalten folgende Terrassengliederung für Mittel- und Oberrhein:

Nieder- und Mittelrhein	Oberrhein
Jungalluviale Erosion	
Inselterrasse	
Altalluviale Erosion	
(Flugsand)	
Niederterrasse	
Jungdiluviale Erosion	
(Jüngerer und älterer Löß)	
Jüngere Mittelterrasse	Mittelterrasse
2. mitteldiluviale Erosion	
Ältere Mittelterrasse	Hochterrasse
1. mitteldiluviale Erosion	
Jüngere Hauptterrasse	Jüngere Deckenschotter
Altdiluviale Erosion	
Ältere Hauptterrasse	

Eine sehr dankbare Aufgabe dürfte es sein, die Tal- und Austiefungsstufen des Rheins mit den Terrassen der Weser und ihrer Quellflüsse zu vergleichen, namentlich seitdem durch GRUPE[1]) die zahlreichen Schotterstufen SIEGERT's[2]) zusammengefaßt und kritisch behandelt worden sind. Eine Parallelisierung ist leider dadurch erschwert, daß die im Eiszeitalter gebildeten Weserterrassen nur z. T. tektonischen Ruhezeiten ihren Aufbau verdanken. Durch die zweimal ins Wesertal vorgedrungene Eisbarriere entstanden »Schotterstaubecken«, also »glaciale Stauterrassen«, die sich mit den tektonischen Terrassen verzahnen. Solche Glacialterrassen fehlen dem Rhein. Um jedoch die Behandlung der Parallelisierungsfrage wenigstens anzuregen, sei in nachstehender Tabelle versucht, die Terrassenaufstellung GRUPE's zur Rheinterrassengliederung in Beziehung zu setzen.

---

[1]) O. GRUPE, Tal- und Terrassenbildung im Gebiete der Werra—Fulda—Weser. Geologische Rundschau Bd. 17, Berlin 1926, S. 161 ff.

[2]) L. SIEGERT, Beiträge zur Kenntnis des Pliocäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiet der Weser. Abh. d. Preuß. Geol. L. A. N. F. Heft 90, Berlin 1921.

	Terrassengliederung des Rheins	Terrassengliederung der Werra–Fulda–Weser (nach Grupe)
Alluvium	Jungalluviale Austiefung: Inselterrasse	Jungalluviale Austiefung: Unterstufe der Unteren Terrasse
	Altalluviale Austiefung	
Jungdiluvium	Niederterrasse	Lößfreie Untere Terrasse
	Jüngerer und Älterer Löß, abgelagert während der jungdiluvialen Austiefung	
Mitteldiluvium	Jüngere Mittelterrasse (II. Vereisung)	Mittlere Terrasse und II. Glacialterrasse
	Zweite mitteldiluviale Austiefung	
	Ältere Mittelterrasse (I. Vereisung)	Obere Terrasse und I. Glacialterrasse
	Erste mitteldiluviale Austiefung	
Altdiluvium	Präglaciale Haupterrassen	»Oberpliocänterrassen«
Pliocän	Ober- und mittelpliocäne Austiefung: Unterpliocäne Kieseloolithterrasse	Altpliocäne Höhenschotter

Rhythmische Interferenz von Regionalbewegung und Lokalbewegung

	Westdeutsche Großscholle		Teilschollen von Münster und Brabant	
	Regionale Schrägschollenbewegungen	Lokalbewegungen an den Schollenrändern (Oberrheinische Bruchzone, Hessische Senke)	Regionale Schrägschollenbewegungen	Lokalbewegungen an den Schollenrändern (Niederrheinische Bruchzone)
Oberpliocän	Jungtertiär-Phasen: —	?	Jungtertiär-Phase: —	+
Mittelpliocän	+	?	—	+
Unterpliocän	?	—	—	+
Obermiocän	—	—	+	++
Mittelmiocän	++	?	++	+
Untermiocän	—	+	—	?
Oberoligocän	+	+	—	—
Mitteloligocän	++	++	—	—
Unteroligocän	++	+	—	?
Obereocän	Alttertiär-Phase: +	++	Oberkreide-Alttertiär Phase: —	—
Mitteleocän	++	—	+	+
Untereocän	—	—	+	+
Paleocän	—	—	+	++
Senon	—	—	++	—

Periodizität und Verknüpfung von Lokalbewegungen und Regionalbewegungen im Tertiär

Überschauen wir die bisherigen Ergebnisse, so erhalten wir vorstehendes Schema des Ablaufs und der Stärke der Schrägschollenbewegungen nebst den zugehörigen lokalen Reaktionsbewegungen an den Schollenrändern.

Die stärkeren Bewegungen sind durch zwei, die mittleren Bewegungen durch ein Kreuz, die schwachen Bewegungen bezw. die Ruhezeiten durch einen Strich bezeichnet. Die durch ihre zeitliche Lage, Aufeinanderfolge und genetische Verbindung bemerkenswerten Phasen sind durch eine Signatur in Beziehung zueinander gesetzt. Es zeigt sich mit voller Deutlichkeit, daß

1. die tertiären regionalen Bewegungen gewissermaßen stoßartig und nach längeren Ruhepausen besonders kräftig eingesetzt haben, so beispielsweise die erste Schrägbewegung der Westdeutschen Großscholle im Mitteleocän und ebenso die regionalen Teilschollenbewegungen der Schollen von Münster und Brabant im Mittelmiocän;
2. daß die lokalen Reaktionsbewegungen an den Schollenrändern fast immer erst nach einer gewissen Zeit einsetzen.

Die erste These ist ohne weiteres einleuchtend, wenn wir berücksichtigen, daß seismische und tektonische Bewegungen sich besonders dann stark zu äußern pflegen, wenn ihnen eine längere Pause der Ruhe voraufgegangen ist.

Die zweite These ist schon lange bekannt; sie hat früher allerdings nur eine mehr terminologische Wiedergabe gefunden, indem man die »Orogenese« der »Epirogenese« folgen ließ, ihre genetische Verknüpfung aber nicht erkannte.

Leider lassen sich die ebenso diskontinuierlichen diluvialen tektonischen Vorgänge nicht in ähnlicher Weise übersichtlich zusammenstellen. Wohl sind die Regionalbewegungen der Westdeutschen Großscholle aus der Lage der Rheinterrassen ableitbar, es fehlen jedoch bisher genügende Unterlagen zur Beurteilung der korrelaten Lokalbewegungen im Zerrungsgelenk des Rheintales und der Hessischen Senke.

Die Erkennung des genetischen Zusammenhanges zwischen Schrägschollenbewegungen und dem Einbruch tiefer Grabenzonen legt es nahe, mit einigen Worten auf theoretische Vorstellungen einzugehen, die über die Beziehung solcher Bruchstreifen mit Faltengebirgen geäußert worden sind. Fast stets hat man Senken, die sich jungen Faltengebirgen anlehnen, mit STILLE für Saumtiefen erklärt und in enge Verbindung zum Faltenzusammenschub gebracht. Man behauptete, daß die Randsenken Rückland- bezw. Vorlandabschnitte seien, die mit dem aufgefalteten und isostatisch sinkenden Gebirge hinabgezogen seien. So einfach liegen die Verhältnisse nicht. Man hat vor allem übersehen, daß sich tektonische Senken auf sehr verschiedene Art bilden können.

Erstens können es Pressungszonen, Geosynklinalen, auch embryonaler Jugend, sein, Einbiegungen, die den Senkungsrand

zweier Großschollen bezeichnen. Solche unmittelbar aus regionaler Einsenkung hervorgegangenen Depressionen sind im Jungtertiär und Quartär die südliche Nordsee, der nördliche Karpathenrand und das Alpenvorland. Die Einbiegung ist das Korrelat zur entsprechenden säkularen Aufwärtsbewegung des rheinischen Berglandes, des Karpathenkernes, des Alpenkerns. Mit früheren Faltungen, etwa den varistischen oder cretacisch-alttertiären Faltungen haben aber diese Einbiegungen nichts zu tun, auch dann nicht, wenn man die säkulare Hebung der mediterranen Kerne auf posthumen Tangentialdruck zurückführt. Die spätere Schrägstellung ist dem älteren Zusammenschub in der sinkenden Geosynklinale gegenüber tektonisch selbständig.

Zweitens aber können die Senken lokaltektonische Einbrüche, Zerrungsgräben zwischen auseinanderbrechenden Großschollen, sein. Diesem Typus gehört der Rheintalgraben, der Donaugraben, die südliche Randzone der Ostkarpathen, der Po-Graben an. Kossmat[1]) bezeichnet einzelne solcher Senken als Geosynklinalen zweiter Ordnung. Dieser Ausdruck für die Bruchstreifen ist sehr unglücklich. Unter Geosynklinalen verstehen wir Einbiegungs-Tröge, aber keine Zerrungszonen. Einführung neuer Begriffe bedeutet nicht immer das Ei des Columbus. Es kommt darauf an, aus dem Störungsbild die Bewegungsvorgänge zu rekonstruieren, dann ist es auch möglich, die wahren Zusammenhänge und Nichtzusammenhänge zu bestimmen.

III. Die tektonischen Grundlagen des Vulkanismus im Rheinischen Gebirge

Bereits in einer früheren Darstellung habe ich den Vulkanismus eines Gebietes[2]) auf Regionalbewegung einer Schrägscholle zurückgeführt. Ich gelangte zu dem Ergebnis, daß in Anbetracht der Mächtigkeit der Erdrinde das Magma nur in Zerrungszonen aufsteigen könne. Erstens gibt die Schrägstellung einer Großscholle dem Magma unter dem Hebungsgebiet eine Ausdehnungsmöglichkeit, zweitens schafft das Aufbrechen von Zerrspalten am Hebungsrande bis in große Tiefen denjenigen Druckabfall — beispielsweise von 40000 Atmosphären bis auf hunderte von Atmosphären hinab, — der allein das bei ungeschwächtem Rindendruck verfestigte Magma flüssig werden und beim Übergang in diesen Aggregatzustand quellen läßt. Erst die zweite Voraussetzung, das Quellen[3]) bei der Veränderung des Aggregatzustandes, erklärt die ungeheure Spannkraft der eruptiven Massen zum kilometerweiten Aufstieg und zum Durchschlagen der obersten Krustenteile. Wie sehr trotz dieser eigenen Spannkraft das

---

[1]) Kossmat, Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. d. Sächs. Akad. d. Wiss., Bd. 38, 1921, S. 20.

[2]) H. Quiring, Gebirgsbau der Ostkarparthen, Deckenlehre und Vulkanismus. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1921, Monatsber., S. 108 ff.

[3]) Nach Daly (The mechanics of igneous intrusion. Am. Journ. of Sci. 1903 u. 1908) beträgt die Volumvermehrung von Gabbro beim Übergang vom kristallinen zum flüssigen Zustand rund 7 %.

Magma von Zerrungsspalten abhängig ist, zeigen Grubenaufschlüsse in Vulkangebieten, wie sie besonders der Tiefbau des Siegerlandes und Westerwaldes bietet. Durch den Bergbau auf Spateisenstein, Zinkblende und Bleiglanz sind zahlreiche Aufstiegswege miocäner Basalte bis zu 700 m unter Tage durchörtert worden. Nirgends besitzt in diesen Tiefen der Basalt selbstgeschaffene Schlote, stets liegt er in tektonischen Spalten. Nur in den obersten Teilen der Erdrinde, nach den Westerwald-Aufschlüssen in den obersten 50—200 m unter der Effusiv-Decke, reichte die Kraft des aufquellenden Magmas aus, einen selbständigen Eruptivkanal zu schaffen, der meist das Hangende der Aufstiegsspalte durchbrochen hat.

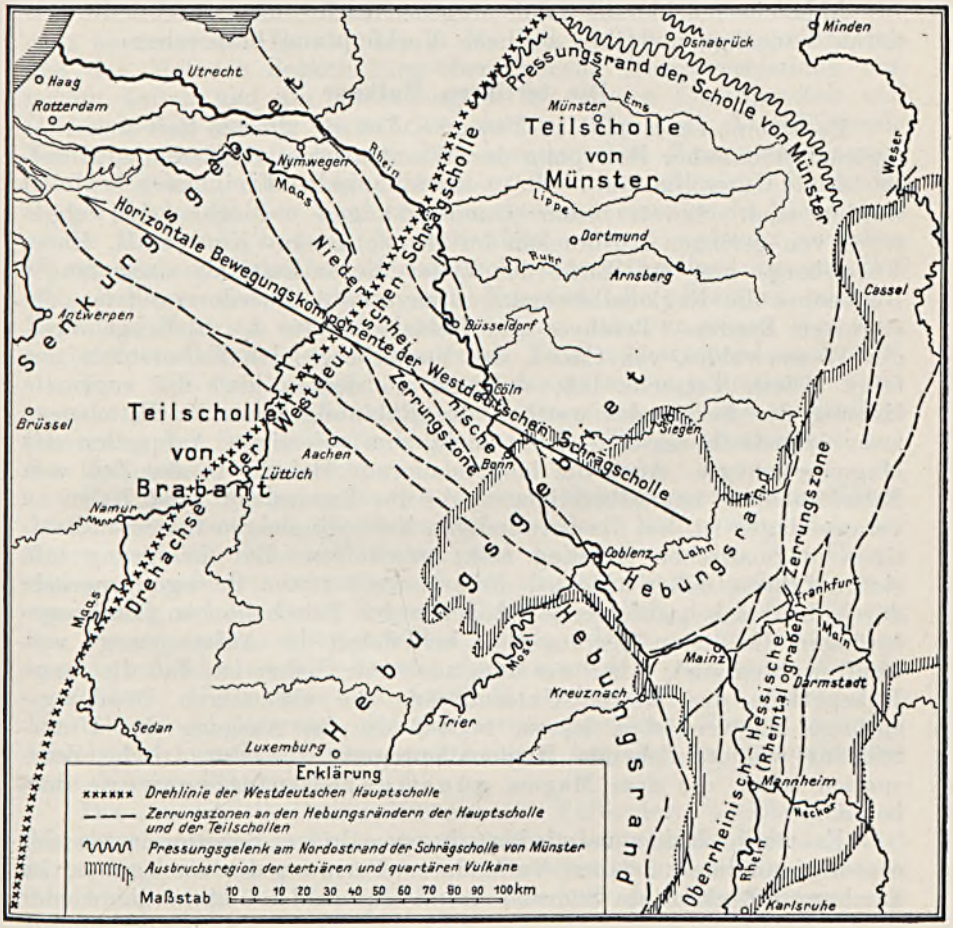


Abb. 14. Die Lage der Ausbruchsregion der quartären und diluvialen Vulkane zu den rheinischen Zerrungszonen.

Betrachten wir unter diesen Gesichtspunkten das Zerrungsgelenk der Westdeutschen Großscholle, den Rheintalgraben, so wird der Zusammenhang zwischen dem Zerrungsrand einer Schrägscholle und dem Vulkanismus in vollkommenster Weise bestätigt. Es sei auf die vorstehende Skizze, die den Verlauf des Rheintalgrabens und die Verbreitung der tertiären und diluvialen Vulkane wiedergibt, verwiesen.

Nach den bisherigen Ausführungen ist es ein sehr naheliegender Gedanke, das Aufquellen des Magmas im Zerrungsgelenk mit den Zeiten stärkerer regionaltektonischer (nicht lokaltektonischer) Aktivität in Zusammenhang zu bringen. Damit komme ich auf den Satz im Anfange dieses Aufsatzes zurück, daß ein zeitliches Nacheinander zwischen Terrassenbildung und Vulkanismus besteht.

Aber ehe ich hierauf näher eingehe, möchte ich zunächst die tertiären Vorgänge und ihre zeitliche Verknüpfung besprechen.

Die tertiären Vulkane

Es ist eine eigentümliche Tatsache, daß die ältesten Zeiten starker regionaltektonischer Bewegung der Westdeutschen Großscholle, Mitteleocän und Unteroligocän, nicht[1]) von vulkanischen Ereignissen begleitet worden sind. Soweit bisher Untersuchungen vorliegen, sind abgesehen von geringen Ausbrüchen im Mitteloligocän (Kaiserstuhl, Rhön, Vogelsberg) erst am Ende der Unter-Miocän-Zeit, als nach langer Ruhepause die Regionalbewegungen unvermittelt wiedereinsetzten, die stärksten Ergüsse (Trachyte und Feldspatbasalte des Siebengebirges, des Westerwaldes, von Cassel, des Vogelsbergs, des Kaiserstuhls) erfolgt. Diese Tatsache läßt sich nur so deuten, daß die regionale Hebung des Berglandes westlich des Rheintalgrabens im Mitteleocän zwar episodisch einsetzte, aber nicht zum sofortigen Aufquellen des Magmas genügte. Auch die langandauernde Hebung in der Zeit vom Mitteleocän bis zum Oberoligocän, die im Taunus auf rund 700 m zu veranschlagen ist, hat die notwendigen Vorbedingungen für einen kräftigen magmatischen Aufstieg nicht geschaffen. Zur Erklärung läßt sich anführen, daß *während* dieser langen ersten Bewegungsperiode durch das rasch nachfolgende Absacken der Talschollen an Böschungsprüngen die ersten Zerrungsrisse und damit die Aufstiegswege verstopft worden sind. Aber wie dem auch sei: Sicher ist, daß die lange Ruheperiode des älteren Untermiocäns die alttertiären Böschungsprünge hat vernarben lassen, so daß die im Ausgang des Untermiocäns wiederauflebende Regionalbewegung zunächst frische Zerrspalten schuf, die dem Magma *günstigere Aufstiegswege* darboten.

Es wurde bisher vermieden, die gewaltigen Schottermassen der oberoligocän-untermiocänen Vallendarer Terrasse, die im Taunus, im Limburger Becken, am Südrand des Westerwaldes und im Neuwieder

[1]) Nur aus den nördlichen Teilen des Rheinischen Grabens, aus Schleswig und den dänischen Inseln sind eocäne basaltische Ausbrüche bekannt geworden. Möglicherweise führen daher künftige Forschungen auch zur Erkennung eocäner Vulkantätigkeit im südlichen Abschnitt der Rheinischen Zerrungszone.

Becken große Flächen einnimmt, als Ausgangspunkt für Erörterungen zu wählen. Die einzelnen Terrassenreste weisen starke Höhendifferenzen untereinander auf, und die Altersfrage ist noch nicht befriedigend beantwortet. Sichere Schlüsse können daher noch nicht gezogen werden. Immerhin ist es jedoch nach den oben aufgezählten Gesetzen der Terrassenbildung zweifellos, daß die lange regionale Ruheperiode auf der Wende zwischen Oberoligocän und Untermiocän, die die weite Meeresregression einleitete, die Vallendarer Terrasse hat entstehen lassen. Nach der langen eocänen und oligocänen Hebungsperiode bot sich im Ausgang des Oberoligocäns zum ersten Male seit dem frühen Eocän die Möglichkeit für die rheinischen Ströme, insbesondere für den auch damals schon vorhandenen alttertiären Vorläufer des Mittel- und Niederrheins, ihre Tiefenerosion einzustellen und zur Aufschotterung überzugehen. Es war dies in der Zeit, als der Oberrheintalgraben und das Mainzer Becken ihre oberoligocäne Meeresverbindung eingebüßt hatten und die Aussüßung in der oberen Cerithien-Zeit und *Corbicula*-Zeit rasche Fortschritte machte. Der nach N abfließende Vorläufer des Rheins entzog dem aquitanischen Binnensee langsam den Salzgehalt. Allerdings strömte er damals noch nicht durch das Binger Loch, die den Lauf bestimmende und einengende Niederrheinische Bruchzone bestand ja noch nicht, er trat vielmehr zwischen Wiesbaden und Frankfurt in das flachwellige Hügelland ein und floß über Zollhaus und Limburg nach Neuwied. Bei Limburg mit der Lahn, bei Neuwied mit der Mosel vereinigt nahm er seinen Weg dem allgemeinen Gefälle der westdeutschen Tafel entsprechend nach NW.

Eine tief einschneidende Störung des gesamten alttertiären Flußsystems Westdeutschlands erfolgte im Untermiocän, als die rückläufige Bewegung der Schrägscholle begann, als das Tiefgebiet sich hob und das Hochgebiet sich senkte.

Erst nach Wiederbeginn des regulären Schrägerwerdens im Mittelmiocän ordneten sich die Stromläufe wieder. Nun wählte sich der Rhein zwischen Mainzer Becken und Neuwied eine in der Untermiocänzeit gebildete tektonische Senke als Bett; die keilartige Grabenversenkung auf der Linie Bingen—Koblenz—Jülich, deren Einstülpung bei Bingen bereits oben erwähnt wurde. Den Geburtstag des heutigen Rheins haben wir daher an die zeitliche Wende zwischen Untermiocän und Mittelmiocän zu verlegen. Die älteste Flußterrasse des jungtertiär-quartären Rheins, die den Mittelrhein zwischen Bingen und Koblenz begleitet, ist die unterpliocäne Kieseloolithterrasse.

Der Auswurf der unterpliocänen (?) Tuffe des Vogelsberges und der oberpliocänen (?) Tuffe von Frankfurt kann in die Zeit der stärkeren Regionalbewegungen der Westdeutschen Schrägscholle zwischen der Ablagerung der Unterpliocänterrasse und der Hauptterrasse des Rheins fallen.

Wie steht es nun mit dem tertiären Vulkanismus der Niederrheinischen Bruchzone? Wie die Tabelle auf S. 534 zeigt, haben die beiden Teilschollen von Münster und Brabant nur in zwei Phasen stärkere

Schrägschollenbewegungen erfahren. Die ältere Phase beginnt im Senon, die jüngere am Ausgang des Untermiocäns. Auch hier ist die ältere Phase von vulkanischen Ereignissen nicht begleitet. Dagegen ist im Ausgange des Untermiocäns, ebenfalls nach Ablagerung der Braunkohle, der Trachyt und Basalt des Siebengebirges aufgestiegen.

Diese Ergüsse dürften zwar im wesentlichen mit den Bewegungen der Westdeutschen Großscholle zusammenhängen, doch läßt die Übersichtskarte auf S. 537 erkennen, daß die Effusionen ebenso wie die jüngeren Ergüsse in der Eifel und bei Laach gerade dort stattgefunden haben, wo die beiden Teilschollen der Westdeutschen Großscholle kanten.

Wenn in Meeresnähe die Niederrheinische Bruchzone frei von tertiären und diluvialen Vulkanen ist, so dürfte dies daran liegen, daß die Zerrung sich Köln abwärts nicht in dem Aufbrechen ausgesprochener Zerrspalten, sondern ausschließlich in der Entstehung von Böschungssprüngen und dem tiefen Einbruch von Lokalschollen äußerte, so daß ein Aufstieg des Magmas verhindert wurde.

Die Eruptionsphasen der quartären Vulkane des Rheinischen Gebirges

Die posttertiäre Regionalbewegung der Westdeutschen Großscholle hat in der Nähe des Hebungsrandes zahlreiche Ergüsse ausgelöst, über deren zeitliche Ordnung, vom Rodderberg vielleicht abgesehen, noch sehr wenige Angaben vorliegen. Mineralogische und petrographische Arbeiten sind zwar in größerer Zahl vorhanden; die zeitliche Beziehung zu anderen geologischen Bildungen wurde aber nur in den seltensten Fällen ermittelt, sei es, daß solche Beziehungen schwer erkennbar sind oder daß dahingehende Beobachtungen nicht angestellt wurden. Für die Gerolsteiner Vulkane ist dies wohl erklärlich, da dort die lokalen Terrassen der Kyll in ihrer zeitlichen Stellung sehr schwierig zu beurteilen sind. Aber das Fehlen von Basaltschlackengeröllen in den Hauptterrassenschottern am Fuße der Vulkane östlich des Laacher Sees hätte beispielsweise Martius[1]) veranlassen müssen, nicht nochmals die unhaltbare Behauptung wieder aufzufrischen, daß die Basaltschlackenvulkane von Laach tertiäres Alter besäßen. Es ist dies eine der Unerklärlichkeiten, die wir so oft in der Geschichte der Geologie finden.

Die Tephra-Lavane von Gerolstein und Laach

Die vulkanischen Bildungen von Gerolstein sind durchweg feldspatfrei. Es sind Leucit-, Nephelin-, Hauynbasalte bezw. -basanite und Limburgite. Das Fehlen von Feldspatbasalten spricht schon für ein abweichendes Alter gegenüber den miocänen Trachyten und Basalten des Siebengebirges und des Westerwaldes.

[1]) S. Martius, Beiträge zu den Fragen nach der Ursprungsstelle der weißen Bimssteintuffe, dem Ursprungsort und der Entstehungsweise des Trasses. Verhandl. des Naturhist. Ver. d. pr Rheinl. u. Westf. für 1911, S. 387.

RAUFF[1]) hat darauf hingewiesen, daß zwischen den einzelnen Lavaergüssen der Gerolsteiner Vulkane, die ihr quartäres Alter dadurch erweisen, daß sie in die heutigen Täler abgeflossen sind, Altersunterschiede bestehen. So hat sich der Sarresdorfer Limburgit-Lavastrom in das Kylltal ergossen, als der Talboden der Kyll nur 4—5 m höher lag als in der Gegenwart. Die Eruption der Hagelskaule, die diesen Strom geliefert hat, ist daher sehr jung. Sein Alter läßt sich genauer dahin bestimmen, daß er jünger ist als die gegenüber von Gerolstein aufgeschlossene schotterführende Terrasse, deren obere Kante 11 m über dem heutigen Talboden der Kyll liegt. Diese Terrasse gehört zur Mittelterrassengruppe der Flüsse des Rheinischen Gebirges. Eine tieferliegende, ebenfalls zu den Mittelterrassen — die der Rhein-Niederterrasse entsprechende Schotterstufe fällt in den kleineren Nebentälern mit der Alluvialterrasse zusammen — gehörige Terrassenfläche liegt 5—8 m über dem Kylltalboden zwischen Lissingen und Gerolstein. Auch diese Terrasse ist allem Anschein nach älter als der Sarresdorfer Lavastrom. Infolgedessen fällt der Ausbruch in die letzte Erosionsperiode der Kyll.

Als älteste Eruption des Gerolsteiner Gebietes sieht RAUFF den Erguß des Kyller Kopfes an, dessen Lavaplatte 30 m über dem Kyllbett angeschnitten ist. Wenn auch Flußterrassen vom Alter der Rhein-Hauptterrasse im Kylltal nicht bekannt geworden sind, so ist doch zu vermuten, daß diese älteste Eruption zeitlich der Hauptterrassenzeit nahesteht.

Aus diesen Beobachtungen RAUFF's ergibt sich für die Gerolsteiner Vulkane eine mittlere Periodizität, die sich möglicherweise mit der Periodizität der tektonischen Bewegungen decken kann.

Die Vulkangruppen am Westrande des Neuwieder Beckens sind im wesentlichen diluvialen Alters. Da sich die von ihnen geförderten Laven, Tuffe und Auswürflinge bisher in den durch zahlreiche Kiesgruben bei Waldorf, Oberbreisig, Alkerhof, Andernach, Kärlich, Mülheim, Metternich aufgeschlossenen ältesten Diluvialschottern und Hauptterrassenschottern nicht gefunden haben[2]), so sind die Vulkane erst nach Ablagerung der Hauptterrasse entstanden. Ferner verdient Erwähnung, daß die meisten Schlackenkegel der ausgedehnten und lokaltektonisch um etwa 20—40 m abgesenkten Hauptterrassenfläche von Kruft, Miesenheim, Saffig, Ochtendung, Bassenheim aufgesetzt sind. Die Vulkane können daher erst nach Ablagerung der Hauptterrasse aufgetürmt worden sein. Andererseits muß die Aufschüttung der Kegel, insbesondere der Leuzit-Nephelin-Tephrane, bereits vor Ablagerung der Unteren Mittelterrasse erfolgt sein, da der Mittel-

[1]) H. RAUFF, Entwurf zu einem geologischen Führer durch die Gerolsteiner Mulde. Berlin 1911, S. 43.

[2]) Die unter den Hauptterrassenschottern, beispielsweise in den Tongruben von Kärlich liegenden Trachyttuffe sind, wie MORDZIOL hervorhebt, miocänen Alters.

[3]) Die wechselnden Höhenverhältnisse der Terrassen in der Umgebung von Koblenz und Neuwied sind durch quartäre Zerrungs-Verwerfungen bedingt, die gleichzeitig in der Tiefe die Eruptionskanäle abgegeben und den Aufstieg der basaltischen und basanitischen Massen vermittelt haben.

terrassenrhein gegenüber dem Hauptterrassenrhein durch die Vulkanberge nach O verschoben erscheint.

Von den Schlackenvulkanen des Laacher Gebietes besitzt nach den bisherigen Beobachtungen jüngeres, jungdiluviales Alter der Kegel der Hohen Buche bei Namedy. Der Vulkan ist der Kieseloolithterrasse (+ 260 m) aufgesetzt und hat die Hauptterrasse (+ 220 m) und die Ältere Mittelterrasse (+ 165 m) mit Auswürflingen überschüttet. Lavafetzen und Bomben finden sich bei Fornich[1]) aber auch an der Oberkante der Unteren Mittelterrasse des Rheins, die in 75—80 m Meereshöhe liegt. Löß überdeckt die Terrasse und die in sie geschlagenen Bomben. Der Ausbruch ist also erfolgt, kurz nachdem der Rhein die Untere Mittelterrasse aufgeschüttet hatte und zur jungdiluvialen Tiefenerosion übergegangen war. Die Lößbedeckung gestattet eine recht genaue Zeitbestimmung. Rodderberg und Hohe Buche sind gleichen oder doch annähernd gleichen Alters.

Ein ähnliches Ergebnis erhalten wir bei Beurteilung des Alters der Lavadecke, die zwischen der Schleewiesen-Mühle und Plaidt die Hänge des Nette-Baches säumt. Auf ihr jugendliches Alter hat Rauff[2]) aufmerksam gemacht. Der von Löß und alluvialem Bimsstein bedeckte Lavastrom liegt bei Wernerseck 15—20 m über der heutigen Talsohle, bei Plaidt sogar unter der heutigen Talsohle der Nette. Er ist auf deren Jüngere Mittelterrasse ausgeflossen, die bei Plaidt lokal abgesenkt worden ist. Demnach besitzen die Vulkangruppe Wannenköpfe—Langerberg—Michelberg—Eiterköpfe und der Plaidter Hümmerich, von denen die Lavaströme ausgegangen sind, ein ähnliches jungmitteldiluviales Alter wie die Hohe Buche[3]).

Älter ist der Ausbruch des Tönchesberges westlich von Wernerseck, dessen Lava in die Nette abgeflossen ist, als sie noch 90 m über der heutigen Talsohle lag. Der Ausbruch folgte auf die Hauptterrassenzeit.

Die alluvialen Bimsstein-Ausbrüche

Durch zahlreiche Untersuchungen sind wir ausgezeichnet unterrichtet über Ablagerungsform und Ausbruchszeit der Bimsstein- und Traß-Massen, die dem Laacher See entstammen, das Neuwieder Becken erfüllen und von westlichen Winden weit ins Bergland getragen worden sind. Den Beginn der Ausbrüche haben wir in die Zeit zu verlegen, als der Rhein die Inselterrasse[4]) aufschüttete. Kiesgruben im Inselterrassensockel südöstlich von Neuwied zeigen folgendes Profil:

---

[1]) H. v. Dechen, Geologische und paläontalische Übersicht der Rheinprovinz und Westfalens. Bonn 1884. S. 741.

[2]) H. Rauff, Vulkangebiet des Laacher Sees. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. f. 1906, S. 255.

[3]) Mordziol (Geologische Wanderungen durch das Diluvium und das Tertiär der Umgebung von Coblenz, Braunschweig 1913, S. 73) hat auf die Möglichkeit eines jungdiluvialen Alters einzelner Schlackenauswürfe hingewiesen.

[4]) F. A. Jungbluth, Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. Verhandl. d. Naturh. Vereins d. preuß. Rheinl. u. Westf., Jahrg. 1916, S. 94.

4,0 m Bimssteintuff und Aschenbänke
0,6 » Terrassenschotter
0,2 » feiner Bimssteintuff
0,2 » Terrassenschotter
0,5 » Bimssteintuff
1,0 » Terrassenschotter
Rheinspiegel.

Demnach ist der Inselterrassensockel bei Neuwied nicht nur aus Schottern, sondern auch aus eruptivem Material aufgebaut. Es bestätigt sich die von P. G. KRAUSE[1]) geäußerte Ansicht, daß mittelalluviale Vorläufer des großen Ausbruches von Laach bereits zur Zeit der Aufschüttung der jüngsten Rheinterrasse, die KRAUSE allerdings in der Niederterrasse sah, Bimssteinmassen geliefert haben.

Trotzdem ist die Auffassung JUNGBLUTH's, die auch MORDZIOL[2]) vertreten hat, berechtigt, daß die Haupteruptionen erst nach Aufbau der jüngsten Rheinterrasse erfolgt sind, als der Rhein bereits wieder zur jungalluvialen Austiefung seines Bettes übergegangen war. Wenn ich in diesem Zusammenhange die von JUNGBLUTH geprägte Bezeichnung Inselterrasse gebrauche, so möchte ich den Hinweis nicht unterlassen, daß auf diese der Niederterrasse als Unterstufe nachgeordnete Fläche bereits ZIMMERMANN II und FLIEGEL[3]) aufmerksam gemacht haben. Beide hielten jedoch diese jüngere Terrassenstufe nur für eine »Ausräumungsterrasse«. Von JUNGBLUTH ist die Selbständigkeit der Inselterrasse erkannt worden.

Für die Zeitbestimmung ist es zunächst wesentlich, daß zwischen Engers und Weis eine altalluviale Flugsanddüne auf der Rheinniederterrasse von älterem und jüngerem Bimsstein überdeckt ist.

In Anlehnung an MORDZIOL hat man in neuerer Zeit die Bimsstein-Eruption als einen im wesentlichen einheitlichen Vorgang betrachtet. Als bezeichnend hebt MORDZIOL hervor, daß jede Diskordanz innerhalb der einzelnen Bimssteinschichten fehle[4]). Diese Annahme ist nicht zutreffend. 1926 beobachtete ich in einer Bimssteingrube an dem Wege, der in nördlicher Richtung von Sayn über Punkt 118 nach Engersbach führt, unmittelbar südlich des Anstieges zwischen der Niederterrasse und der Jüngeren Mittelterrasse, folgendes Profil:

0,4 m Verwitterungsboden der gegenwärtigen Erosions- und Vegetationsperiode.
2,0 » Jüngerer Bimsstein, 15° SW fallend.
0,3 » Verwitterungsboden mit kohligen Pflanzenresten einer früheren Erosions- und Vegetationsperiode.
— Auswaschungsdiskordanz —
2,7 » horizontalliegende Bimsstein- und Britzlagen.
3 » horizontalliegender Älterer Bimsstein.

---

[1]) P. G. KRAUSE, Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes. Dies. Jahrb. f. 1911, S. 126.

[2]) C. MORDZIOL, Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Dies. Jahrb. f. 1908, I, S. 422.

[3]) G. FLIEGEL, Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Dies. Jahrb. f. 1912, S. 418.

[4]) MORDZIOL, Dies. Jahrb. f. 1908, S. 420.

Die horizontale Lagerung des Älteren Bimssteins deutet an, daß seine Unterlage die Niederterrassenfläche ist.

Aus diesem Profil läßt sich als Hergangsfolge ableiten:

1. Ablagerung des Älteren Bimssteins und der Britzbänke, horizontal auf der Niederterrasse.
2. Entstehung einer Auswaschungsrinne in der älteren Bimssteinablagerung. Ältere Vegetations- und Verwitterungsperiode.
3. Ablagerung des jüngeren Bimssteins, der durch Erosion entstandenen Geländeneigung entsprechend.
4. Jüngere Erosions-, Verwitterungs- und Vegetationsperiode.

Ähnliche Beobachtungen habe ich überall an Punkten machen können, an denen die Möglichkeit zur Entstehung intravulkanischer Diskordanzen vorausgesetzt werden konnte. Die den beiden Haupteruptionsphasen zwischengeschaltete Vegetationsperiode dürfte nach der Mächtigkeit des Verwitterungsbodens fast ebenso lange gedauert haben, wie die postvulkanische Vegetationsperiode.

Wilckens [1]) hat den Bimsstein-Hauptausbruch in die Ancylus-Zeit verlegt. Diese Zeitangabe mag für die ersten Ausbrüche der älteren Eruptionsperiode zutreffen, da der Aufbau der Inselterrasse in den Ausgang der Ancylus-Zeit fällt. Die Haupteruption und Traßbildung ist jedoch erst erfolgt, als der Rhein die Inselterrasse verlassen hatte und zur jungalluvialen Tiefenerosion übergegangen war. Hierfür spricht auch die Auffassung Stoller's, daß die im Traß des Condertales und Brohltales gefundenen Floren für die boreale Birken-Kiefern-Periode bereits zu reich sei. Es erscheint mir daher richtiger, den Traß- und Haupt-Bimssteinausbruch in den Anfang der Litorina-Senkung (5000 v. Chr.) zu verlegen.

Seit Beginn der Litorina-Regionalbewegung, die sich im Rhein-Bergland in der jungalluvialen Hebung und dem Verlassen der Inselterrasse durch den Rhein ausprägt, hat sich das Bergland bei Andernach, der Tiefererosion des Rheins entsprechend, um etwa 5 m gehoben. Die regionale Hebung beläuft sich demnach auf etwa 7 cm im Jahrhundert, also auf einen Wert, der auch der Landesvermessung nicht entgangen sein dürfte [2]). Halten wir dagegen die für die säkulare Senkung der Niederland-Küste berechnete Zahl (15 cm im Jahrhundert), so überrascht bei Berücksichtigung des Abstandes der beiden Punkte von der Drehachse die Ähnlichkeit der beiden Größen, die das Schrägerwerden der westdeutschen Tafel für einen verhältmäßig kurzen Zeitraum kennzeichnen.

Bestimmen wir auf der Grundlage der Hebungsgröße für das Bergland die Zeit, die verflossen sein kann, seitdem der Rhein die Niederterrassenfläche (Austiefung bei Andernach 14 m) verlassen hat, so erhalten wir rund 20000 Jahre. Dieselbe Zeit ergibt sich, wenn

[1]) O. Wilckens, Das Alter des großen mittelrheinischen Bimsstein-Ausbruches. Geol. Rundschau 1925, S. 306.

[2]) Die durchschnittliche Mittelwasserhöhe des Rheins zwischen Andernach und Bonn hat sich von 1860—1910 um etwa 19 cm gesenkt. Diese Senkung ist z. T. hervorgerufen durch die Hebung des Ufergeländes.

wir unter Zugrundelegung der Senkungszahl für die niederländische Küste die Bildungszeit der Haff- und Strandformation, die der alluvialen Austiefungsperiode des Rheins zeitlich entspricht, berechnen. Da die Niederterrasse des Rheins im Ausgang der Weichsel-Eiszeit (Primigenius-Zeit) aufgeschüttet worden ist, so entsprechen die vorgenannten Zahlen annähernd der von MUNTHE für das Postglazial (Ancylus-, Litorina-, Limnaea- und Myazeit) berechneten Dauer von 17000 Jahren. Die von DE GEER-LIDEN für denselben Zeitraum angegebenen 10000 Jahre dürften zu niedrig geschätzt sein. Zweifellos ist DE GEER's Berechnung für die Postancyluszeit zutreffend, doch dürfte unter Berücksichtigung der Terrassenabstände des Rheins das Altalluvium nicht, wie von beiden Forschern angenommen, rund 3000 Jahre, sondern 10000—13000 Jahre gedauert haben. MUNTHE gibt die Dauer zu 6000 Jahren an.

Da die Schrägstellung der westdeutschen Tafel eine Bewegung ist, die sich auf viele Millionen von Jahren erstreckt, so läßt sich auch für die diluviale Vergangenheit auf der Grundlage der Hebungs- bezw. Senkungsgröße eine Zeitberechnung durchführen. Die Tabelle auf Tafel 18 ist ein Versuch in dieser Richtung. Sie gibt den zeitlichen Zusammenhang zwischen den tektonischen Regionalbewegungen, den vulkanischen Effusionen, den Terrassen- und den Glazialbildungen wieder. Ferner ist versucht worden, die aus Westdeutschland bekannten und zu den Terrassen in fester Beziehung stehenden Säugetierfunde und Menschheitskulturen zu berücksichtigen. Dies schien mir insonderheit deshalb angebracht, weil die auf unzutreffenden Voraussetzungen, wie PENCK[1]) neuerdings selbst erkannt hat, aufgebaute Glazialchronologie der Alpen zu einer kaum lösbaren Verwirrung geführt hat. Wie beträchtlich diese Verwirrung ist, geht daraus hervor, daß in der letzten Auflage des sonst so zuverlässigen Lehrbuches der Geologie von E. KAYSER[2]) beispielsweise die jungdiluviale Eem-Zone der Niederlande den oberpliocänen bezw. altdiluvialen Tegeler Tonen, deren präglaziales Alter außer Frage steht, zeitlich gleichgesetzt wird.

Die in der Tabelle gewählte Bezeichnung »Eem-Transgression« soll die jungdiluviale Küstenverschiebung andeuten. Das »Eem-Meer« hat, wie aus Schleswig-Holstein bekannt geworden ist, nur kurze Zeit hindurch lusitanische Formen gebracht. In den die Eem-Zeit i. e. S. einrahmenden Lößperioden, die zeitlich ebenfalls in die Strandverschiebungsphase fallen, hat naturgemäß die jungdiluviale Nordsee kälteliebende Formen beherbergt. Die Eem-Zeit i. e. S. fällt mit der »Waldphase« von Coblenz[3]) zusammen, die chronologisch zwischen der älteren (Moustérien-) und der jüngeren (Aurignacien-) Lößsteppe liegt.

[1]) A. PENCK, Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 16, 1922.

[2]) E. KAYSER, Lehrbuch der Geologie, Bd. 6 und 7. Auflage, Bd. IV, Stuttgart 1924, S. 508 und 561. Ferner E. KAYSER, Abriß der allgemeinen und stratigraphischen Geologie, 4. und 5. Auflage, Stuttgart 1925, S. 531, 549 und 566.

[3]) A. GÜNTHER, Vulkantätigkeit und Eiszeit im östl. Eifelvorland. »Die Eiszeit«, Bd. I, 1924, S. 50.

Zu der Tabelle bemerke ich ferner, daß die an der Fundstelle sicher horizontierten Kulturen ohne Klammer, die durch Artefakte in unsicherer Fundhöhe nachgewiesenen in Klammern gesetzt sind. Es ergab sich, daß abgesehen vom *Homo Heidelbergensis* nach den bisherigen Funden im Rheingebiet die Menschheitsentwicklung zeitlich erst vom Früh-Aurignacien, von der Willendorfer Stufe Wiegers' an unzweifelhaft sicher stratigraphisch festgelegt ist. Immerhin bieten sich zahlreiche Beweismittel dafür, daß Artefakte, deren Alter über die Aufschüttungszeit der Jüngeren Mittelterrasse hinausgeht, bisher im Rheingebiet nicht gefunden worden sind. Der von E. Zimmermann[1]) beschriebene Chelléen-Keil lag in den Schottern der Niederterrasse und stammt den Fundumständen nach aus der Jüngeren Mittelterrasse. Im Kies der Jüngeren Mittelterrasse wurde der kleine Faustkeil von Birlinghoven bei Siegburg gefunden[2]). Ob ihm mit Recht Moustérien-Alter zugesprochen wird, erscheint mir daher zweifelhaft. Bemerkenswert ist das außerordentlich hohe Alter des *Homo Heidelbergensis*, worauf Wiegers besonders hingewiesen hat. Er gehört der I. Interglazialzeit an und liegt vor aller Kulturentwicklung, die erst in der Saale-Eiszeit begonnen hat und deren Erzeugnisse uns erst im II. Interglazial bei Bonn und Letmathe, in Mitteldeutschland bei Hundisburg, Krölpa, Markkleeberg und Taubach, entgegentreten.

Widerspruch wird die von mir der Terrassentabelle gegenübergestellte graphische Darstellung der Eisvorstöße und Interglazialzeiten Norddeutschlands finden. Über die Einordnung der beiden älteren Eiszeiten in die sehr lange mitteldiluviale Austiefungsperiode des Rheines können keine Zweifel bestehen. Für die Einordnung der beiden letzten Eisvorstöße, die der Weichsel-Eiszeit angehören, müssen die Lage der Aurignacien-Artefakte unter bezw. im Jüngeren Löß von Coblenz sowie die zahlreichen Fundpunkte der *Primigenius*-Fauna in der Niederterrasse des Rheins und der Lahn[3]) maßgebend sein. Die »Waldphase« mit der Früh-Aurignac-Kultur von Coblenz fällt dann in die Aurignac-Schwankung (das Aurignac-Interstadial) der Weichsel-Eiszeit. Entsprechend ist der ältere Löß des Rheingebietes zeitlich dem Moustérien-Vorstoß der Weichsel-Eiszeit zuzuordnen. Der die Niederterrasse des Rheins bedeckende und bereits der alluvialen Ancylus-Zeit zugehörige Flugsand entstand als Löß-ähnliche äolische Bildung nach Abschluß der Weichsel-Eiszeit bei der Freilegung der weiten Talsand-Flächen, Sander und Oser Norddeutschlands und Nordeuropas. Da der Jüngere Löß zeitlich dem letzten (Solutré-) Vortrieb des Weichsel-Eises gleich steht, flankieren Jüngerer Löß und Flugsand die letzte Glacialphase.

Ob, wie bisher mehrfach behauptet worden ist, älteste, der I. und II. Eiszeit entsprechende Lößbildungen auf der Älteren Mittelterrasse

[1]) E. Zimmermann, Über einen paläolithischen Fund bei Bonn. Dies. Jahrb. f. 1916, S. 47.

[2]) C. u. E. Rafdemacher, Neufunde des Prähist. Museums der Stadt Köln. Heft 1, Köln 1916, S. 5.

[3]) F. Michels, Ein Fund von Mammut-Zähnen bei Limburg a. Lahn und seine Bedeutung für die Altersfrage der Niederterrasse im Lahngebiet. Senckenbergiana, Bd. VII, Heft 3/4, S. 119 ff.

bezw. der Hauptterrasse abgelagert worden sind, kann noch nicht mit Sicherheit beantwortet werden[1]). Bekanntlich ist der ältere Löß in manchen Aufschlüssen schwer vom jüngeren Löß zu unterscheiden, um so schwerer muß es sein, den ältesten Löß vom älteren Löß zu trennen.

Ein schematisches Zeit-Intensität-Diagramm für die regionale Hebung im Bergland und die vulkanischen Ergüsse würde folgende Form erhalten können:



Abb. 15. Die Verknüpfung vulkanischer und regionaltektonischer Aktivität im Rheinischen Bergland im Quartär.

Berücksichtigen wir in Verbindung hiermit die Tatsache, daß die Ausbrüche an tektonische Linien geknüpft sind, die aus dem Niederrheinischen Zerrungsgelenk nach SO ausstrahlen, so erhalten wir: Jede nach einer Ruheperiode unvermittelt einsetzende Regionalbewegung der Westdeutschen Tafel (Aufwärtsbewegung des Rheinischen Berglandes) war von einem eruptiven Stoße gefolgt, der auf den von altersher durch Zugbelastung geschwächten und zerbrochenen Zonen zu Ergüssen gabbroider bezw. essexitischer Magmen geführt hat.

Dieser Zusammenhang klärt allerdings noch nicht die endgültige Ursache. Es bleibt die Frage: Ist die Schrägstellung der Westdeutschen Tafel, das Aufkanten des Hebungsrandes, durch die magmatische Expansion im Untergrunde hervorgerufen, oder sind die magmatische Expansion und der Ausbruch erst die Folgen der durch die einseitige Aufwärtsbewegung der Rinde erzeugten Druckentlastung und Quellung des Magmas? Spielt das Magma unter dem Hebungsrande eine aktive oder eine passive Rolle?

Die Ursachen der Schrägstellung und der Anisostasie der Westdeutschen Regionalscholle

Wie Soergel[2]) in einem Aufsatz über diluviale Krustenbewegungen übersichtlich hervorgehoben hat, stehen sich über die Ursachen der jüngeren epirogenetischen Bewegungen Norddeutschlands zwei An-

[1]) Für eine älteste Lößstufe, die zeitlich zwischen die Hauptterrasse und die ältere Mittelterrasse des Rheins fällt, spricht die neue Beobachtung Wenz' im Mosbacher Sandprofil.

[2]) Soergel, Diluviale Krustenbewegungen, Petermanns Geogr. Mitt. 1925, S. 105.

sichten schroff gegenüber. Der älteren und zweifellos auf den ersten Blick einleuchtenden Erklärung, daß durch die diluvialen Inlandeismassen Nordeuropas ein Niederdrücken der Rinde und durch das Abschmelzen eine Aufwärtsbewegung aus isostatischen Gründen hervorgerufen sei, ist vor allem v. Linstow[1]) entgegengetreten. Er sieht in der Depression weiter norddeutscher Gebiete im Diluvium, in der Absenkung weiter Landstriche unter die Meeresoberfläche, einen epirogenetischen, also einen regionaltektonischen Vorgang.

Es kann kein Zweifel bestehen — alle Untersuchungen und Beobachtungen sprechen dafür —, daß die diluviale Regionalbewegung der Westdeutschen Schrägscholle, die uns in der Absenkung der Niederlande und dem Aufsteigen des Rheinischen Gebirges entgegentritt, kein spezifischer Vorgang des Eiszeitalters, sondern nichts weiter als die Fortsetzung einer Bewegung ist, die bereits in frühtertiärer Zeit, im Eocän, begonnen hat. Damit fallen naturgemäß alle Behauptungen in sich zusammen, die von einer ursächlichen Verknüpfung der Regionalbewegung mit ausschließlich diluvialen Vorgängen, wie Belastung der Niederlande mit Eismassen, ausgehen. Es verdient erwähnt zu werden, daß ähnliche Bedenken de Geer geltend gemacht hat gegen die von Jamieson zuerst aufgestellte Theorie, daß die regionale Senkung bezw. Hebung Fennoskandiens durch Eislast bezw. Eisschwund ausgelöst worden seien.

Auch eine zeitliche Verknüpfung der Glacialperioden mit Absenkung, der Interglazialperioden mit Aufwärtsbewegung der Niederlande besteht nicht, vielmehr ist eine gegenläufige Bewegung erkennbar. So bezeichnet die warme Eemzeit eine Transgression, eine Senkungsphase; in der Gegenwart, die der letzten Vereisung gegenüber doch zweifellos als Eisrückzugsperiode zu gelten hat, befinden sich die Niederlande noch immer in Abwärtsbewegung.

Hier versagt also zunächst die Voraussetzung einer »gerichteten Labilität« im Sinne Soergel's, der annimmt, daß sich ältere exogene Impulse endogen auswirken können noch zu einer Zeit, in der neue auch entgegengesetzte Impulse sich geltend machen. Das Schrägerwerden der Westdeutschen Großscholle wird zwar zeitweilig durch Stillstandslagen und geringe Rückschläge unterbrochen. Die wichtigsten Ruhepausen und entgegengesetzten Bewegungen fallen jedoch ins Tertiär (Untermiocän, Unterpliocän) oder ins Präglacial (Altdiluvium). Die Stillstandslagen im späteren Diluvium und im Alluvium, die Bildungsperioden der jüngeren Terrassen, gliedern die Bewegung nur, kehren sie aber niemals um.

Dennoch bedarf die »isostatische Deutung« der Krustenbewegungen einer Erörterung, schon aus dem Grunde, weil das Prinzip der Isostasie für die Einstellung der Großformen der Erdrinde, beispielsweise der Kontinenttafeln und Ozeanböden[2]), unzweifelhafte Gültigkeit be-

[1]) v. Linstow, Abh. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 87, S. 146.
[2]) H. Quiring, Über das Problem der Krusten- und Gebirgsbildung. Geol. Rundschau, Leipzig 1921, S. 198.

sitzt. Es fragt sich nur, ob im Einzelfalle nicht dem isostatischen Ausgleich entgegenwirkende und lokal stärkere Kräfte vorhanden sind, die den Ausgleich verhindern, vielleicht sogar einen zunehmend anisostatischen Zustand schaffen können. Ein typisches Beispiel völlig anisostatischen Verhaltens bildet das Rheinische Bergland in gleicher Weise wie die ganze Alpenscholle. Die bisher ausgeführten Schweremessungen zeigen, daß in dem sich seit dem Eocän hebenden Rheinischen Gebirge trotz ständigen Stoffverlustes ein Schwereüberschuß gegenüber dem sinkenden Niederland und Nordseegebiet vorhanden ist. Das Bergland hebt sich also seit vielen Millionen von Jahren, trotzdem es schwerer als die umgebenden Rindenteile ist und obwohl es — dies sei den Glacialtektonikern gesagt — niemals eine Eisbedeckung größeren Umfanges und längerer Dauer getragen hat.

Wesentlich ist ferner, daß für die Bewegung der Westdeutschen Großscholle die für sinkenden Meeresraum und aufsteigendes Landgebiet so oft beliebte und sicherlich auch oft stichhaltige Deutung nicht herangezogen werden kann, wonach fortdauernde Sedimentation isostatische Senkung, fortdauernde Abtragung isostatische Hebung erzeugt. Der tatsächliche Bewegungsvorgang entspricht zwar diesem Lehrsatz, dennoch kann er zur Erklärung der Bewegung nicht dienen, da die tatsächliche Schwereverteilung, insbesondere der totale Schwereüberschuß des Abtragungsgebietes dem widerspricht.

Wie Born[1]) hervorgehoben hat, kann sich ein lediglich isostatischen Gesetzen gehorchendes Abtragungsgebiet nur im Stadium des totalen Schweredefizits oder im Stadium totaler Isostasie befinden. Ein Stadium totalen Schwereüberschusses ist unter der Voraussetzung auch lokaler Gültigkeit der Isostasie ausgeschlossen.

Ist es also nicht möglich, die tertiären und quartären Bewegungen der Schrägscholle unmittelbar aus gestörtem Gleichgewicht der Rinde abzuleiten, so bleibt nichts übrig, als nach anderen, weniger naheliegenden Beziehungen Umschau zu halten. Wir müssen die weitere Umgebung mit in den Kreis der Betrachtung ziehen, vor allem das südlich an die Großscholle anstoßende Alpengebiet, das mit seinem nördlichen Vorland in engem Verbande steht.

Nach Kossmat[2]) zeigt auch das Alpengebiet einen absoluten Schwereüberschuß, der etwa 70 Einheiten der dritten Dezimale von g in cm/sek entspricht. Es ergibt sich also auch für die seit dem Beginn des Mittelmiocäns in sehr starker periodischer regionaler Aufwärtsbewegung begriffenen Alpen, daß Kräfte am Werke sind, die der nach den Gesetzen der Isostasie zu fordernde Senkung entgegenwirken, ja sogar die Anisostasie verstärken.

---

[1]) A. Born, Isostasie und Schweremessung, ihre Bedeutung für geologische Vorgänge. Berlin 1923, S. 75.

[2]) Kossmat, Die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Bau der Erdrinde. Geol. Rundschau, Bd. XII, Leipzig 1921, S. 171.

Kossmat[1]) ist sich der Unmöglichkeit, die einseitige Alpenhebung isostatisch zu erklären, bewußt gewesen und vermutet daher, daß junge orogenetische Bewegungen für den Schwereüberschuß verantwortlich zu machen sind. Er weist hierbei besonders auf die in der Diluvialzeit erfolgte Schrägstellung der Talböden und Terrassen der Piave, des Tagliamento und des Isonzo hin, in der er den Ausklang der Alpenorogenese zu erkennen glaubt. Ich kann ihm in dieser Hinsicht nicht folgen. Die Schräglage der oberitalienischen Terrassen ist ein ähnlicher Zustand, wie ihn beispielsweise die Main- und Rheinterrassen am Südrande des Taunus zeigen. Die Talstufen-Konvergenz ist durch staffelförmigen tektonischen Abbruch zur Bruchzone hin, teils während, teils nach der Aufschotterung hervorgerufen. Es handelt sich um eine Zerrungs-Erscheinung unverkennbar lokaltektonischen Ursprungs.

Die Aufwärtsbewegung der Alpen-Schrägscholle geht in ähnlicher, nur weit stärkerer Weise einseitig vor sich, wie die Aufwärtsbewegung des Rheinischen Berglandes. Dem sich hebenden Alpen-Kern steht das nördliche Vorland als Tiefgebiet gegenüber. Während wir aber im Bereich der Einbiegungszone der Westdeutschen Schrägscholle, die zur Zeit unter den Meeresspiegel getaucht ist, die mit der Einbiegung verknüpfte Pressung nicht erkennen können, liegt seit dem Untermiocän das nördliche Alpenvorland trocken, so daß wir ausgezeichnet über die Stauchungszone, das Pressungsgelenk, zwischen der Molasse-Schrägscholle und der Alpenschrägscholle (vergl. die Skizze auf S. 532) unterrichtet sind. Zwar gehen die Ansichten über die Bildungszeiten der gewaltigen Überschiebung des Alpenrandes über die ältere Molasse und der älteren Molasse über die jüngere Molasse noch auseinander, es kann jedoch kein Zweifel sein, daß der besonders intensiv im Obermiocän[2]) bezw. Pliocän[3]) erfolgte Zusammenschub mit der regionalen Schrägstellung der Alpenscholle seit dem Ausgang des Untermiocäns in Zusammenhang steht. Es handelt sich um einen Vorgang der trotz seines größeren Ausmaßes genetisch der Osningfaltung[4]) durchaus vergleichbar ist. Wie am Osning ist auch in der

[1]) Geol. Rundschau, Bd. XII, S. 172. Als ein allerdings nicht zur Lösung führender Ausweg könnte erscheinen, die Defizitzone der zur Alpenscholle gehörigen nördlichen Randzone mit in Betracht zu ziehen (vgl. Heiskanen, Zur isostatischen Kompensation der Randsenken, Geol Rundschau f. 1926, S. 4) und eine Kompensation des Kettengürtels in Verbindung mit der Randsenke anzunehmen. Daß für die gesamte Alpenscholle ebenso wie für die westdeutsche Schrägscholle der Schweremangel des Tiefgebietes durch den Schwereüberschuß des Hochgebietes paralysiert ist, kann natürlich ernstlich nicht bezweifelt werden, da die Schollen naturgemäß nur um ihren Schwerpunkt bezw. ihre Schwereachse pendeln. Die Schrägstellung, auf deren genetische Deutung es ankommt, wird aber durch irgend welche Kompensationsannahmen nicht erklärt.

[2]) K. Boden, Die Geröllführung der miocänen und oligocänen Molasseablagerungen im südlichen südbayer. Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. Mitt. d. Geogr. Ges. in München, Bd. 18, 1925.

[3]) Arn. Heim, Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. in Zürich, 1916, S. 460.

[4]) H. Quiring, Über Wesen und Ursprung der postvaristischen Tektonik Nordwestdeutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. f. 1924, Monatsber. S. 62 ff.

Stauchungszone am nördlichen Alpenrand die Überschiebungsrichtung durch die Höhenlage der Senkungsränder der Großschollen zueinander gegeben. Da der mesozoische Gesteine tragende Rand der Alpenscholle etwas höher liegt als der Rand der Molasse-Schrägscholle, so konnten nur Überschiebungen des Alpenrandes über die Molasse, also von S nach N entstehen.

Da die einseitige Alpenhebung auch heute noch fortdauert, so setzt sich auch der Zusammenschub im Vorlande bis in die Gegenwart hinein fort. Der Rhythmus der Bewegung geht im gleichen Takt vor sich, wie das Schrägerwerden der Westdeutschen Großscholle, da am nördlichen Alpenrand dieselben Aufschotterungsphasen im Diluvium wie im rheinischen Bergland unterscheidbar sind. Daß sich auch der Zusammenschub fortsetzt, bestätigen die Ergebnisse der Landesvermessung, wonach sich Geländepunkte in Südbayern in N—S-Richtung einander nähern.

Da Westdeutsche Schrägscholle und Alpenscholle in ihrer einseitigen Neigung gleichgerichtet sind, so ist auch die Schwereverteilung homolog. In den Einbiegungszonen der südlichen Nordsee und in der dem Alpenrand vorgelagerten Molassezone, besteht Dichtemangel, im regional aufsteigenden Bergland, dem Schiefergebirge und dem Alpenrumpf, Schwereüberschuß. Diese anisostatische Schwereverteilung ist das natürliche Ergebnis der durch Tangentialdruck erzeugten Schrägstellung. Leichte salische und sedimentäre Massen sind im Depressionsgebiet hinabgedrückt, schwere simische Massen sind unter dem Hochgebiet »empor gesaugt« worden.

Die Verkettung der süddeutschen und westdeutschen Großscholle veranschaulicht nachstehende Skizze. Das schematische Profil ist von Amsterdam über Düren, Bingen, Karlsruhe, Lindau, den Ortler nach Verona gelegt. Zur Erläuterung sei noch einmal kurz wiederholt: Als tektonische Großformen lassen sich die nach NW schrägliegende Westdeutsche Großscholle, die nach SO schrägliegende Schwäbische Großscholle, die ihre höchste Erhebung im Schwarzwald besitzt, die zwischen Donau und Alpenrand am tiefsten einseitig niedergedrückte Molassescholle und die nach NW schrägliegende Alpenscholle unterscheiden. Wir erkennen, wie durch die Schrägstellung an den Rändern der Großschollen sich Pressungs- und Zerrungsgelenke ausbilden. Am Senkungsrand der Westdeutschen Schrägscholle liegt die Kanal-Einbiegung, eine Geosynklinale, ein untermeerisches Faltengebirge (Pressungsorogen) in statu nascendi. Zwischen den Hebungsrändern der Westdeutschen und der Schwäbischen Schrägscholle hat sich das Zerrungsgelenk des Oberrheinischen Grabens gebildet. Die starke einseitige Absenkung der Molassescholle hat den Donaugraben erzeugt. Die beiden Senkungsränder der Alpenscholle und der Molasse-Schrägscholle stoßen in der Pressungszone des nördlichen Alpenrandes zusammen.

Die Molassezone am nördlichen Alpenrand bildet seit dem Alttertiär einen echten Trog, der im Untermiocän vorübergehend und nach der Ablagerung der jüngeren Molasse dauernd bis zur Gegenwart

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

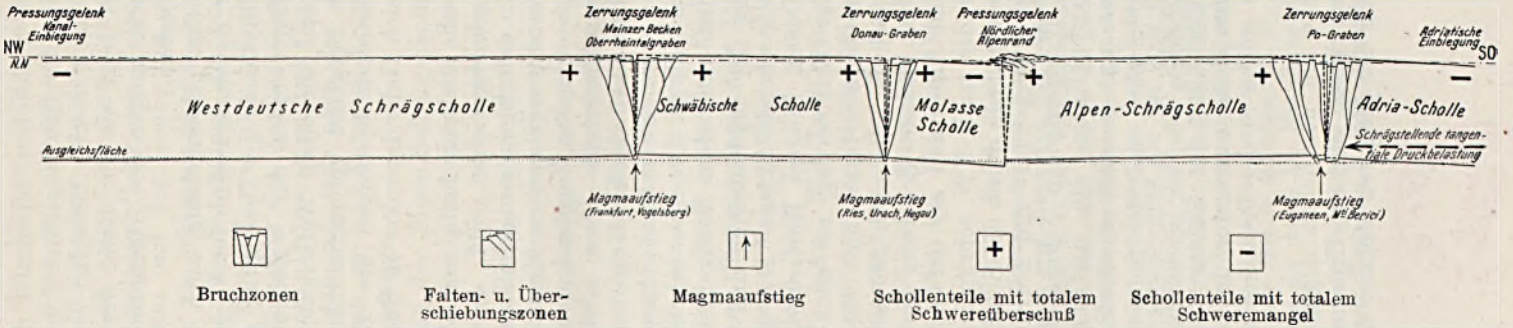


Abb. 16. Die jungtertiär-quartäre Schrägstellung der west- und süddeutschen Großschollen als Ursache der Bewegungsformen und des Magmaaufstieges an den Schollenrändern.

verlandete. Die Anhäufung und zwangläufige Versenkung der Meeresmolasse, also spezifisch leichter tertiärer Sedimente am Depressionsrande der Molasse- und Alpen-Schrägscholle und die ebenso zwangläufige Verdrängung der schweren Magmaunterlage sind die Gründe dafür, daß die Alpenrandzone zwischen Genfer See und Linz ein totales Schweredefizit zeigt. Der Schweremangel im Tiefgebiet und der Schwereüberschuß im Hochgebiet sind klare Korrelate zu den Verhältnissen der westdeutschen Großscholle. Nur insofern besteht ein Unterschied, als die Auffaltung in der Molasse-Einbiegungszone seit dem Unteroligocän subaerisch, dagegen in der Kanal-Einbiegung submarin vor sich geht[1]).

Südlich des Hebungsrandes der Alpenscholle befindet sich als Zerrungsgelenk der breite und sehr tiefe Pograben. Zur Alpenscholle hat er dieselbe Lage wie der Oberrheinische Graben zur Westdeutschen Scholle und wie das Bruchgebiet des Karpathen-Hinterlandes zum Karpathenkern-Epirogen. Das Analogon zwischen südlichem Alpenrand und südlichem Karpathenrand ist seit langem bekannt, es hat aber keine klare Deutung erfahren, da man den Einbruch der Rücklandzonen unmittelbar zur Auffaltung im Vorland in Beziehung setzte. Tatsächlich besteht eine unmittelbare Beziehung nicht. Man übersah die für beide Vorgänge gemeinsame Ursache, die Schrägstellung der Regionalscholle. Pograben und Karpathenrückland sind ebenso wie der Oberrheintalgraben lokaltektonische Einbrüche (Zerrungszonen), nicht Einbiegungen (Pressungszonen), wie Molassestreifen, Karpathenflysch und südliche Nordsee. Für den Bruchcharakter des Po-Grabens und Karpathenhinterlandes sprechen auch die auf den Hauptzerrspalten im Jungtertiär bezw. Quartär aufgequollenen Eruptiva (Euganeen und Hargittazug).

Zur Vermeidung von Mißverständnissen bemerke ich, daß die obige Darstellung nur in großen Zügen die Entstehung der jungtertiär-quartären Bewegungsformen an den Großschollenrändern erläutern soll, soweit ihre Bildung der letzten regionalen und lokalen Bewegungsphase angehört, die vom Mittelmiocän bis zur Gegenwart reicht. Naturgemäß sind die Großschollen, wie das für die Westdeutsche Schrägscholle bereits oben näher ausgeführt wurde, in sich in Teilschollen gegliedert. Beispielsweise zeigt die Schwäbische Scholle eine östliche Teilbegrenzung im bayerischen Pfahl, einer breiten Störungszone. Der Pfahl ist nach SEEMANN[2]) im Präcenoman ein Zerrungsgelenk gewesen und im Postoligocän zu einem Pressungsgelenk geworden. Als Teilscholle der Schwäbischen Scholle kann übrigens auch die Molassescholle angesehen werden. Jedenfalls hat sich durch das starke einseitige Niederdrücken des Molassegebietes eine lokale Zerrungszone beiderseits der Donau ausgebildet. Die jung-

[1]) Primäre Diskordanzen im Sinne BÖTTCHER's (Die Bochumer Mulde zwischen Dortmund und Bochum. Das westfälische Faltungsproblem. Glückauf, Essen 1925) entstehen nur bei submariner Faltung, bei subaerischer nicht. Dies ist ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal, das in Zukunft hohe Bedeutung erlangen wird.

[2]) R. SEEMANN, Die geologischen Verhältnisse längs der Amberg-Sulzbacher und Auerbach-Pegnitzer Störung. Abh. d. Naturhist. Ges. zu Nürnberg, Nürnberg 1925.

tertiäre Ries-Eruption[1]) ist als Folge dieser lokalen Zerrung aufzufassen.

In ähnlicher Weise ist naturgemäß auch die Alpenscholle bei ihrer schrägen Aufwärtsbewegung in Teilschollen zerfallen, so daß in weiterer Entfernung von dem Hauptpressungsrande im Norden und dem Hauptzerrungsrande im Süden kleinere Pressungs- und Zerrungszonen in der jüngsten Gebirgsbildungsphase entstanden sind.

Wollen wir aber die tektonische Struktur der Alpenscholle in allen ihren Eigentümlichkeiten erkennen, so ist es erstes Erfordernis — in neueren Arbeiten ist damit bereits begonnen — zunächst die einzelnen Strukturelemente zeitlich zu ordnen und auf die verschiedenen, bereits erkannten, von Stille besonders namhaft gemachten tektonischen Phasen langer Periode zu verteilen. Werden dann für jede Phase die zugehörigen Schrägschollen, anisostatischen und isostatischen Regionalbewegungen rekonstruiert, so glaube ich, daß dieser Weg endlich zu einer Lösung des Alpenproblems und auch des Problems der übrigen tektonischen Gebirge führen wird. In dieser Hinsicht stehen wir noch in den ersten Anfängen. Die letzten theoretischen Abhandlungen über die Alpentektonik sind derartig mit Phantasmagorien durchsetzt, daß ihre Durchsicht sehr unerquicklich ist. Um von eins bis zehn zu zählen, addiert und subtrahiert man siebenstellige Zahlen. Dazu kommt, daß jeder Berufene und Unberufene die Berechtigung für sich in Anspruch nimmt, eine neuartige Terminologie aufzustellen. Je unverständlicher, um so gelehrter.

Ich komme zur Deutung der anisostatischen Schrägstellung: Die tektonische Geschichte Europas steht seit paläozoischen Zeiten unter der Einwirkung eines in langen Perioden abgeschwächten und nur zeitweise — in Gipfelpunkten langen Wellenabstandes — kulminierenden Tangentialdruckes aus südlicher Richtung. Mögen auch die einzelnen Großschollen an ihren Rändern starkgegliederte Lokaltektonik. Druck- und Zerrungsstruktur, aufweisen und daher eine wesentliche Einwirkung der allgemeinen Pressungskomponente — es sei an die Zerrungsgräben und an die von N nach S gerichteten Überschiebungen vieler Pressungszonen erinnert — nicht zeigen, so dürfen wir doch den ständigen tangentialen Druck aus äquatorialer Richtung bei der Erklärung der Regionalbewegungen der Großschollen nicht außer acht lassen. Der allgemeine südliche Druck bedeutet für die Großschollen Europas diejenige Spannung, die immer wieder von S angreift und das Kanten der Schollen, ihr Schrägerwerden, befördert. Diese Bewegung geht, dem Widerstand der Schollen entsprechend, mit rhythmischen Unterbrechungen — es sind dies die Ruhepausen langer und mittlerer Periode — vor sich. Die regionale Tangentialspannung wirkt der unzweifelhaft vorhandenen Tendenz der Schollen entgegen, eine parallele Lage zur Geoidfläche einzunehmen, den durch die Schrägstellung gestörten Gleichgewichtszustand wiederherzustellen. Der vom zusam-

[1]) A. Bentz, Über Dogger und Tektonik der Bopfinger Gegend. Stuttgart 1924.

menbrechenden Äquatorring[1]) ausgehende latente Tangentialdruck ist es, der immer wieder das isostatische Gleichgewicht der Kruste beseitigt, die Epirogene (Großschollen) anisostatisch bewegt.

Mit der Erkennung des Tangentialdruckes als Ursache der Schrägstellung der Großschollen ist die rhythmische Aufeinanderfolge von Anisostasie und Isostasie erklärt. Wir haben lediglich vorauszusetzen, daß der Tangentialdruck zeitweise abgeschwächt ist, so daß die durch ihn hervorgerufene Anisostasie durch isostatische Gegenbewegungen ausgeglichen werden kann. Wir haben eine tangentialdynamische Phase und eine isostatische Phase, die cyclisch aufeinanderfolgen, zu unterscheiden. In der tangentialdynamischen Phase entsteht Anisostasie, in der isostatischen Phase erfolgt der Ausgleich. Die in der tangentialdynamischen Phase einsetzende Abtragung des überschweren Hochgebietes und die sedimentäre Auffüllung des zu leichten Tiefgebietes mildern zwar die Anisostasie, vermögen aber niemals eine Bewegung gegensätzlichen Sinnes, die in Anbetracht der anormalen Schwereverteilung zu erwarten wäre, hervorzurufen. Abtragung und Sedimentation erzeugen in den meisten Fällen keine Aninostasie, mildern sie vielmehr. Keinesfalls dürfen sie zu den primären krustenbewegenden Vorgängen gezählt werden, nur unterstützend oder hemmend greifen sie ein.

In dem Wechsel zwischen Senkung und Hebung, Schrägerwerden und Zurücksinken der Epirogene, bilden sich demnach — von exogenen Einflüssen, wie Eislast und Eisschwund abgesehen — nur zwei einander meist entgegengesetzt wirkende und einander ablösende dynamische Faktoren ab: der Tangentialdruck und das Streben nach isostatischem Ausgleich. Ein solcher Cyklus zeigt folgendes Bild:

	Im Tiefgebiet	Im Hochgebiet
Tangentialphase (wachsende Anisostasie)	Senkung — Transgression — Sedimentation	Hebung — Erosion
Isostasiephase (Ausgleich)	Hebung — Regression — Erosion	Senkung — fluviatile Sedimentation

Bleibt der Tangentialdruck längere Zeit aus, so vermag völliger isostatischer Ausgleich das überschwere Hochgebiet in ein meerüberflutetes Tiefgebiet, das weniger schwere Tiefgebiet in ein Hochgebiet zu verwandeln. Greift dann der Tangentialdruck erneut an, so verstärkt er die isostatisch bedingte Schrägstellung, die derjenigen der vorhergegangenen Tangentialphase nicht entgegengesetzt zu sein braucht aber entgegengesetzt sein kann. Hier haben wir den Schlüssel zur Erkenntnis der Ursachen für die Umwandlung subozeanischer

[1]) Vgl. H. Quiring, Über das Problem der Krusten- und Gebirgsbildung. Die Verlangsamung der Achsendrehung der Erde im Laufe der geologischen Zeiten als Ursache tektonischer Bewegungen. Geol. Rundschau. Leipzig 1921, S. 193 ff.

Räume in kontinentale. Wir sehen aber auch weiter, weshalb viele Schollengelenke eine so wechselvolle tektonische Geschichte erlebt haben. Schon bei einfacher Umkehr der Regionalbewegung im Ablauf eines Cyklus kann eine Zerrungszone zu einer Pressungszone werden.

Auf der Suche nach den letzten Ursachen der allgemeinen tangentialen Druckbelastung hat man bisher stets die orogenetischen Zonen, beispielsweise den alpinen Zusammenschub, zum Ausgangspunkt gewählt. Unter Heranziehung der Kontraktionshypothese gelangte man dabei zu Erdradius-Verkürzungen, die geophysikalisch unhaltbar waren. Wie ich bereits früher hervorgehoben habe, liegt der Fehlschluß an der falschen Voraussetzung. Wir dürfen die Orogenese nicht als unmittelbares Symptom des regionalen tangentialen Krustendruckes betrachten, mag der Druck nun durch Kontraktion des Erdkerns oder durch die Retardation der Erddrehung erzeugt sein. Die Orogenesen sind lokal durch Schollenschrägstellungen erzeugt. Der orogenetische Zusammenschub, auch der Kettengebirge, wird durch die korrelate Zerrung am Gegenrande der Schrägschollen ausgeglichen. Wollen wir also das Maß der allgemeinen tangentialen Rindenbewegung berechnen, so dürfen wir nur die relativ geringfügige epirogenetische Schrägstellung der Großschollen der Berechnung zugrunde legen. Überschlägig ergibt sich, daß seit dem Mittelmiocän die nördliche Adria sich der Nordsee trotz des gewaltigen orogenetisch-lokalen Zusammenschubes am nördlichen Alpenrande, der völlig durch die Zerrungen an den Hebungsrändern der Großschollen paralysiert wird, nur um 280 m genähert hat. Diese geringe Tangentialbewegung, die sich ohne Schwierigkeiten auf die Retardation der Erddrehung seit dem Mittelmiocän zurückführen läßt, genügt, die Schollenschrägstellung und unter deren Vermittelung die gewaltigen lokalen Zerrungen und Pressungen im mitteleuropäischen Schollenfeld zu erklären.

Es bleibt noch zu erörtern, wie der Rhytmus zustande kommt, d. h. wie die zeitliche Abschwächung des aus südlicher Richtung wirkenden Tangentialdruckes zu deuten ist.

Wir können zunächst annehmen, daß wie jede Kraftäußerung auch die tangentiale Spannung sich erst aufsammeln muß, um die Reizschwelle, den Widerstand der Großscholle gegen Bewegung zu überschreiten. Der danach eintretende Vorgang wird dann solange einen Impuls erfahren, bis wieder Spannungsabfall eintritt. Aber auch nach der Kulmination wird die eingeleitete Bewegung in der eingeschlagenen Richtung, namentlich da sie von den Abtragungs- und Sedimentationsvorgängen unterstützt wird, wenn auch abgeschwächt, weitergehen. Stillstand wird erst eintreten, wenn die Spannung längst die Reizschwelle unterschritten hat. Nunmehr müssen sich die Spannungen erneut sammeln, um die Trägheit der unbewegten oder sogar isostatisch zurücksinkenden Schrägscholle wieder zu überwinden und einen Fortgang der Regionalbewegung zu erzwingen. Das Streben der Scholle, ihrer Schwereverteilung entsprechend, sich parallel zur Geoid-

fläche einzustellen, ist bei diesem tektonischen Wellengang als der das Wellental vertiefender Faktor in Rechnung zu stellen. Immerhin scheint ein tatsächliches Rücksinken unter isostatischem Ausgleich nur sehr selten zu sein. Eine solche deutlich isostatische Phase hat beispielsweise die Westdeutsche Schrägscholle und auch die Alpenscholle seit dem Eocän nur in der Untermiocän-Zeit durchlaufen.

Es ist sehr schwierig, Phasen der Bewegungs-Umkehr, wie die Isostasie-Phase des Untermiocäns, also Phasen längsten Wellenabstandes, allein durch einen natürlichen zeitlichen Abfall der Tangentialspannung zu erklären. Die allgemeine tangentiale Druckentlastung in dieser Phase ist zu groß, um sie nur eine Druckverminderung nennen zu können.

M. W. gibt es nur eine Theorie, die unmittelbar die zwar seltenen aber kräftigen Rückschläge längster Periodizität zu deuten befähigt ist. Wir können uns nämlich den vom sich verkleinernden Äquatorring ausgehenden Tangentialdruck für kurze Zeiten als völlig beseitigt denken. Ich bin hierauf bereits an anderer Stelle eingegangen, doch scheint mir eine kurze Wiederholung zweckmäßig zu sein, da ich glaube, daß die von mir[1]) vorgenommene Ausgestaltung der Theorie Böhm von Bömersheim's[2]) geeignet ist, die aufgeworfenen Probleme, die Ursache des Wechsels zwischen tektonischer Regionalbewegung und Stillstand, zwischen vulkanischer Aktivität und Ruhe zu erklären.

Setzen wir voraus, daß die Achsendrehung der Erde sich verlangsamt — es sei an die schnelle Rotation der in früher Entwicklungsphase befindlichen Planeten Jupiter und Saturn, an die langsamere Drehung der wegen ihrer Kleinheit früh gealterten Planeten Mars und Erde und an den bereits im Endzustand verharrenden Mond, für den Monat und Tag fast zusammenfallen, erinnert —, so durchläuft die Erdgestalt wegen der abnehmenden Fliehkraft eine leicht zu überschauende Deformationsreihe vom Rotationsellipsoid zur Kugel. Die Endform, die Kugel, besitzt gegenüber dem Rotationsellipsoid bei gleichem Inhalt eine kleinere Oberfläche. Von dem seinen Umfang verkleinernden Äquator wird daher ständig ein krustaler Tangentialdruck ausgeübt. Es ist der Tangentialdruck, der die Schrägstellung der Großschollen erzeugt. Da die Rinde der Tendenz des Äquatorringes zu sinken einen tangentialen Widerstand entgegensetzt, so durchläuft die Erdgestalt die vorgezeichnete Deformationsreihe nicht kontinuierlich, sondern stoßweise. Die wichtigsten Krustenbewegungen sind diejenigen längster Periode im Carbon-Perm und im Tertiär. Nach jedem dieser starken Rindenzusammenbrüche haben wir uns die Äquatorialachse stärker verkürzt zu denken.

Welche Folge hat diese stärkere Verkürzung des langen Erddurchmessers? Mit der Veränderung des Trägheitsmomentes tritt für eine gewisse Zeitdauer, die 2—3 Millionen Jahre umfaßt, eine Beschleunigung der Achsendrehung ein. Die vermehrte Fliehkraft wirkt

[1]) Geol. Rundschau, Bd. XI, Leipzig 1921, S. 193 ff.
[2]) Böhm Edler v. Bömersheim, Abplattung und Gebirgsbildung, Leipzig u. Wien 1910.

in der Weise, daß der vorher noch kräftig angespannte Tangentialdruck unvermittelt abgeschwächt wird, ja sogar ins Gegenteil verkehrt wird. Es setzt eine Periode allgemeiner tangentialer Druckentlastung und Zerrung ein, die zu verstärkten magmatischen Ergüssen führt, eine Periode des Zurücksinkens der Schrägschollen, eine Periode des isostatischen Ausgleichs. Als weitere Begleiterscheinung ist eine Hebung des Meeresspiegels im Äquatorialgebiet und eine entsprechende Senkung in den gemäßigten Zonen zu betrachten.

Unter diesen Bedingungen ist das rasche Aufhören der oligocänen Regionalbewegung der Westdeutschen Großscholle, die weite Verlandung ihres Tiefgebietes, die Senkung ihres Hochgebietes, z. B. des Westerwaldes, im Untermiocän zu erklären. Nur so finden die starken und fast unvermittelt einsetzenden magmatischen Ausbrüche auf der ganzen Erde im mittleren Tertiär, bald nach der Auffaltung der großen Kettengebirgsgürtel ihre Erklärung, die in Parallele stehen zu den ebenso weitausgreifenden Ausbrüchen in der Zerrungsperiode des Rotliegenden, die der varistischen Tangentialdruck-Periode folgte. Erst im Mittelmiocän war die durch den alttertiären Rindenzusammenbruch erzeugte Beschleunigung der Achsendrehung ausgeglichen. Die säkulare Retardation trat wieder in ihre Rechte, der Tangentialdruck gewann seine Vorherrschaft zurück. Er besitzt sie noch in der Gegenwart.

Die Rutschungen im Eisenbahneinschnitt Rosengarten

Von Herren **R. Michael** und **W. Dienemann**

Hierzu Tafeln 21—32 und 5 Textfiguren

Einleitung

Der große Eisenbahneinschnitt bei Rosengarten liegt an der Strecke Berlin-Frankfurt a. O. dicht westlich Frankfurt. Seine Anlage war nötig, um den Anstieg vom Odertal nach den westlichen Diluvialhöhen mit einer günstigen Betriebssteigung zu überwinden; er ist 2300 m lang und reicht von km 74,0—76,3, seine größte Tiefe beträgt 25 m. Bei km 75,3 liegt die Überführung der Chaussee Rosengarten-Pilgram (im Folgenden Chausseebrücke genannt), bei km 76 der Bahnhof Rosengarten mit einer Straßenüberführung. Im Süden überragen der Lärmstangen- und Fichten-Berg etwas das Gelände. (Vergl. die Karte Tafel 21.)

Rutschungen im Eisenbahneinschnitt sind bereits seit einer Reihe von Jahren im Gange; die bisher dagegen getroffenen Maßnahmen sind ohne dauernden Erfolg geblieben. Die schwereren Schädigungen sind im wesentlichen seit dem Jahre 1911, in welchem Jahre der seit langem bestehende Einschnitt um 11 m vertieft worden ist, eingetreten.

Diese große Vertiefung bezweckte eine Senkung der Scheitelstrecke zwischen km 74,0 und 77,3 + 50, also auf 3350 m Länge um 8,5 m und eine Abflachung des Gefälles von 1 : 100 auf 1 : 150.

In dieser großen Vertiefung ist die wesentlichste Veranlassung zu allen späteren Rutschungen zu sehen; es ist jetzt erwiesen, daß die damals eingeleitete Bewegung der Erdmassen bis heute noch nicht zum Stillstand gekommen ist, und daß der Zustand der Ruhe zwischen den beobachteten einzelnen größeren und kleineren Rutschungen nur ein scheinbarer gewesen ist.

Unabhängig von der Abstellung der Schäden an den früheren Stellen und in dem zuletzt von den Rutschungen betroffenen Teilgebiet des Einschnittes ist die Wahrscheinlichkeit zu betonen, daß mit weiteren Rutschungen auch an der Strecke westlich der Chausseebrücke zu rechnen sein wird, die sich heute zwar noch in einer gewissen Ruhe befindet, aber bereits an einigen Stellen Anzeichen einer Bewegung erkennen läßt.

Die Rutschungen fanden bisher mit geringen Ausnahmen nur an der südlichen Böschung statt. Nach der letzten großen Rutschung, die im Dezember 1925 begann, hat man den Betrieb bis jetzt eingleisig auf einem Behelfsgleis aufrecht erhalten, welches am Nordhang auf einer Terrasse verläuft (Betriebsgleis genannt). Die vom Verschiebebahnhof Frankfurt kommenden Gütergleise unterfahren östlich des Bahnhofs Rosengarten die Personengleise und haben dann im Einschnitt bis zur Einführung in diese eine erhebliche Steigung von etwa 5 m zu überwinden.

Die wesentlichsten Rutschungen betrafen immer das Gebiet östlich von km 75,3. Bereits am 28. August 1911 erfolgte eine solche von 40000 cbm Erdmassen zwischen km 75,5 und 75,6. Eine zweite trat 1913 ein, die am Abhang des Fichteberges 60000 cbm in Bewegung brachte.

Am 27. Mai 1914 rutschte am Lärmstangenberg zwischen km 75,5 und 75,6 eine Erdmasse von 150000 cbm ab; kleinere Rutschungen erfolgten 1920 an derselben Stelle, sowie östlich vom Bahnhof Rosengarten bei km 76,4 und 76,2 und auch westlich von der Rosengartener Chaussee bei km 74,8, die sich zum Teil im nächsten Jahre wiederholten. Wiederum zeigten sich auch Rutschungen zwischen km 75,2 und 75,3 westlich der Rosengartener Chaussee und bei km 74,9 ebendaselbst im März des gleichen Jahres. Auch im Jahre 1922 erfolgten kleinere Rutschungen.

Eine größere Rutschung trat am 7. Dezember 1922 wiederum im Gebiet der Hauptrutschung zwischen km 75,4 und 75,6 ein.

Diese letzten Rutschungen hatten die Anlage umfassender Maßnahmen zur Trockenlegung der Böschungen zur Folge, die das Wasser auf den Tonboden aufsuchen und ableiten sollten (Fig. 5).

Während dieser Arbeiten traten aber bereits im Februar 1923 neue Bewegungen und ein neuer Abbruch der Sand- und Lehmmassen der oberen Böschung ein, die wieder eine Hebung und Sperrung der Hauptgleise im Einschnitt zur Folge hatten.

Die letzte und bedeutendste Rutschung, die sich noch im vollen Gange befindet, erfolgte am 27. Dezember 1925. Sie betraf im wesentlichen das Gebiet zwischen der Brücke und km 75,5, welches man bereits durch die getroffenen Maßnahmen für vollkommen beruhigt gehalten hatte; man hatte mit einer Standsicherheit des hier zutage tretenden großen Tonblockes gerechnet. Diese Annahme hat sich aber als falsch herausgestellt.

Die Vorbedingungen für die Rutschung des gesamten Geländes haben sich vielmehr in der Zeit seit ihrem ersten Auftreten fortgesetzt erheblich verstärkt und vermehrt.

Arbeiten der Geologischen Landesanstalt

Die Geologische Landesanstalt hat schon bei früheren Rutschungen in den Jahren 1912 und 1914 mitgearbeitet und insbesondere seinerzeit festgestellt, welche Gebiete überhaupt in der Zukunft noch rutschen können.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen bestehen heute noch zu Recht; wir müssen jetzt allerdings noch weitere Gebiete als zu Rutschungen neigend bezeichnen.

Gelegentlich der Ausprobierung der Drehwage wurde im Herbst 1925, zu einer Zeit, als eine neue Rutschung noch nicht in Frage kam, Veranlassung genommen, ganz allgemein einmal festzustellen, ob etwa im tieferen Untergrunde des Lärmstangenberges ein paläozoischer Salzstock vorhanden ist. Mit dem Nachweis eines solchen wäre nämlich sowieso schon der unvermeidliche Schluß gegeben gewesen, daß es niemals gelingen könne, den Rutschungen in den oberen Schichten des Deckgebirges im Diluvium dauernd Einhalt zu bieten. Die Möglichkeit des Vorhandenseins eines Salzhorstes war nach der allgemeinen geologischen Zusammensetzung des tieferen Untergrundes im norddeutschen Flachlande durchaus gegeben.

Das Ergebnis war aber negativ. Bei der Gelegenheit dieses Gutachtens wurde vom Bezirksgeologen Dr. BARSCH, dem damals beauftragten Beamten, bereits erkannt, daß die Rutschungen komplizierter sind, als man früher angenommen hatte.

Diese Feststellung wurde durch die unerwarteter Weise im Dezember 1925 eingetretenen Rutschungen gestützt und durch unsere jetzigen sehr eingehenden Untersuchungen, die im Januar einsetzten und im Juni beendet wurden, bestätigt.

Wir konnten auch die Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme, die inzwischen vom Abteilungsdirektor Geh. Rat GAGEL im Manuskript 1924 und 1925 fertiggestellt worden war, benutzen.

In weitgehendster Weise wurden unsere Wünsche von der Bauleitung unterstützt; Herr Reichsbahnrat BACKOFEN hatte selbst bereits bei Beginn unserer Arbeiten ein großzügiges Arbeitsprogramm durch ein umfangreiches Netz von Bohrungen[1]) und kleinen Schächten in

[1]) Die 126 Bohrungen und Schächte lagen im Südhang im Hauptrutschgebiet zwischen km 75,3 und 76,0 und im südlichen Hintergelände zwischen km 75,0 und 76,0, einige auch nördlich des Einschnittes. Die Bezeichnung der einzelnen Bohrpunkte erfolgte durch ein Koordinatensystem, dessen Nullpunkt der Schnittpunkt der Chausseebrücke mit der Mittellinie des Planums ist. Die nachstehende Skizze möge zur Erläuterung dienen. Die Entfernung auf der O-W-Linie steht in Klammern an erster Stelle.

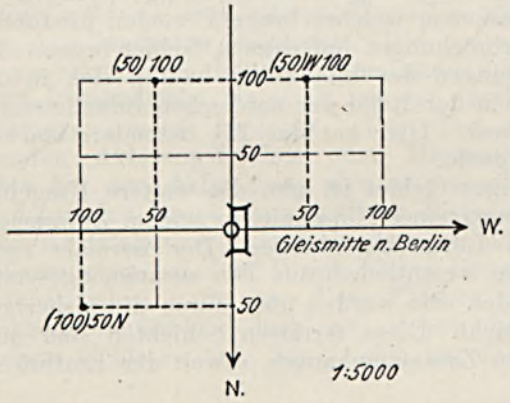


Fig. 1. Schema der Bohrungen

Angriff genommen, welches uns zur endgültigen Klärung der Frage sehr willkommen war. Neben den allgemeinen geologischen Begehungen wurde dann noch von Dienemann eine spezielle petrographische Aufnahme im Maßstab 1 : 1000 durchgeführt, die das ganze Rutschgelände betraf (vergl. die geologische Karte Tafel 21).

Auch das Gebiet der älteren Rutschungen, dann die südlich angrenzende und auch die nördliche Umgebung wurden im einzelnen untersucht. Besondere Feststellungen erfolgten auch über die Zusammensetzung und physikalische Beschaffenheit derjenigen Schichten, die tatsächlich bei den jetzigen Rutschungen die Hauptrolle spielen.

Herr Baurat Backofen, der unsern Arbeiten ein sehr großes persönliches Interesse entgegenbrachte, hat uns in jeder Weise unterstützt.

Allgemeines

Die ersten bei den neuesten Rutschungen gemachten Beobachtungen hatten sofort den überzeugenden Beweis erbracht, daß nur die Tone in ihrer Gesamtheit als solche als schädigende Ursache in Frage kommen und nicht mehr, wie man bisher annahm, die darüber lagernden Schichten von Sand und Lehm allein. Mit dieser sicheren Feststellung wurden nunmehr für die Beurteilung der gesamten Frage neue erhebliche Anhaltspunkte gewonnen.

Wir müssen aber ausdrücklich hervorheben, daß der Einschnitt von Rosengarten ein Gebiet von einer ganz besonderen geologischen Zusammensetzung freigelegt hat, wie es in ähnlicher Beschaffenheit sich nur selten findet.

Die Frankfurter Gegend ist sowieso schon durch die Eigenheit ihrer Schichtenzusammensetzung bekannt, durch den bunten Wechsel von tertiären braunkohlenführenden Schichten, solchen des Diluviums. Lehm, tonigen Sanden, Mergelsanden usw., die sich nicht mehr in ihrer ursprünglichen Ablagerungsform befinden, sondern gefaltet, zusammengeschoben und gegeneinander verworfen erscheinen.

Diese nachträgliche Beeinflussung des Bodens, welche die Unterlage für die heutigen morphologischen Verhältnisse geschaffen hat, hängt mit der Auflagerung und den Folgewirkungen des nordischen Inlandeises zusammen, welches lange Perioden hindurch mit vorübergehenden Unterbrechungen auf diesem Gebiet lastete. Die besonderen Bodenbeeinflussungen des Inlandeises häufen sich in denjenigen Gebieten, in welchen der Rand der nordischen Inlandeismassen eine Zeitlang stationär war. Hier hat das Eis besonders starke aufpressende Wirkungen ausgeübt.

Ein derartiges Gebiet ist nun die weitere Umgebung des durch den tiefen Rosengartener Einschnitt in seinem Zusammenhang zufällig angeschnittenen Lärmstangenberges. Der normale tiefe Untergrund wird aus den im wesentlichen aus Ton zusammengesetzten tertiären Schichten gebildet. Sie wurden aber durch die bisherigen Aufschlüsse noch nicht erreicht. Diese tertiären Schichten sind nicht nur innerhalb ihres festen Zusammenhanges, soweit der Einfluß des Eisdruckes

reichte, durchknetet und beeinflußt; sie sind auch von dem Eise stellenweise vollkommen aufgearbeitet worden und bilden dann in diesem Zustande das Material der diluvialen Schichten, zum mindesten einen wesentlichen Teil desselben. Dies bezieht sich in erster Linie auf den Geschiebemergel, dessen hier besonders toniger Charakter dadurch verständlich wird. Diese Tatsache erklärt auch die kalkigen Tone, die hier gelegentlich starke Mächtigkeit erreichen, und die Mergelsande, die gleichfalls an der Zusammensetzung des Lärmstangenberges teilnehmen. Gesetzmäßige Mächtigkeiten oder regelmäßige Reihenfolge in der Überlagerung gibt es in diesem wirr zusammengesetzten Gebiete für die einzelnen Schichten überhaupt nicht. Es kommt hinzu, daß noch besondere Bildungen von zwischeneiszeitlichem Charakter, unter diesen eigenartig gefärbte Sande, tonige Süßwasserkalke und kalkhaltige oder -freie Tone, eine Rolle spielen. Man muß bei der Eigenart des Lärmstangenberges daran festhalten, daß sich hier eine eigentümliche Zusammensetzung der Schichten und ungünstige Lagerungsverhältnisse in der denkbar unglücklichsten Weise an einer Stelle vereinen. Daher die auffallenden Wirkungen, wenn einmal durch einen so tiefen Einschnitt große Teile des Untergrundes freigelegt worden sind und Beeinflussungen zugänglich gemacht werden.

Geologie des Einschnittes

Wie durch die Untersuchungen festgestellt ist, bestehen die im Einschnitt von km 74,4—76,4 anstehenden und in den Bohrungen durchteuften Gesteine aus Ton, Lehm bezw. Mergel, Sand, Kies und Kalk. Zum Verständnis des Schichtenbaues der Gegend sollen sie an dieser Stelle kurz ihrer geologischen Stellung und Entstehung nach besprochen werden; auf ihre petrographische und bodenphysikalische Natur wird später eingegangen werden.

Alle Schichten gehören dem Diluvium an und sind mittelbar oder unmittelbar Bildungen, die auf das Inlandeis zurückgehen. Auch in dem tiefsten Bohrloch ((70) 0, bis 56 m unter Planum) konnten keine vordiluvialen Schichten beobachtet werden. Gelegentlich durchbohrte Braunkohlen sind vom Eise verschleppte kleine Kohlenstücke.

a) Die wichtigste Schicht ist ein altdiluvialer schwarzgrauer Tonmergel. Er wurde während einer älteren Eiszeit in einem Süßwasserbecken als eine Art Bänderton abgelagert. Die heute nur vereinzelt in Bohrproben zu erkennende Bänderung entstand durch wechselnde Beimengung von feinsandigem Material; sie ist durch nachträgliche Strukturveränderungen meist verdeckt. Der Ton ist von vielen kleinen glänzenden Ablösungsflächen oder Harnischen durchsetzt. Diese entstanden bei der Aufwölbung des ursprünglich eben abgelagerten Tones durch den Druck eines späteren Eisvorstoßes, vielleicht begünstigt durch Ausflockungsvorgänge in dem kolloiden Anteil. Da die einzelnen Tonteilchen bei dem Druck kleine Bewegungen gegeneinander ausgeführt haben, kann man diese Flächen auch als »Gleitflächen« ansprechen; sie haben jedoch mit solchen, die bei den Rutschungen entstehen, nichts zu tun. Soweit sich aus den an Hand der

zahlreichen (126) Bohrungen und Schächte gezeichneten Längs- und Querprofilen ergibt, scheint der altdiluviale Ton 100—300 m südlich des Lärmstangenberges eine Grenze seines Ablagerungsbeckens zu finden. Auch wird er nach dieser Richtung sandreicher.

Verschiedentlich ergaben die Bohrungen, daß in dem Ton starke Lagen von tonigem Feinsand (Schlief) eingelagert sind.

Die ältere Angabe[1]), daß der Ton der Kreide angehört, kann nach den neueren Bohrungen nicht aufrecht erhalten werden.

b) Unter diesem Tonmergel liegen, wie eine große Zahl von Bohrungen ergab, mächtige Sande und Kiese der verschiedensten Korngröße, die als Ablagerungen der Schmelzwässer entstanden; sie sind teils kalkhaltig, teils kalkfrei. Außerdem tritt hier Geschiebemergel auf.

c) Über dem schwarzen Tonmergel folgen als Bildungen einer Interglazialzeit helle Süßwasserkalke, kalkige oder kalkfreie, geschichtete, meist braune Tone, die bei der Verwitterung einen schmierigen Charakter annehmen und gelbe und weiße Sande mit und ohne Kalkgehalt. Diese Schichten, besonders die Kalke, wurden in früheren Bohrungen westlich km 75,3 in größerer Ausdehnung festgestellt; im Gebiete der Hauptrutschmasse zwischen km 75,3 und 75,6 sind sie heute nur noch vereinzelt zu sehen, so der Kalk im Planum beim Anstieg des Betriebsgleises (etwa zwischen km 75,5 und 75,6) und der braune Ton in etwa $^2/_3$ Höhe des Hauptrutschgebietes über dem schwarzen Tonmergel In diesem Gebiete und seinem südlichen Hintergelände bilden die interglazialen Schichten nach den Ergebnissen der Bohrungen nicht in dem Maße eine zusammenhängende Lage, wie man es früher annahm und wie es auch tatsächlich westlich der Chausseebrücke der Fall ist, wo verschiedentlich die Süßwasserkalke 5 m mächtig wurden.

d) Über der Schichtenfolge c liegt als Bildung der letzten Eiszeit zuerst Geschiebemergel, der sehr viel von den unterlagernden Tonen aufgenommen hat, so daß der Sandgehalt stark zurücktritt. Darüber folgen dann als oberste Schicht mittelkörnige und kiesige Sande und Kiese, welche den Lärmstangenberg und Fichtenberg bedecken.

Aus den vorliegenden Angaben ergibt sich jetzt kurz folgendes Bild der Reihenfolge der Schichten, welches in einigen Punkten von der Auffassung von Krusch und Pollack (Krusch, Gerichts- und Verwaltungsgeologie, S. 31 — Pollack, Über Rutschungen im Glazialen usw., Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, LXVII. Bd., 1917, S. 443) abweicht:

Kiese, Sande und Geschiebemergel der letzten Eiszeit,
Kiese, Sande, Ton und Kalke der letzten Interglazialzeit,
Altdiluvialer Tonmergel (Bänderton),
Altdiluviale Kiese, Sande und Grundmoränenbildungen.

[1]) Krusch, Gerichts- u. Verwaltungsgeologie S. 31.

Die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Gesteine des Einschnittes

Sande und Kiese: Die sowohl über als auch unter den altdiluvialen Tonmergeln liegenden Sande und Kiese wechseln stark in ihrer Zusammensetzung. Die hangenden jungdiluvialen Spatsande zeichnen sich den interglazialen Sanden gegenüber meist durch ein gröberes Korn und einen größeren Gehalt an bunten Körnern aus. Die interglazialen Sande sind meist feiner und heller (weißlich); dicht über den altdiluvialen Tonmergeln finden sich (nicht horizontbeständige) durch Eisenhydroxyd rostig und gelblich gefärbte Lagen. Die meist hellen Sande unter dem Tonmergel sind ziemlich feinkörnig und dabei reicher an tonigen und lehmigen Beimengungen. Der Kalkgehalt wechselt; die zutage ausgehenden Sande sind oft entkalkt.

Kiese treten in größerer Mächtigkeit besonders unter dem Tonmergel auf, wie durch die zahlreichen Bohrungen festgestellt wurde. Es finden sich alle Übergänge von kiesigen Sanden bis zu groben Kiesen.

Alle Sande sind mehr oder weniger wasserdurchlässig. Ihr Wassergehalt auf natürlicher Lagerstätte wurde von Herrn Dr. GÖRZ auf elektrolytischem Wege[1]) an Ort und Stelle an frisch aus dem Anstehenden gewonnenen Proben bestimmt. Dabei ergeben sich folgende Zahlen:

	(Gewichtsprozent)
1. Gelbliche Sande von der Nordböschung des Einschnittes bei km 75,3 + 50	7,65 %
2. Mittelkörniger Sand aus 11 m Tiefe, Bohrung (60) 56 N	4,6 »
3. Gröberer Sand aus 3—4 m Tiefe, Bohrung (155) 355	9,0 »
4. Sandiger Kies aus 6—11 m Tiefe, Schacht (250) W 50	5,0 »
5. Feinsand aus 12—17 m Tiefe, Schacht (250) W 50	5,0 »
6. Lehmiger Sand aus 2 m Tiefe, Schacht (50) 200	22,0 »
7. Desgl. aus 2—8 m Tiefe, Schacht (50) 275	17,0 »
8. » aus 2.5 m Tiefe, Schacht (155) 355	11,0 »
9. » aus 3 m Tiefe, Schacht (150) W 50	30,0 »
10. » aus 7 m Tiefe, Schacht (150) W 50	10,7 »
11. Lehmiger kiesiger Sand aus 3 m Tiefe, Schacht (100) W 57	8,4 »
12. Toniger Schliefsand aus 12—14 m Tiefe, Schacht (50) 275	10,0 »
13. Desgl. aus 14—16 m Tiefe, Schacht (50) 275	17,0 »
14. » aus 12 m Tiefe, Schacht (150) W 50	15,0 »

Die Bestimmungen erfolgten im März 1926 während der Frühjahrsregen. Außer den Schliefsandschichten waren die untersuchten Lagen nicht als eigentliche Wasserhorizonte anzusprechen. Der Wassergehalt der meisten Sande ist also gering, z. T. sogar sehr gering.

Leider war es nicht möglich, auch das Porenvolumen aller dieser Sande festzustellen; es konnte dies nur von den Sandproben 1, 2, 4, 5 und 12 erfolgen (naß nach MITSCHERLICH). Folgende Werte ergaben sich:

[1]) Vergl. die Beschreibung des sehr praktischen und bequemen Verfahrens von Dr. GÖRZ in: Intern. Mittlg. f. Bodenkunde, 1924, Heft 1.

Nr. 1	33 %	Porenvolumen
» 2	33 »	»
» 4	33 »	»
» 5	30 »	»
» 12	12 »	»

Für die Beurteilung der Standfestigkeit der Böschungen im Rosengartener Einschnitt sind diese Feststellungen weniger wichtig, da hier keine Fließ-Sande auftreten. Das Verhalten der ganz in Sand angelegten Böschungen hat gezeigt, daß die hiesigen Sande keine Neigung zu Rutschungen haben; bei dem gewöhnlichen Böschungswinkel $1:1^1/_2$ sind sie standfest. (Wo Sande rutschten, handelte es sich um ein Nachstürzen auf der ausweichenden Tonunterlage.) Dagegen sind die in den tiefen Bohrungen im Planum in dem altdiluvialen Tonmergel festgestellten Schliefsandlagen als Triebsande zu bezeichnen, die einen Auftrieb bis zu 14 m zeigten.

Grundmoränenbildungen (Geschiebelehm- und Mergel). Wie oben gesagt wurde, finden sich solche im Gebiet des Einschnittes sowohl über als auch unter dem Tonmergel. Für die Beurteilung der Rutschungserscheinungen sind aber nur jene wichtig. Es handelt sich um einen an Geschieben äußerst armen, oberflächlich stellenweise entkalkten Geschiebemergel, der sehr viel toniges Material aus den tieferen Tonmergeln in sich aufgenommen hat, so daß er stellenweise von diesem selbst nur sehr schwer zu unterscheiden ist. In dieser Ausbildung wurde er daher auf der Karte mit dem Ton zusammengefaßt, da er ja auch hinsichtlich seiner Standfestigkeit in diesem Falle dem Tonmergel annähernd gleichzustellen ist. Sein Kalkgehalt ist meist hoch und hat örtlich zu Kalkausscheidungen auf Klüften geführt.

Dem eindringenden Tagewasser gegenüber ist er als sehr undurchlässig zu bezeichnen. Herr Dr. Görz bestimmte an Ort und Stelle einige Wassergehalte:

1. Schacht	(50) W 45	30,5 %
2. »	(70) 100, aus 0,5 m Tiefe	15,0 »
3. »	(70) 100, » 2,5 » »	26,5 »
4. »	(105) 100, » 0,5 » »	27,0 »
5. Südliche obere Böschungskanten des Hauptrutschgebietes westlich des Lärmstangenberges		28,0 »

Wo der Geschiebemergel in mehr sandiger Ausbildung vorhanden ist, steht er, wie die bisherigen Erfahrungen gezeigt haben, bei einem Böschungswinkel $1:1^1/_2$; anders verhält er sich aber in der stark tonigen Ausbildung, wie er besonders auf größeren Strecken westlich der Chausseebrücke vorhanden ist. Wo hier der Einschnitt tiefer ist, zeigen sich bereits kleinere Rutschungen. Zum eigentlichen Fließen kommt der Geschiebemergel erst in stark durchfeuchteten, bereits gerutschten und zerklüfteten Massen.

Die interglazialen Tone und Kalke. Diese Bildungen wechseln in ihrer Zusammensetzung stark, sowohl bezüglich des Kalk- und Sandgehaltes als auch des Anteils an kolloiden Beimengungen. Auf die reichliche Anwesenheit letzterer in bestimmten Tonen scheint

deren schnelles Erhärten an der Luft hinzuweisen. Durch Zunahme des Kalkgehaltes gehen die Tone in tonige Kalke und schließlich in helle Süßwasserkalke über. Herr Dr. GÖRZ bestimmte einige Wassergehalte:

1. Grüngrauer, schwach sandiger geschichteter Ton aus 1 m Tiefe, Schacht (150) W 20,1 %
2. Graugelber feinsandiger Ton aus 3 m Tiefe, Schacht (100) W 57 . . . . 26,0 »
3. Gelbbrauner, feinsandiger kalkiger Ton, 4 m Tiefe, Schacht (20) 79 . . . 24,0 »
4. Gelbbrauner kalkiger Ton, Südhang im Hauptrutschgebiet . . . . . 29,7 »
5 Hellbrauner, sandig toniger Kalk aus 2,5 m Tiefe, Schacht (105) 100 . . . 32,0 »
6. Süßwasserkalk aus 10—11 m Tiefe, Schacht (200) W 50 . . . . . 8,0 »

Gerade die interglazialen Tone sind vielfach stark schmierig und haben in der ersten Zeit nach der Vertiefung des Einschnittes mit zum Abgleiten der Sande beigetragen. Eine mechanische und chemische Analyse eines hierzu zu stellenden Tones von einem kleinen Rutsch dicht östlich des Stationsgebäudes findet sich in den Tabellen unter Nr. 3.

Altdiluvialer Tonmergel. Dieser ist das für die Frage der Standfestigkeit des Rosengartener Einschnittes wichtigste Gestein. Der Kalkgehalt ($CaCO_3$) der untersuchten Proben beträgt 13—15 %. Die im Wasserauszug festgestellten löslichen Salze betragen 0,17—0,92 % und bestehen hauptsächlich aus schwefelsaurem Kalk. Dessen Auftreten erklärt sich aus der Umsetzung des kohlensauren Kalkes im Ton mit darin in feiner Verteilung enthaltenem Schwefeleisen. Der Gehalt an kolloidem Ton ist nach den ausgeführten Untersuchungen nicht sehr beträchtlich. Weitere Daten sind aus der folgenden Tabelle zu ersehen:

(Die Analysen wurden im chemischen Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt durch Herrn Prof. PFEIFFER ausgeführt)

Bezeichnung und Herkunft der Proben

Nr. 1. Diluvialer Tonmergel aus 10 m Tiefe unterhalb des Planums östl. der Chausseebrücke
» 2. Derselbe Tonmergel, verwittert, aus der Rutschmasse vom Januar 1926
» 3. Interglaz. Ton einer kleiner Rutschung am Stationsgebäude
» 4. Tonige Rutschmasse aus der Rutschung bei km 76,3 + 50
» 5. Diluvialer Tonmergel vom Südhang des Einschnittes bei km 74.8.

I. Körnung

Nr.:	1		2		3		4		5	
> 2,00 mm	0,0		0,0		0,8		0,0		0,0	
2,00—1,00 »	0,0		0,0		0,0		0,0		0,0	
1,00—0,50 »	0,0		0,0		1,2		0,0		0,0	
0,50—0,20 »	0,4	4,8	0,3	1,7	3,6	10,8	0,4	6,0	0,4	12,4
0,20—0,10 »	1,2		0,3		2,0		0,8		3,6	
0,10—0,05 »	3,2		1,1		3,2		4,8		8,4	
0,05—0,01 »	13,2	95,2	11,7	98,3	25,2	89,2	26,0	94,0	20,4	87,6
< 0,01 »	82,0		86,6		64,0		68,0		67,2	
Summa:	100,0 %		100,0 %		100,0 %		100,0 %		100,0 %	

II. Physikalische Eigenschaften

Nr.:	1	2	3	4	5
Spezifisches Gewicht	2,53	2,53	2,55	2,54	2,53
Raumgewichte: 100 cm^3 wiegen	136,90 g	137,40 g	146,80 g	134,90 g	136,80 g
Porenvolumen (naß nach Mitscherlich)	65,00 %	62,00 %	67,00 %	66,00 %	67,00 %
Wassergehalt (Gewichtsprozent)	—	26,50 »	—	30,50 »	29,00 »

III. Chemische Analyse

Aufschluß im zugeschmolzenen Rohr mit H_2SO_4 (1 : 5)

Rückstand	16,71	12,14	28,46	13,61	19,71
Lösliche Kieselsäure . . .	31,91	34,71	25,51	32,68	28,22
Tonerde	16,60	17,58	13,17	16,82	14,69
Eisenoxyd	6,32	6,56	5,52	6,72	5,76
Kalk (CaO)	7,61	8,03	8,24	8,21	8,74

IV. Lösliche Salze im Wasserauszug

0,17	0,20	0,15	0,75	0,92

Die gelöste Substanz besteht hauptsächlich aus schwefelsaurem Kalk.

Für den Wassergehalt der frischen Tonmergel ergaben die Bestimmungen von Herrn Dr. Görz folgende Werte:

1. Hauptrutschgebiet, gehobener unverwitterter Tonmergel . . . . . 26,5 %
2. 1. Rutsch westlich der Chausseebrücke aus 0,5 m Tiefe . . . . . 26,0 »
3. Desgl. aus 2 m Tiefe . . . . . 24,6 »
4. Anstehender verwitterter Tonmergel neben 2, aus 0,5 m Tiefe . . . . . 22,2 »
5. Desgl. aus 2 m Tiefe . . . . . 23,7 »
6. Freigelegter verwitterter Tonmergel am 2. südlichen Brückenpfeiler . . . 27,2 »
7. Desgl. . . . . 26,4 »
8. Schacht (20) 79, aus 8 m Tiefe . . . . . 26,0 »
9. Rutschung bei km 76,3—50 . . . . . 30,5 »
10. Südhang bei km 78,8 . . . . . 29,0 »

Fast alle diese Proben zeigen einen ziemlich hohen Wassergehalt. Die tieferen unverwitterten Tonmergel aus den Bohrungen ergeben 5—7 % weniger, so in Bohrung (150)0 bei 32,5 m Tiefe 21,4 %, bei 38 m Tiefe 21,5 %.

Konsistenzform des Tonmergels. In Anlehnung an Atterberg[1]) hat Terzaghi[2]) für die Tone je nach ihrem Wassergehalt eine feste, plastische und flüssige Konsistenzform unterschieden. In der festen Form unterscheidet er für bautechnische Zwecke ganz feste und halbfeste Tone. Jene schrumpfen nicht mehr, die einzelnen Stücke haften bei schwachem Druck nicht aneinander. Diese schwinden beim Trocknen, die Stücke haften aneinander. Bei höherem Wassergehalt gehen die Tone in die plastische Konsistenzform über, in der sie sich zu Drähten ausrollen lassen. Als Grenze gegen die

[1]) A. Atterberg, Die Plastizität der Tone. Intern. Mittl. f. Bodenkunde, 1, 1911.
[2]) Terzaghi, Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. Leipzig u. Wien, 1925, Franz Deuticke S. 18.

feste Form wird daher der Wassergehalt festgelegt, bei dem sich der Ton zu Drähten ausrollen läßt.

Für einige Tonmergel des Rosengartener Einschnittes wurde die Ausrollgrenze festgelegt. Sie liegt

1.	bei dem Tonmergel von km 79,8 bei	29,0 %
2.	» » » der Hauptrutschmasse von km 75,4 bei	26,5 »
3.	» » » derselben Stelle in stark verwittertem Zustand bei . .	29,7 »
4.	» » » des Rutsches bei km 76,3—50 bei	30,5 »

Soweit man aus diesen wenigen Bestimmungen urteilen kann, haben die stark verwitterten Tonmergel des Einschnittes, besonders die in den alten Rutschfladen, die Ausrollgrenze überschritten, sie befinden sich in einem steif oder weich plastischen Zustand (jedenfalls zur Zeit längerer Niederschläge). Die mehr frischen Tone dagegen liegen im halbfesten Zustand vor.

Die obere Plastizitätsgrenze, jenseits deren die Tone in den flüssigen Zustand übergehen (Fließgrenze), wird nicht überschritten.

Wir müssen zuletzt noch auf ein bereits erwähntes Merkmal des altdiluvialen Tonmergels im Rosengartener Einschnitte hinweisen, welches wir für seine Standfestigkeit für sehr wichtig halten. Es ist darin zu sehen, daß er von zahllosen, in allen Richtungen verlaufenden, glänzenden, kleinen Ablösungsflächen oder Harnischen durchzogen wird. Daher zerfällt er schon bei geringerem Druck in viele kleine, von solchen Harnischen begrenzte Stücke. KRUSCH (Gerichts- und Verwaltungsgeologie, S. 31) bezeichnet diese Stücke treffend als Quetschlinsen und weist damit zugleich auf die Entstehung hin. Sie bildeten sich bei der Aufpressung der Tone durch das diluviale Inlandeis. Mit dieser Ansicht stimmt die Beobachtung gut überein, daß die Häufigkeit dieser Druckerscheinungen abnimmt, je weiter die Tone von den Hauptaufwölbungslinien entfernt angebohrt wurden.

Auf die Einwirkung der Verwitterungserscheinungen auf den Tonmergel soll später bei dem Versuch einer Erklärung der Rutschungen eingegangen werden.

Wasserführung der Schichten. Die Beobachtung des Auftretens von Grundwasser in den Gesteinen in der Umgebung des Einschnittes ist natürlich sehr wichtig, besonders um die Frage zu erklären, ob Wasser von Süden her in die Schichten im Einschnitt unterirdisch eindringt. Heute ist an den Gehängen in den Rutschgebieten nur auf der Oberfläche der Tone ein Wasseraustritt des in den Sanden versickernden Niederschlagswassers der nächsten Umgebung festzustellen. Die im südlichen Hintergelände niedergebrachten Bohrungen und Schächte durchteuften über und unter dem Tonmergel wechsellagernde Lehm-, Sand- und Kiesschichten. Verschiedentlich führen diese Wasser, ein einheitlicher, durchgehender Wasserhorizont ist aber nicht vorhanden. Gegen einen Zufluß von Wasser von Süden her spricht, daß die Tonoberfläche sich dicht hinter der südlichen Böschungskante nach Süden senkt, und daß von dort keine wasserführenden Lagen in den Ton hineingehen.

Ein Wasserzufluß zum Hang kann aber örtlich in den obersten Metern an der Böschungskante durch Rissebildung im tonigen Geschiebemergel und von dem dort verlaufenden Wassergraben aus bei dessen Undichtwerden im Verlauf der Rutschung stattfinden.

Inwieweit die angelegten Drainagen von Einfluß gewesen sind, soll später ausgeführt werden (vergl. Fig. 5).

Lagerungsverhältnisse der Schichten

Zum Verständnis der im Einschnitt herrschenden geologischen Verhältnisse ist es nötig, auch auf seinen Schichtenbau etwas näher einzugehen. Die Verbreitung der einzelnen Gesteine an der Oberfläche ist auf der beiliegenden von Dienemann aufgenommenen Karte 1 : 7500, Tafel 21, auf Grund einer Anzahl bis zu 2 m tiefer Handbohrungen dargestellt. Die einzelnen Bildungen wurden nur nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit, die ja für ihre Standfestigkeit in erster Linie maßgebend ist, und nicht nach ihrer stratigraphischen Stellung eingetragen. Wo durch Aufschüttungen und Rutschungen nachträgliche Veränderungen eintraten, konnten die einzelnen Grenzen natürlich nur annäherungsweise eingezeichnet werden.

Die Ergebnisse der über 100 Bohrungen wurden in Längs- und Querprofilen im Maßstab 1 : 1000 für Länge und Höhe dargestellt, von denen 3 typische auf Taf. 22 hier gebracht werden. In den Profilen mußten einzelne Schichten zusammengefaßt werden, um das Bild nicht zu verwirren.

Ein Blick auf die Karte zeigt, daß im Einschnitt Sande und Tone abwechselnd an die Oberfläche treten. Die altdiluvialen schwarzgrauen Tonmergel zusammen mit interglazialen Kalken, Tonen und Sanden durchragen verschiedentlich in Form aufgewölbter mehr oder weniger breiter Buckel die jüngeren Schichten. Diese Aufwölbungen fallen nach Osten und Westen steil unter die jüngeren Sande ein und streichen etwa von Norden nach Süden schräg durch den Einschnitt. Die Entstehung der Aufsattelung der ursprünglich eben abgelagerten Tone ist auf eine drückende und stauchende Wirkung eines späteren Vorstoßes des Inlandeises zurückzuführen.

Zwischen km 75,3 und 75,5 durchschneidet die Oberfläche (vergl. Tafel 22) eines solchen Tonbuckels den Nordhang des Einschnittes etwa in Höhe des Planums und liegt hier unter fast 20 m Sand. Nach Norden setzt die Aufwölbung noch weiter in die Tiefe, wie die Bohrungen nördlich des Einschnittes ergaben, nach Süden steigt sie bis zu etwa $^3/_4$ der Höhe des Südhanges empor. Zwischen Tonmergel und Sanden liegende interglaziale Tone und Kalke wurden bei der Vertiefung des Einschnittes abgetragen, heute sind nur noch Reste zu sehen. Weiter nach Süden im Hintergelände des Einschnittes verläuft der Tonmergel noch etwa 200—250 m unter etwa 10 m Sand und Geschiebemergel eben oder flach nach Süden einfallend. Seine Mächtigkeit verringert sich nach Süden hin. Im Planum wurde er bei 56 m noch nicht durchteuft. Von 40—100 m südlich des Planums

ist dem Tonmergel eine größere Sandlinse eingelagert, wie aus den Längs- und Querprofilen hervorgeht. Ein Zusammenhang dieser Sandeinlagerungen mit der in den Bohrungen (70) 0 und 150 (0), die im Planum angesetzt wurden, auftretenden Schliefsandschichten konnte nicht nachgewiesen werden.

Da östlich km 75,6 im Südhang keine Bohrungen mehr stehen, erscheint in den Längsprofilen der steile Abfall dieses Tonbuckels nach 0 nicht mehr. Er ließ sich jedoch durch Handbohrungen feststellen.

Eine zweite derartige Aufwölbung des schwarzgrauen Tonmergels von gleichem Bau liegt zwischen km 76,1 und 76,2. Auch hier kommt ein etwa nordsüdlich streichender Tonbuckel unter dem Planum hoch und steigt nach Süden bis zu etwa $^2/_3$ Höhe des Hanges an. Darüber liegen einige Meter interglazialen Tones und dann mächtige Sande. Nach Osten und Westen fällt auch dieser Tonbuckel, wie die Handbohrungen ergaben, steil ein.

Die gleichen Verhältnisse wiederholen sich zwischen km 76,3 und 76,4; der schwarze Tonmergel bildet hier auch einen Teil des Nordhanges.

In dem Tongebiet zwischen km 74,6 und 75,0 sind die Lagerungsverhältnisse andere. Soweit die alten Bohrungen — neue liegen hier nicht vor — erkennen lassen, liegt hier auf beiden Seiten der Strecke eine größere Masse des schwarzgrauen Tonmergels, teilweise von mächtigeren Süßwasserkalken überlagert, in mehr ebener Lagerung zwischen Sanden. Vielleicht handelt es sich hier um eine größere vom Eise verschleppte Scholle, die nach Süden hin bald ihr Ende findet. In ihren obersten Lagen wechsellagert sie mit tonigem Geschiebemergel. Da dieser hier sehr viel altdiluvialen Ton in sich aufgenommen hat und sich daher in bezug auf seine Standfestigkeit ähnlich wie dieser verhält, wurde er auf der beigegebenen Karte, um das Bild übersichtlich zu gestalten, mit diesem zusammengefaßt.

Einteilung des Einschnittes in einzelne Unterabschnitte

Kurz zusammengefaßt, bestehen die einzelnen Abschnitte des Einschnittes aus folgenden Gesteinen:

Von km 74,4—74,6 verläuft der Einschnitt in Sand, dem sich bei 74,4 auf der Nordseite etwas sandiger Geschiebemergel auflagert.

Von km 74,6—75,0 bezw. 75,1. Östlich km 74,6 kommt unter dem Sande altdiluvialer Tonmergel hoch und bildet beide Böschungen. Zuoberst liegt eine sehr tonige Grundmoräne mit ganz vereinzelten Geschieben und wenig sandigem Material, welche viel von dem darunter liegenden schwarzen Tonmergel in sich aufgenommen hat. Einzelne Sandlinsen mit z. T. steilstehenden Grenzen sind dem Tonmergel eingelagert.

Auf der Südseite verläuft der Hang des Einschnittes in diesem Material bis zu km 75,0, wo unter dem Tonmergel Sand auftritt; die Grenze Tonmergel zu Sand läuft steil den Hang hinauf und erreicht die südliche Böschungskante etwa bei km 75,0 + 35. Auf der Nord-

seite liegt toniger Geschiebemergel in etwas größerer Mächtigkeit auf dem Tonmergel und mit ihm wechsellagernd. Die Grenze gegen den unterliegenden Sand verläuft hier von km 75,0—75,2 flach nach Osten den Hang hinauf, dann steil zur oberen Böschungskante.

Südseite von km 75,0—75,2. Die Böschung steht in Sand, der Tonmergel folgt erst in größerer Tiefe.

Südseite von km 75,2—75,6 + 50 (Hauptrutschgebiet). Bis zu $^3/_4$ Höhe des Hanges steht der altdiluviale Tonmergel an, darüber liegen einzelne Schollen des interglazialen Kalkes, braunen Tones und Sandes. Mit 56 m wurde der Tonmergel im Planum nicht durchbohrt, auch in 80 m Entfernung vom Planum ist er noch 30—40 m mächtig.

Südhang von km 75,6 + 50 bis etwa 76,1. Bei km 75,6 setzt der Tonmergel steil nach Osten in die Tiefe; es legen sich mächtige Sandmassen auf, die auch den Lärmstangenberg einnehmen. Diese Sande bilden den Südhang bis etwa 76,1.

Südhang von km 76,1—76,2. Auch hier kommt ein etwa von Norden nach Süden streichender Tonbuckel unter dem Planum hoch und steigt nach Süden bis zu etwa $^2/_3$ Höhe des Hanges an. Darüber liegen etwas braune Tone und dann mächtige Sande. Nach Osten und Westen fällt der Tonbuckel steil ein.

Südhang von km 76,2—76,2 + 25. Der Hang steht im Sand; Über den tieferen Untergrund ist nichts bekannt.

Südhang von km 76,3—76,4. Bis zu etwa $^2/_3$ Höhe steht der Hang im Tonmergel, darüber liegen Sand und toniger Geschiebemergel.

Nordhang von km 75,2—76,4. Von km 75,2 liegt der Hang im Sand, der mit nach Norden einfallenden Grenzen auf dem schwarzen Tonmergel aufliegt. Von km 75,7 an liegen die obersten Meter des Hanges in mehr sandigem Geschiebemergel.

Zwischen km 76,0 und 76,1 liegt zwischen Sand und Geschiebemergel eine Tonlinse. Hier trat im März 1926 trotz der nach Norden, also hangeinwärts einfallenden Grenzfläche eine kleine Verwitterungsrutschung ein.

Von km 76,2—76,4 besteht die untere Hälfte des Hanges aus Tonmergel, die obere aus Geschiebemergel.

Verhalten der Schichten bei den Rutschungen

Durch die im Anschluß an die jüngsten Bewegungen in den Hauptrutschgebieten und die an den verschiedenen kleineren Rutschungen gemachten Beobachtungen wurde es nötig, das Bild, welches man bisher von den Vorgängen hatte, erheblich zu ändern.

Frühere Vorgänge. Während der Bauzeit des tieferen Einschnittes und in der ersten Zeit erfolgten zweifellos Erdbewegungen auch derart, daß an der Südseite des Einschnittes an den Stellen der emporgewölbten Tonsättel die hangenden Sand- und Geschiebemergelmassen auf der nach Norden geneigten Grenzfläche der Tone nach Wegnahme ihres stützenden Haltes im Planum abglitten. Besonders glaubte man

den zwischen den Sanden und schwarzen Tonmergeln liegenden interglazialen Kalken und schmierigen Tonen dabei die Rolle eines Schmiermittels zusprechen zu müssen.

Auf ihrer wasserundurchlässigen Unterlage sollten die wasserdurchlässigen Sandmassen abgerutscht sein, wenn das durch die Sande durchgedrungene Wasser auf die Oberfläche der wasserunduchlässigen Tone angelangt war und auf dieser der Schichtenneigung entsprechend nach Norden abfloß. Sande sollten also auf Tonen rutschen. Diese in früheren Gutachten geäußerte Ansicht entsprach den bisherigen Auffassungen über Rutschungen im Allgemeinen.

Aber schon die damaligen Beobachtungen deuteten die tatsächlichen Vorgänge nicht erschöpfend.

Das Einfallen der Tonoberfläche nach Norden betrug, soweit sich aus den (nicht ganz sicheren) Querprofilen aus den Jahren 1912 und 1914 entnehmen läßt, an einzelnen Stellen:

bei km 75,1 + 50: 25 m Steigung auf 40 m Länge, also etwa 1 : 1,6 (ca. 35°). Der Sand ist nicht abgeglitten, da die Grenzfläche unter dem Planum durchstreicht.

bei km 75,5: 9 m Steigung auf 65 m Länge = 1 : 7 (= etwa 8½°).

Die Grenzfläche wurde durch die Abböschung angeschnitten, an der Böschungsoberkante lagen etwa 14 m Sand auf ihr, die abglitten.

bei km 73,3 + 50: etwa 12°
» » 75,3 + 62: » 9°
» » 75,4 + 30: » 12°, Sand auf Ton abgeglitten
» » 75,6 + 50: » 17°, hier ist der Sand nicht gerutscht, da die Grenzfläche unter dem Planum durchstreicht
» » 76,1 + 75: » 16°, der Sand ist gerutscht, da die Grenzfläche die südliche Planumkante schneidet.

Nach Einzeichnungen in den Profilen aus dem Jahre 1914 traten schon damals außer dem Abgleiten des Sandes Bewegungen in den Tonen auf, welche sicherlich das Abgleiten begünstigt haben[1]). Daß der Sand auf der reichlich flachen Grenzfläche mit der Neigung 1:7 abrutschte — und sogar ziemlich weit ins Hintergelände zurückgreifend —, lag daran, daß er als Keil ohne Unterstützung auf dem Ton auflag.

Noch deutlicher zeigt sich aber die Tatsache, daß bereits bei der Vertiefung des Einschnittes in den Tonmergeln Bewegungserscheinungen (Quellungen) eingetreten waren, welche den Hauptanstoß für die Bewegungen der auflagernden Schichten gaben, in älteren Photographien. Diese Photographien wurden in freundlicher Weise von der Reichsbahndirektion durch Herrn Baurat GUTTSTADT erst kürzlich nach Abschluß unserer Untersuchungen zur Verfügung gestellt; ein kleiner Teil ist hier wiedergegeben. Sie zeigen mehr als alle Ausführungen

[1]) Man glaubte durch Abtragen der Sande in den gefährdeten Gebieten und durch flaches Abböschen weitere Bewegungen auszuschließen. Auf die Gefahr, die in den Tonen selbst liegt, achtete man zu wenig. Doch hat, wie wir durch die erst im Laufe unserer Untersuchungen kennen gelernte Arbeit POLLACK's erfuhren, dieser bereits erhebliche Zweifel über die Festigkeit der Tone geäußert [a. a. O. S. 448, Anm.: »a) In Tonen selbst treten oft nach Jahrzehnten immer wieder Bewegungen ein. b) Die große Einschnittstiefe ist an und für sich geeignet, Bewegungen usw. nicht zu verhindern«].

vermögen, in deutlicher Weise die eingetretenen Erscheinungen. Schon bei der großen Rutschung vom 27. Mai 1914 sieht man auf Tafel 23 und auf der entsprechenden von der Ostseite gemachten Aufnahme (Tafel 24) deutlich die herausgequollene Masse der Tone, die bis an die Gleise vor- und emporgedrungen ist. Die stattgehabte Bewegung der Tone selbst erkennt man aus den Bildern Tafel 25 und 26, die auch das Abbrechen der auflagernden Sande gut zeigen. Noch charakteristischer wird die Erscheinung auf der Tafel 27, welche die damalige Rutschung von vorn wiedergibt und erkennen läßt, daß dem Vordringen der Tonmasse im vorderen Teil des Bildes hinten der Abbruch der Sande mit dem Baumbestand gefolgt ist (vergl. die »Staffelbrüche« in der Deutung von Krusch, Gerichtsgeologie, S. 33).

Daß bei der letzten Rutschung, die am 27. Dezember 1925 begann und beide Gleise verschüttete, sich nur Tone bewegt haben, bedarf keiner weiteren Ausführungen mehr; der Augenschein zeigt es zur Evidenz (vergl. die Tafeln 28—30). Nur an den obersten Böschungskanten sind Sand und Geschiebemergel nachgebrochen; ein solches Nachbrechen wird und muß an den Hauptrutschstellen immer erfolgen, bis sich die Böschungen auf den natürlichen Böschungswinkel des Materials eingestellt haben.

Auch die von der ersten Rutschung vom 28. August 1911 vorliegenden Bilder lassen bereits ähnliches, wenn auch noch nicht in dieser deutlichen Art und Weise, erkennen, da die Hauptmasse des damaligen noch nicht so tiefen Einschnittes im wesentlichen aus Sand und Lehm bestand.

Spätere und heutige Bewegungen im Ton selbst.

Durch die Vertiefungen und das Abtragen des Sandes wurde der Ton an den oben aufgeführten Stellen freigelegt. Die Böschung wurde nach den Profilen aus dem Jahre 1914 mit Terrassen im Winkel von 30—35° und ohne Terrassen im Winkel von 20—25° hergestellt, also 1:1½ und 1:2 bis 1:3. Bei beiden Arten der Böschung stand der Ton nicht.

Bei den Bewegungsformen der Rutschungen mögen Groß- und Kleinformen der Bewegung unterschieden werden. Die letzteren beginnen damit, daß an bestimmten Stellen der Hang sich auszubuchten beginnt (vergl. Taf. 26). Gleichzeitig bricht der Ton darüber an steilen, mit dem Hang geneigten Flächen ab (vergl. Taf. 24, 25). Während er an den ausgebuchteten Stellen sich schräg abwärts aus dem Zusammenhang löst, setzt sich die abgebrochene Masse darüber um einen entsprechenden Betrag. Größere Risse und Spalten entstehen, die dem Wasser den Zutritt ermöglichen (vergl. Taf. 25). Bei dieser Bewegung findet eine Reibung der losgebrochenen Scholle an dem stehenbleibenden Ton statt, wodurch die Abrißfläche geglättet wird. Solche in den letzten Monaten vielfach beobachteten Flächen werden vielfach »Gleitflächen« genannt; die Bezeichnung als »Abrißflächen« ist jedoch angemessener. Diese einzelnen Flächen (vergl. Fig. 2 und Taf. 31 und 32) sind untereinander nicht parallel; ihre Neigung gegen die Horizontale wurde zwischen etwa 35° und fast 90° schwankend be-

obachtet. Sie sind spiegelblank und zeigen auch im dunklen Boden helle Farben (weiß, grünlich, hellbräunlich). Die Oberfläche ist mit einem feinen Film schmierigen Tones bedeckt; die Größe kann bis 10 qm erreichen. Fand der Abbruch in mit Sand gemengtem Ton statt, so können einzelne aus der Unterfläche der Rutschmasse hervorragende Sandkörner auf der Abrißfläche Rutschstreifen hinterlassen.

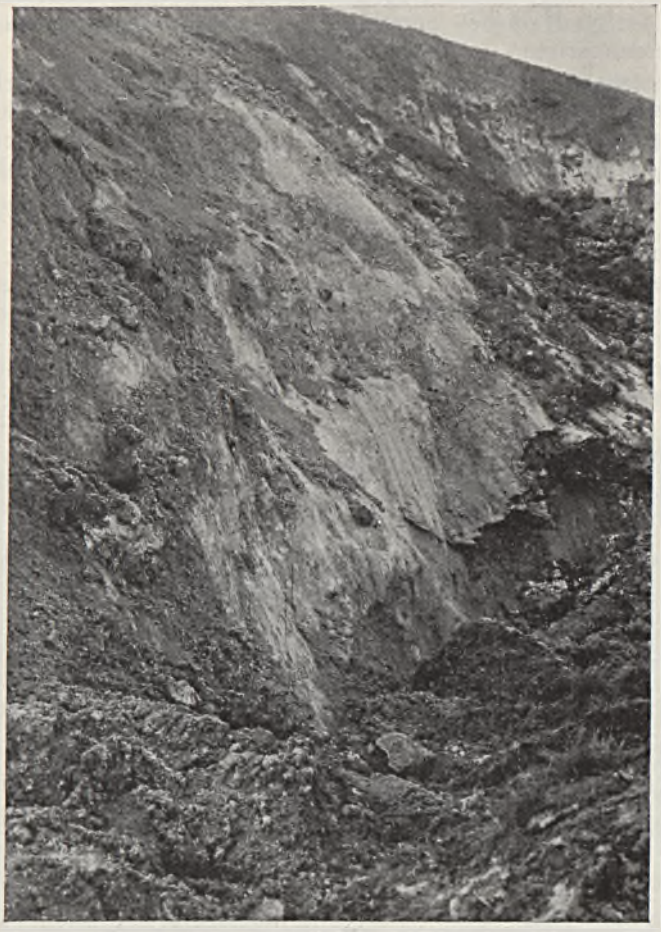


Fig. 2. Abrißfläche am Böschungsrande.
Rutschung 22. März 1926.

Die unregelmäßig begrenzten Abrutschkörper stellen sich in ihrer Oberfläche oft schräg hangeinwärts; auf ihr stehende Bäume neigen sich dabei zum Hang hin.

An einer ganz frischen Abrißfläche im tonigen Geschiebemergel der südlichen Böschungsoberkante ließ sich durch vorsichtiges Abbrechen der über der Fläche stehengebliebenen Schichten feststellen, daß sich diese in den Boden hinein fortsetzt, allerdings ohne Glättung.

Es ist daraus zu schließen, daß sich der Abbruch an im Boden vorhandenen Flächen geringsten Widerstandes vollzieht. Sie sind nicht ursprünglich im Boden gegeben, sondern bilden sich bei der Verwitterung. Man könnte sie etwa als sekundäre Gleitflächen bezeichnen.

An der Abrißstelle entsteht im Hang eine halbkreisförmige karartige Einbuchtung. Meist liegen mehrere Abbrüche übereinander, so daß eine Art Staffelbruch entsteht. In den abgerutschten Massen entstehen Zerrungsrisse.

Die erste Aufwölbung kann ganz allmählich (im Verlauf von Jahren) sich bilden. So macht sich eine solche u. E. in der ersten Kaskade westlich der großen Brücke durch klaffende Risse bemerkbar.

An der Rutschung bei km 76,3 + 20 ließ sich gut beobachten, wie sich in der Rutschmasse, die schon einige Meter abgeglitten war, der immerhin noch ziemlich feste und durchaus nicht fließende Ton mit seinen einzelnen Lagen auf 5—20 cm übereinander liegenden Flächen in sich bewegte. Hierbei traten an dem vorn senkrecht abgestochenen Rutschfladen die hangenden Schichten in etwa einer halben Stunde 2 cm über die liegenden vor.

An einzelnen kleineren Rutschungen (besonders an solchen im Geschiebemergel), die sich am sonst noch unverletzten Hang mit der Böschung $1:1^1/_2$ zeigten, ließ sich feststellen, daß die Abrißfläche die Grenze zwischen stark verwittertem und nicht oder wenig verwittertem Material bildete.

Einen besonderen Fall scheint die Rutschung im Tonmergel des Dammes der Personengleise etwa bei km 76,3 darzustellen. Hier liegen Ton und Sand stark verknetet, jedoch scheint im allgemeinen der Sand unter den Ton nach Norden einzufallen. Es rutschte der Ton auf der Südseite, also gegen das Fallen der Schichtgrenze. Man entfernte an der gefährdeten Stelle im Damm den Ton und ersetzte ihn durch Sand. Dabei wurde nach Angabe unter dem Damm ein Wassernest angeschnitten.

Eigentliches Fließen des Tones konnte nur bei sehr starker Durchfeuchtung der stark verwitterten und sehr breiigen alten Rutschmassen vereinzelt festgestellt werden. Es muß jedoch betont werden, daß die Endtendenz der hier möglichen Verwitterungserscheinungen dahingeht, den Ton für die nasse Jahreszeit wenigstens in einen stark breiigen Zustand überzuführen.

So viel über die gut zu beobachtenden Kleinformen der Rutschbewegungen. Als wichtiges Moment muß festgehalten werden, daß die Bewegungen nicht an ursprünglich im Ton vorhandenen Gleitflächen, sondern an solchen, die sich erst bei der Verwitterung bilden, vor sich gehen, und daß es sich nicht um ein Fließen, sondern um ein Abgleiten noch einigermaßen fester Massen handelt.

Schwieriger zu beobachten sind die Vorgänge, die hier als Großformen der Rutschungen bezeichnet sind. Sie greifen tiefer und beschränken sich nicht nur auf die oben geschilderten mehr oberfläch-

lichen Bewegungen. Sie äußern sich in einem Abwärtsgleiten mächtiger geschlossener Erdmassen. Bei den Bohrungen im Februar innerhalb der Rutschmasse selbst zeigte es sich, daß bei den Bewegungen die Rohre in 5—10 m Tiefe verbogen wurden (vergl. Taf. 31). Bei diesen tiefer greifenden Bewegungen kann sich die Rutschmasse am Nordhang des Einschnittes stauchen und über die Bettung im Bahnplanum überschieben, ohne sie überall zu zerstören.

Hebungserscheinungen

Von diesen Erscheinungen ist scharf zu unterscheiden die Hebung des Planums am Fuße der Rutschung vom Dezember 1925 zwischen km 75,3 und 75,4. Diese betrug bei ihrem ersten Eintreten im Zusammenhang mit der Rutschung etwa 3 m. Nach einer Zeit der Ruhe und nachdem die gehobenen Massen teilweise abgetragen waren, erfolgte im März über Nacht, ohne daß eine Rutschung eintrat, eine neue

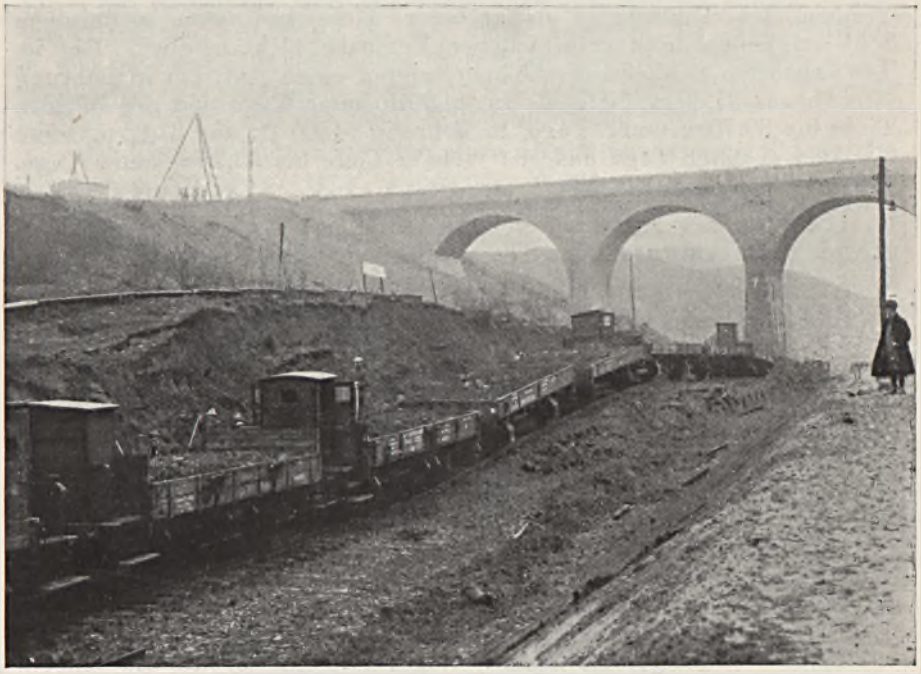


Fig. 3. Hebung des Arbeitsgleises am Fuße der Rutschung. 25. Februar 1926.

Hebung von über einem Meter. Bisher haben von Dezember vorigen Jahres nach Beobachtungen an Ort und Stelle 5—6 solcher Hebungen stattgefunden. Eigentümlicherweise fanden die Hebungen stets nachts statt, wenn die beladenen Arbeitswagen abgerollt waren (vergl. Fig. 3). Die gehobenen Massen des schwarzen Tonmergels bestehen nicht

aus verwittertem bröckligem, sondern aus noch festem Tonmergel mit den kleinen Harnischen. Diese Hebungen beschränkten sich auf das Gebiet der beiden Hauptgleise. Nördlich derselben steht hier am Fuße des Nordhanges, auf dem ca. 4 m über dem Planum auf einer Berme oder Terrasse das augenblickliche Betriebsgleis verläuft, eine etwa 80 cm hohe Futtermauer. Diese wurde bisher nicht mitgehoben. Auch unter dem Betriebsgleis wurde bis heute keine Hebung beobachtet. Die Grenze von Sand zu Tonmergel schneidet hier das Planum etwa unter der Futtermauer und fällt nach Norden ein, so daß also das Betriebsgleis auf mindestens 4 m Sand liegt (vergl. hierzu die Zeichnung, Taf. 21 von Herrn Baurat Backofen: das hochgehobene Planum am Fuß der Rutschung, Zustand vom 27. Dezember 1925 bei km 75,3 + 85).

Es wäre sehr gut gewesen, wenn hier der Tonmergel einmal hätte durchteuft werden können, um zu sehen, ob unter ihm etwa ein gespannter Wasserhorizont liegt. Leider war dies wegen der durch das Treiben des Tonmergels in größerer Tiefe bedingten technischen Schwierigkeiten trotz verschiedener Versuche nicht möglich. Die im Ton erbohrten Schliefsandschichten zeigten einen Auftrieb in Bohrung (70) 0: aus 37,20 m Tiefe bis zu 29,90 m unter Tage und aus 53,20 m Tiefe bis 39,70 m unter Tage, in Bohrung (150) 0: aus 31,25 m Tiefe bis 20,25 m unter Tage und aus 41,40 m Tiefe bis 33,75 m unter Tage.

Die bisherigen Beobachtungen an den Hebungen nötigen zu der Annahme, daß diese noch nicht zum Stillstand gekommen sind. Sie mögen sich weiter von Zeit zu Zeit wiederholen, sobald die Hebungsstelle durch Abtragung der gehobenen Massen eine gewisse Entlastung erfahren hat

Erklärungsversuch der Bewegungen

Es ist festzuhalten, daß zurzeit die Hauptbewegungen nicht mehr in einem Abgleiten einer hangenden Schicht auf einer liegenden auf gegebenen Gleitflächen bestehen. Sie spielen sich vielmehr im Ton selbst ab, und ihre Ursache muß daher in diesem selbst gesucht werden.

Die Ansichten über die Ursachen der Bewegungen von Tonmassen in Einschnitten sind zurzeit noch wenig geklärt; es handelt sich hier um ein Gebiet, auf dem genaue physikalische Forschungen erst in den letzten Jahren eingesetzt haben. Wir verweisen auf die Zusammenstellung der neueren Ansichten auf diesem Gebiete in dem Buche von Terzaghi: Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage (Franz Deuticke, Leipzig und Wien 1925) und die Arbeiten Pollack's.

Die beiden Hauptpunkte, die bei der Frage nach den Ursachen zu berücksichtigen sind, sind u. E. 1. die Lagerung und 2. die Wirkung der Verwitterung im weitesten Sinne.

1. Lagerung

Der Ton bildet quer zum Einschnitt streichende Aufwölbungen, deren Scheitellinie nach Süden ansteigt. Diese sind durch den Einschnitt an ihrer Basis angeschnitten, wobei die hangenden Tonmassen unten ihres Widerlagers beraubt wurden.

2. Die verschiedenen Wirkungen der Verwitterung

Unter »Verwitterung« sollen hier die Erscheinungen zusammengefaßt werden, welche die ursprüngliche Struktur, Festigkeit und den Wassergehalt der Tone ändern.

Schwellvorgänge. Durch die Abtragung der Sande erfolgte eine Druckentlastung des Tones und damit eine Änderung im Kapillardruck seines Porenwassers, d. h. der Kraft, die nach TERZAGHI (a. a. O., S. 96—98) die einzelnen Tonteilchen zusammenhält. Begünstigt wurde dieser Vorgang noch dadurch, daß der freigelegte Ton durch die Regenfälle jetzt gleichsam überflutet werden konnte, wobei, wie gleichfalls TERZAGHI (S. 169) näher ausführt, der Kapillardruck in den obersten durchfeuchteten Schichten mehr oder weniger aufgehoben wird. Die elastische Reaktion des Tones gegen diesen Vorgang ist sein Schwellen, das unter Wasseraufnahme erfolgt.

Der Ton übt beim Schwellen einen Druck aus, der nach der Seite und oben wirkt, und sehr bedeutende Werte erreichen kann (nach TERZAGHI bis 4 kg pro cm², d. h. der Schwelldruck kann eine 20 m hohe Tonsäule heben). Seine Messung ist noch wenig ausgeführt, sie erfordert viel Zeit und eine besondere Apparatur. Bei eintretender Trockenheit schrumpft der Ton wieder; durch häufige Wiederholung dieser Vorgänge wird er schließlich unter Lockerung seines Gefüges gleichsam morsch.

Von großem Einfluß ist die Bildung von Rissen durch wiederholtes Schrumpfen und Schwellen; sie ermöglichen den Wassereintritt und das Fortschreiten der Verwitterung in die Tiefe. Dies geht ziemlich langsam vor sich.

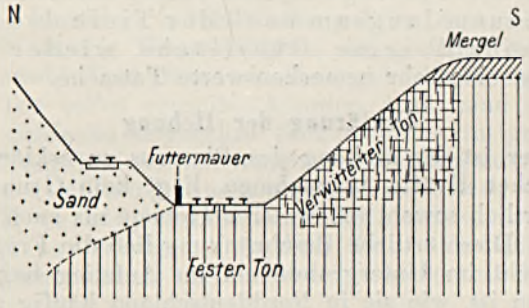


Fig. 4. Schematische Skizze.

Die heutige Verwitterungsgrenze verläuft im Gebiete der Hauptrutschung, wie die Querprofile, siehe Taf. 22, erkennen lassen, etwa in der hier Fig. 4 ganz schematisch dargestellten Art[1]).

Sie setzt unten etwa in Höhe des Planums an, buchtet sich erst nach unten aus und steigt dann an. Einige Meter hinter der Böschungsoberkante hat der schwer durchlässige Mergel des Ton vor Verwitterung geschützt, diese ist also auf den Hang beschränkt, wo der Ton freiliegt.

Stellt man sich die Tonmasse nun durch Risse in prismatische Stücke zerlegt vor, so wird der Schwelldruck der sich auf beiden Seiten der Risse ausdehnenden Tonmassen zu einer Abscherung der oberen Tonmassen auf einer wenig geneigten oder welligen Fläche führen. Diese Scherfläche mag mit der in den Querprofilen der Hauptrutschmasse eingezeichneten Verwitterungsgrenze im Ton zusammenfallen. Bei der weiteren Vertiefung der Risse sammelt sich unten in ihnen Spaltenwasser und Tontrübe; es kommt auch zu einer Schwellung des Tones auf dem Scherrisse, der dadurch gehoben werden kann. So verwandelt sich die Tonmasse schließlich in ein Haufwerk kleiner, durch weiche Lagen getrennter Stücke, sie wird morsch und bricht schließlich in sich zusammen, wobei der auf den Spalten angesammelte Tonbrei als Schmiermittel wirkt. Durch das schnellere Abwärtsgleiten einzelner Teile werden die darüber liegenden des Haltes beraubt. Die zerborstenen Schollen gleiten talabwärts, wobei sich ihre Oberfläche schräg zum Hang geneigt stellt. Der langsame Zerfall zeigt sich an der Oberfläche des Tones am Weiterwerden der Risse.

Der Vorgang wird in den Einzelheiten verwickelter sein und noch genauerer Untersuchungen bedürfen, jedoch steht fest, daß durch abwechselndes Quellen und Schrumpfen der Ton in einen labilen Zustand gerät. Die Rissebildung ist das gefährlichste Moment. Diese Vorstellungen decken sich mit der Schilderung, die Terzaghi (a. a. O., S. 197ff.) von der Entstehung von Rutschungen in Ton gibt.

Das Morschwerden durch die Einflüsse der Verwitterung ist seit der Freilegung des Tones im Gange und wird immer von neuem langsam nach der Tiefe des Tones fortschreiten, sobald seine Oberfläche wieder freigelegt wird. Dies ist eine sehr bemerkenswerte Tatsache.

Erklärung der Hebung

Schwieriger ist die Hebung des Planums zu erklären. Die Wirkung tektonischer Kräfte anzunehmen, liegt kein Grund vor, da die Erscheinung örtlich sowohl im weiteren Gebiete als auch im Einschnitt beschränkt ist. Diese örtliche Beschränkung ließ die Frage auftauchen, ob hier vielleicht im Untergrunde ein im Aufstieg begriffener Salzhorst vorhanden ist, wie sie in Norddeutschland häufig auftreten. Die von der Geologischen Landesanstalt im vorigen Herbst mit der Drehwage ausgeführten Untersuchungen brachten, wie schon gesagt

[1]) Der verwitterte Ton ist vielleicht etwas übertrieben dargestellt.

wurde, ein negatives Ergebnis. Man muß daher auch hier bei der Ansicht bleiben, daß die Ursache nur in den durch den Einschnitt geschaffenen Verhältnissen selbst liegt.

Es ist anzunehmen, daß der Belastungsdruck der über dem Südhang im Hauptrutschgebiet liegenden Erdmassen bei der morschen Konsistenz des Tones das Planum emporpreßt, wobei der Druckausgleich nicht allmählich, sondern ruckweise erfolgt.

Die Ausgleichsfläche für diese Bewegungen liegt tiefer als die Verwitterungsgrenze des Tones, da im Planum fester Ton gehoben wird. Wahrscheinlich ist bei diesen Vorgängen den durch die beiden Bohrungen im Planum ((70) 0) und (150) 0) nachgewiesenen Schliefsandschichten mit gespanntem Wasser eine Bedeutung beizumessen. Die Frage, ob bei diesen Hebungen ein Schwelldruck des tieferen Tones mitwirkt, ist schwer zu entscheiden; Beobachtungen im positiven Sinne liegen bisher nicht vor. Ein solcher Druck könnte aber wirksam werden, sobald die Verwitterung des im Planum anstehenden Tones nach der Tiefe fortschreitet.

Durch die jetzt bereits begonnene Abflachung des Südhanges im Verhältnis 1:5 wird zwar eine Druckentlastung herbeigeführt, ob sie aber ohne eine gleichzeitige Auffüllung im Planum genügen wird, um künftige Hebungen auf die Dauer zu verhindern, erscheint sehr fraglich.

Entwässerung, Einfluß von Drainagen und Gräben

Der schwarze Tonmergel gibt sein Porenwasser sehr schwer ab. Drainagen und Gräben bewirken daher nur eine sehr langsame und wenig weit seitlich reichende Entwässerung. Außerdem aber können sie bei den hier vorliegenden Verhältnissen sogar sehr schädlichen Einfluß ausüben, und zwar aus folgenden Gründen:

Gräben, welche das oberflächliche Niederschlagswasser abführen sollen, werden nur zu bestimmten Zeiten Wasser führen. Wenn sie trocken liegen, bekommen sie (in dem hiesigen Ton) Risse. Auf deren schädlichen Einfluß als Wege der Verwitterung ist oben hingewiesen. Drainagen und besonders mit Schlacke gefüllte Sickerschlitze können, wenn sie nicht ständig Wasser führen, die gleichen Schäden hervorrufen. Ehe sowohl Techniker wie Geologen die Ursachen der Rutschungen im Ton selbst vermuten konnten, hatte man in den Rutschgebieten mit Schlacke angefüllte Sickerschlitze in großer Zahl im Ton angelegt, um das aus den hangenden Sanden zusetzende Wasser abzuleiten. Da der Ton jedoch weiter rutschte, wurden diese Anlagen z. T. verstopft und zerstört und wirkten dann gerade als Wasserbringer für den Ton. Ähnliche Erfahrungen werden vom Panamakanal und neuerdings auch vom Mittellandkanal angegeben.

Die Textfigur 5 zeigt das ausgedehnte Netz von Drainagen und Sickerschlitzen im Hauptrutschgebiete, welches nach der Vertiefung des Einschnittes seiner Zeit auch auf Anraten der Preußischen Geo-

logischen Landesanstalt angelegt wurde. Man glaubte damit ein sicheres Mittel zur Behebung der Rutschungen gefunden zu haben; wie die Erfahrung — auch hier ist die Natur der beste Lehrmeister — gezeigt hat, war dies jedoch durchaus nicht der Fall.

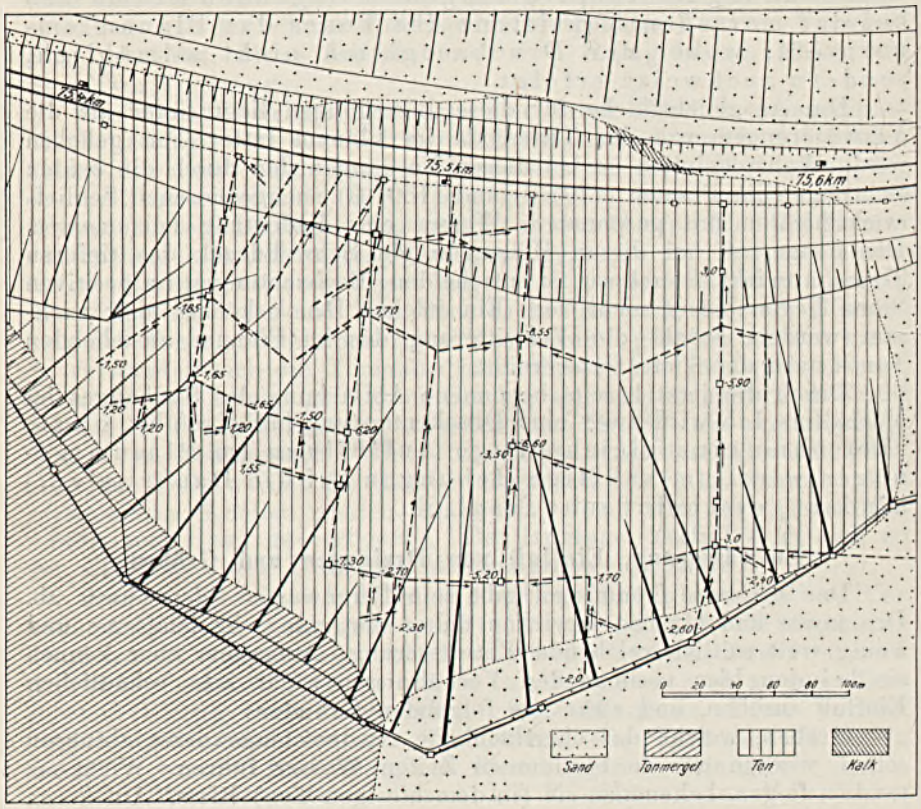


Fig. 5. Lageplan der früheren Drainagen und Sickerschlitze im Haupt-Rutschgebiete des Rosengartener Einschnittes.

Von der Anlage von Drainagen muß daher abgeraten werden.

Bei der Abführung der Niederschlagswässer von dem Tonhang selbst ist ein Anschneiden des Tones unbedingt zu vermeiden. Das Ziel muß sein, die Einflüsse der Verwitterung vom Ton möglichst fernzuhalten.

Am besten ist dessen Oberfläche wohl nach den bisherigen Erfahrungen durch eine darauf gebrachte andere Erdschicht mit einer dichten, stets geschlossen zu haltenden Grasnarbe zu schützen. Beobachtungen im Rutschgebiet haben gezeigt, daß tief wurzelnde Pflanzen nach dem Absterben mit ihren Wurzelröhren dem eindringenden Wasser gleichfalls den Weg weisen. Herr Baurat Backofen hat derartige Beobachtungen auch gemacht.

Rutschungen im Allgemeinen

TERZAGHI (a. a. O., S. 355ff.) hat eine Einteilung der Massenablösungen und Einschnittsrutschungen gegeben, die als maßgebend gelten kann. Den »Trockenbewegungen«, d. h. den bei voll wirksamer statischer Reibung vor sich gehenden Bodenbewegungen, stellt er als eine zweite Art »Breibewegungen« gegenüber, bei denen die statische Reibung ganz oder teilweise ausgeschaltet ist. Als vierte Gruppe bringt er bei dieser zweiten Art von Bodenbewegungen die »Berstungsfließung« und definiert sie als »Fließung infolge Zerklüftung durch Schwellung und nachfolgenden Zusammenbruch«. Statt des Ausdruckes »Fließung« ist wohl die Bezeichnung »Rutschung« vorzuziehen, da bei den vier in dieser Gruppe zusammengefaßten Klassen von Bodenbewegungen ein eigentliches Fließen nur seltener eintritt.

TERZAGHI stellt zu dieser Gruppe tiefgreifende Rutschungen in homogenem und nicht homogenem Material und in alten Rutschmassen. Wie die obige Beschreibung der Vorgänge im Rosengartener Einschnitt und der Erklärungsversuch zeigen, sind die dortigen Rutschungen gleichfalls hierher zu stellen. Die früheren Bewegungen (Abgleiten auf einer Schichtfläche) gehören zu Klasse 13 von TERZAGHI.

Um eine planmäßige Erforschung der in Rutschgebieten gesammelten Erfahrungen zu ermöglichen, hat TERZAGHI in dankenswerter Weise die Daten zusammengestellt, deren Kenntnis für die Beurteilung der verschiedenen Rutschungsarten unerläßlich ist. Hierzu gehören: Ein genauer, mit Höhenlinien versehener Lageplan, Struktur des Bodens (Krümel- oder Einzelkornstruktur), Wassergehalt auf natürlicher Lagerstätte, Körnungsgrößen, Kalk- und Humusgehalt, Lage der Konsistenzgrenzen, Wasserführung und wenn möglich ein Druckporenziffer-Diagramm (TERZAGHI, a. a. O., S. 86, Fig. 14. Zur Aufstellung eines solchen sind langwierige Untersuchungen mit einer von TERZAGHI auf S. 83 angegebenen Apparatur, die uns leider nicht zur Verfügung stand, nötig). Dazu kommen natürlich geologische Angaben über Schichtenfolge, Gesteinsbeschaffenheit, Lagerung und die Darstellung der Ergebnisse von Probebohrungen in Profilen und Schichtverzeichnissen. Die Ausführung genügender Bohrungen in einem gefährdeten Gelände erspart oft große Summen bei den späteren Arbeiten.

Vergleichsweise sei noch kurz auf ähnliche Rutschungen am Panamakanal eingegangen. Hier ereigneten sich beim Bau und nach der Eröffnung des Kanals große Erdrutsche, die große Störungen und Kosten verursachten. Drei Rutsche im Culebra-Einschnitt bewegten 35 Millionen cby (1 cbyard = 0,76453 cbm) Felsmassen. Die gefährlichsten Schichten waren Braunkohlen führende Schiefertone und feinkörnige basische Vulkanerden. Manche dieser Schichten sollen erst bei einem Neigungswinkel von 1:10 zum Stehen kommen.

Der Kanalgeologe MAC DONALD bezeichnete die durch die Ausschachtung des Kanals hervorgerufenen Erscheinungen als »Deformationen der Gesteine«, den natürlichen Böschungswinkel nennt er »angle of no deformation«. Er unterscheidet folgende Arten der Bewegung:

1. Oberflächliche Rutschungen. Sie bestehen in einem Abspülen und Abwärtsfließen des Verwitterungsschuttes und traten in der Kanalzone seltener auf.

2. Verwerfungsrutsche (fault-zone slides). Auch sie treten seltener auf. Ein solcher bei La Pita bewegte etwa 225000 cbm.

3. Schwerkraftrutsche oder Schlipfe. Sie kennzeichnen sich als ein Abgleiten durchlässiger Gesteine auf undurchlässigen und kommen nach dem Abgleiten der hangenden Schichten zur Ruhe. Sie waren besonders früher störender. Ihnen entspricht vollkommen das frühere Abgleiten der Sande des Rosengartener Einschnittes auf dem altdiluvialen Tonmergel. Als Abhilfe wird seitens der Kanalbauleitung Entlastung durch Abtragen empfohlen. Sie greifen nicht so tief wie die folgende Gruppe, die Kanalsohle wird nicht gehoben.

4. Strukturbrüche (Deformationsrutsche) sind am gefährlichsten. Bedingt sind sie durch zu geringe Druckfestigkeit weicher, zerklüfteter Gesteine (Tone, Schiefer,Tuffe). Sie traten auf, als der betreffende Einschnitt 40 m Tiefe erreicht hatte. Mit ihnen verbunden war eine Hebung der Kanalsohle (upheavel). Sie konnten z. T. durch Entlastung der Schichten und flaches Abböschen verhindert werden.

Manche vom Panamakanal beschriebenen Erscheinungen decken sich mit Beobachtungen im Rosengartener Einschnitt. Auch dort waren die Rutsche lange Jahre hindurch mit Pausen »aktiv«, der Cucaracharutsch seit 1884. Die Franzosen bauten hier Drainagen ein, welche anfangs gut wirkten, später aber zerstört wurden und dann wohl auch genau wie in Rosengarten schadeten.

Nicht geholfen haben bei Bekämpfung der Schäden: Anpflanzungen, Einrammen von Pfählen in den tieferen Untergrund, Entfernung des Wassers durch Rohrbrunnen oder Drainagen; empfohlen wird dagegen Entlastung, Abflachung der Böschungen, Zufüllen sich bildender Risse und die Beseitigung von Tümpeln auf der Böschung.

Die vorherige Feststellung des natürlichen Böschungswinkels ist äußerst schwierig, ein rechnerisches Verfahren auf Grund der Eigenschaften der Gesteine ist noch nicht bekannt, man ist bei dieser Frage auf das genaue Studium bisherige Rutsche und vergleichende Untersuchungen der Gesteinsbeschaffenheit angewiesen, um wenigstens Vergleichswerte zu erhalten. Mac Donald gibt eine Tabelle zur Berechnung des Neigungswinkels, die jedoch auf stark theoretischen Voraussetzungen beruht. Die dort angegebenen Werte erscheinen z. B. nach den Erfahrungen mit den Tonen des Rosengartener Einschnittes als zu steil.

Nach einer Mitteilung von Herrn Geheimrat Gagel haben in der Zeit von 1895—1913 beim Bau des Kaiser-Wilhelm-Kanals andauernd Auftreibungen und Rutschungen stattgefunden, und zwar dort, wo die Einschnitte im Bereich der Dryas-Tone sich befanden.

Vergleiche:

K. Sapper, Der Panamakanal im Jahre 1915/16. Petermanns Mittl., 63, 1917, S. 238.

V. Lutz, Beiträge zur Geologie des Panamakanals. Nach den Forschungen des Kanalgeologen Donald Petermanns Mittl., 61, 1915, S. 350.

—, Erdrutsche im Panamakanal. Umschau, Nr. 35, August 1913.

—, Die Erdrutsche im Culebraeinschnitt des Panamakanals. Weltverkehr u. Weltwirtschaft, Nr. 8, November 1913.

Mac Donald, Slides in the Culebra Cut at Panama. A review of geolog. conditions in the canal site together with a description of the types of slides and their causes. Engen. record 31. Aug. 1912.

—, Appendix E of the Annual Report of the Isthmian Canal Commission, 1912, p. 207—214.

Goethals, C. W., Annual Report of the Governor of the Panama canal for the fiscal year ending June 30, 1916, Washington, 1916.

Pollack, V., Technisch-geologisches über den Durchstich von Wasserscheiden, insbesondere im Panamakanal. Ztschr. d. Österr. Ingenieur- u. Architekten Ver., 69, 1917. S 228.

Schlußfolgerungen

Bezüglich der einzelnen Abschnitte des Rosengartener Einschnit es hinsichtlich ihrer vermutlichen Standsicherheit ist noch Folgendes zu bemerken:

Von km 74,4—74,6 sind Rutschungen kaum anzunehmen.

Von km 74,6—75,0 muß auf der Südseite der augenblickliche Böschungswinkel $1:1^1/_2$ als zu steil für das Material betrachtet werden. Diese Annahme wird auch dadurch gestützt, daß hier schon vier kleinere Rutschungen westlich der Bude 71, westlich km 74,8, bei km 74,9 und westlich km 75,0 eingetreten sind.

Ob auf der Nordseite von km 74,6—75,2 der vorhandene Böschungswinkel da, wo der Hang eine größere Höhe hat, auf die Dauer genügen wird, erscheint sehr fraglich. Mitte Juni trat hier bei km 74,9 nach einem starken Regenfall ein Rutsch in dem Tonmergel ein. Der hier etwa 4 m hohe Hang unter dem Betriebsgleis riß auf 30 m Länge an der oberen Böschungskante auf, rutschte ab und drückte dabei eine unten befindliche 1 m hohe Futtermauer teilweise beiseite. Bei km 75,1 hat oberhalb des Betriebsgleises bereits ebenfalls ein Verwitterungsrutsch stattgefunden.

Auf der Südseite von km 75,0—75,2 haben sich noch keine Bewegungen gezeigt. Die Böschung steht im Sand, der Tonmergel folgt erst in größerer Tiefe. Rutschungen sind hier nicht wahrscheinlich.

Südhang von km 75,2—75,6 + 50. Mit weiteren Bewegungen ist in diesem Hauptrutschgebiet unter den jetzigen Verhältnissen ständig zu rechnen.

Südhang von km 75,6 + 50 bis etwa 76,1. Rutschungen haben sich in dem im Sand stehenden Hang nicht gezeigt. Die Grenze von Sand gegen Tonmergel liegt so tief, daß eine Gefahr von ihr aus als ausgeschlossen gelten kann.

Südhang von km 76,1—76,2. Die Rutschungen an dieser alten Rutschstelle, die in einem Abbrechen des Sandes und in Bewegungen

im Tonmergel selbst bestehen, können hier weiter gehen, besonders wird noch viel Sand nachbrechen.

Südhang von km 76,2—76,3 + 25. Der Hang steht im Sand, Bewegungen haben sich noch nicht gezeigt.

Südhang von km 76,3—76,4. Der gewählte Böschungswinkel an dieser Stelle, an der sich schon kleinere Rutschungen ereignet haben, muß als zu steil bezeichnet werden.

Nordhang von km 75,2—76,0. Rutschungen sind in dem Sand wenig wahrscheinlich.

Nordhang von km 76,0—76,1. In der auf der Karte eingezeichneten Tonlinse können sich kleine Rutschungen ähnlich der im März 1926 wiederholen.

Nordhang von km 76,1—76,2 + 50. Rutschungen sind hier wenig wahrscheinlich.

Nordhang von km 76,2 + 50—76,4. Soweit auf dieser letzten Strecke der Hang eine größere Höhe hat, ist sein Böschungswinkel wohl als zu steil zu bezeichnen.

Nachdem das bald zu Anfang unserer Untersuchungen gewonnene Ergebnis, daß die Rutschungen durch die Beschaffenheit der Tone selbst veranlaßt sind, durch die inzwischen erfolgten Nachprüfungen und Feststellungen in jeder Beziehung bestätigt worden ist, ergibt sich für die allgemeine Beurteilung der Sachlage folgendes:

Die Tone in dem bisher durch die Rutschungen hauptsächlich betroffenen Gebiet sind im Laufe der letzten Jahre gewissermaßen in einen krankhaften Zustand überführt worden. Daß dieser krankhafte Zustand die Tone in großer Mächtigkeit, also bis zu einer erheblichen Tiefe ergriffen hat, steht außer Zweifel. Im Laufe der Jahre sind durch die künstlichen Einwirkungen auf Oberfläche und Untergrund immer größere Flächen der Tone beeinflußt und z. T. freigelegt worden. Wir können nun nicht annehmen, daß durch eine radikale Beseitigung der jetzt umgewandelten Tone jede zukünftige Gefahr in dem bisherigen Hauptgebiet der Rutschungen dauernd zu beseitigen ist, auch wenn außerdem zu einem außerordentlich flachen Böschungswinkel des Gehänges übergegangen wird. Denn wir müssen darauf hinweisen, daß die Freilegung größerer Tonflächen wiederum neue große Angriffsflächen für das Eindringen von Luft und Wasser in die Tone schafft und damit Raum für neue Umsetzungen, die sich in einiger Zeit wiederum in neuen Bewegungen äußern müssen. Die gelegentlich erwähnte Abböschung auf 1:5 bietet, soweit wir heute beurteilen möchten, wohl eine gewisse erhöhte Sicherheit, aber noch keine volle Bürgschaft für die dauernde Standfestigkeit des Hanges.

Auch eine Überdeckung dieser mit großen Kosten einzuebnenden Tone durch Sande (besser wäre dann noch eine Überdeckung mit Geschiebelehm, aber — weil der Geschiebelehm der nächsten Umgebung durch Aufnahme der Tone zu tonig ist — mit solchem aus einer anderen Gegend) kann den Zustand vielleicht nur unwesentlich,

nicht endgültig bessern. Ein Teil des Oberflächenwassers wird auf irgendwelchem Wege immer wieder in die Tone eindringen. Ebenso ist in der Nachbarschaft, d. h. an den Rändern, immer wieder mit denjenigen Rutschungen zu rechnen, die in dem ersten Stadium der Rosengartener Erdbewegungen in Erscheinung getreten sind; d. h. mit dem Abbrechen der überlagernden Sande usw. auf dem Tone. Tone zeigen ja auch bekanntlich an flachen natürlichen Hängen Erdbewegungen verschiedener Art auch da, wo keine künstlichen Einschnitte den natürlichen Zusammenhalt der Schichten zerstören[1]).

Vor allen Dingen müssen wir aber die Tatsache berücksichtigen, daß die gleichen Ursachen, welche durch die letzten Rutschungen gewissermaßen an die Öffentlichkeit getreten sind, noch für einen sehr großen Teil des zurzeit noch intakten Einschnittes vorauszusetzen sind. Nach unserer Ansicht ist in jedem Augenblick auch an anderen Stellen mit gleichartigen Rutschungen zu rechnen. Dies gilt namentlich für das Gebiet unmittelbar an der Westseite der Chausseebrücke, wo sich bereits deutliche Anzeichen bestehender Erdbewegungen geltend gemacht haben. Die bisher eingeleiteten Arbeiten konnten oder können vielleicht an der gerade betroffenen Stelle weitere Rutschungen vorübergehend zu einem gewissen Stillstand bringen. Bei der geringen Breite des Einschnittes aber, die auch einen wesentlichen Faktor darstellt, bei den steilen Böschungen werden die Bewegungen nie ganz aufhören. Weitere Teile des Einschnittes also, die mindestens ebenso groß sind wie die bisher von den Rutschungen betroffenen, können dieselben Schäden stets wiederbringen. Der Einschnitt ist viel zu tief, und die seit 17 Jahren in dem Ton eingeleiteten Umsetzungen gehen unbeirrt um die bisherigen Maßnahmen ihren Weg weiter.

Daß die bisherigen Maßnahmen unzulänglich geblieben sind, konnte niemand voraussehen.

Das Verhalten der Tone in den letzten Jahren, der jetzt gewonnene genaue Nachweis ihrer Verbreitung im Untergrunde, die Ermittlungen über ihr physikalisches und sonstiges Verhalten, insbesondere auch ihre Lagerungsverhältnisse im Verbande der außerordentlich wechselvollen und gestörten Schichten lassen es eigentlich geraten erscheinen, den Einschnitt in seiner jetzigen Form zu verlassen und die Strecke eventuell zu verlegen.

Eine unumgängliche allgemeine Forderung muß bei Einschnitten, die mehr als 6 m tief sind, in dieser geologisch so eigenartig zusammengesetzten Umgebung von Frankfurt a. O. in dem Endmoränengebiet einmal stets ein sehr flacher Böschungswinkel der Einschnitte und ein um das dreifache verbreitertes Planum sein.

Wir verhehlten uns nicht, daß dieser radikale Vorschlag unter den jetzigen Verhältnissen außerordentlich pessimistisch erscheinen

[1]) Vergl. die Erfahrungen, die gelegentlich an der Strecke kurz vor Frankfurt gemacht wurden.

und unangenehm empfunden werden mußte. Aber wir konnten bei der Notwendigkeit einer endgültigen Lösung der Frage vom geologischen Standpunkte aus einen besseren Vorschlag nicht finden.

Wir wissen wohl, daß betriebstechnische Gründe in jeder Beziehung für die Beibehaltung der heutigen Strecke sprechen und daß es auch möglich sein dürfte, die bis jetzt eingetretenen Schäden an den betroffenen Stellen zu beseitigen und ihr Wiederauftreten an den gleichen Stellen zu hindern oder zu mindern. Wir haben alle bisher im Laufe der Untersuchungen gelegentlich zur Sprache gebrachten Verbesserungsmöglichkeiten auf Grund der geologischen Verhältnisse nachgeprüft und können uns aber von diesen von unserem Standpunkte aus keine endgültig befriedigende Lösung versprechen.

Am zweckmäßigsten erschien uns noch der Weg, den mit der Vertiefung zur Zeit ihrer Ausführung unbewußt gemachten Fehler eines zu tiefen Anschneidens der Tone dadurch zu korrigieren, daß man das Planum wieder erhöht, wie uns zuerst als eventuelle Absicht mitgeteilt worden ist (selbstverständlich bei gleichzeitiger möglichst weitgehender Abböschung des Gehänges). Dabei müßte nach unserem Erachten die Ausfüllung des Planums mit einer mehrere Meter dicken Basalt-Schotter-Schicht oder einer noch stärkeren spezifisch schweren, d. h. kiesigen Sandschicht erfolgen, um dem aufdringenden Ton ein gewisses Gegengewicht zu bieten. Daß dabei eine absolut dichte Zone beiderseits des Planums geschaffen werden müßte, in welcher die herabgeleiteten Oberflächenwässer sich sammeln und in ihrer Gesamtheit fortgeleitet werden, ist ganz selbstverständlich. Gegen die Absicht, eine Tunnelanlage neben dem Einschnitt zu schaffen, die vielleicht vor Jahren einen zweckmäßigen Weg abgegeben hätte, müssen wir jetzt gleichfalls Bedenken erheben. Wir können nicht sagen, wie sich die Tone jetzt verhalten werden, wenn sie in größerer Erstreckung und Tiefe angeschnitten werden. Die Tone sind einmal in Bewegung; die Lagerungsveränderungen der unterlagernden Tone ziehen die auflagernden Schichten in die Bewegung hinein. Jeder bei der dauernden Rißbildung immer mögliche Wasserzutritt, jede Ansammlung von Wasser schafft neue Anstöße für Bewegungserscheinungen.

Deshalb haben wir dem auch von der Reichsbahndirektion Frankfurt a. O. ernstlich erörterten Vorschlag zugestimmt, den Einschnitt um 8 m anzufüllen; doch hat dieser Vorschlag, weil ihm betriebstechnische Schwierigkeiten entgegenstanden, nicht die Zustimmung der vorgesetzten Berliner Instanz gefunden.

Zu der daraufhin erörterten Auffüllung um 4 m nahmen wir unsrerseits keine Stellung. Die Frage, wie man die Gefährdung des Rosengartener Einschnittes dauernd vermeiden soll, ist also noch nicht entschieden. Dagegen sind die bis jetzt eingetretenen Beschädigungen beseitigt und auch Maßnahmen getroffen worden, an diesen Stellen eine Wiederkehr nach Möglichkeit auszuschließen.

Man hat sich jetzt also dazu entschlossen, die Eisenbahn in der alten Höhe zu belassen, ein Vorland zu schaffen und die Böschung

1 : 5 abzuflachen. Diese Maßnahme erfordert noch Erdbewegungen von etwa 200000 cbm. Die Böschung soll außerdem mit einer Decke von 1 m versehen werden, so daß Atmosphärilien dem Ton nichts anhaben können; die Tonoberfläche soll noch besonders abgedichtet werden. Unter die Gleise soll event. eine Betonplatte gelegt werden, die später zu einem Tunnel ausgebaut werden kann. Auch das Endwiderlager der Brücke wird verstärkt werden.

Die Arbeiten der geotechnischen Kommission der kgl. schwedischen Staatsbahnen

Rutschungen an Hängen, an Dämmen und in Einschnitten haben sich in allen Ländern bei Straßen-, Kanal- und Eisenbahnbauten in großer Zahl gezeigt und werden auch in Zukunft eintreten und zu ihrer Beseitigung große Geldaufwendungen verlangen. Es muß daher angestrebt werden, die dabei gemachten Erfahrungen, die heute in der Literatur verstreut niedergelegt sind, sowie die Vorschläge für bodenphysikalische und erdbautechnische Untersuchungsmethoden möglichst zu sammeln und zu sichten. Es ist klar, daß hierbei außer dem Techniker auch dem Geologen eine wichtige Rolle zufällt. In vorbildlicher Weise ist diese Frage in Schweden gelöst worden. Hier stellte die Direktion der schwedischen Staatseisenbahnen im Jahre 1913 der neugeschaffenen Statens Järnvägars Geotekniska Kommission folgende Aufgaben: Geologische Untersuchung der von Erdrutschungen bedrohten Eisenbahnen, Feststellung des Festigkeitsgrades der gefährdeten Geländeabschnitte und Ausarbeitung von Untersuchungsmethoden und Sicherungsvorschlägen. Zur Kommission gehörten ein Obmann, ein Staatsgeologe und ein Ingenieur als Eisenbahnsachverständiger. Den Bericht über die Untersuchungen von über 300 Geländeabschnitten veröffentlichte die Kommission 1922: Statens Järnvägars Geotekniska Kommission 1914—1922. Stuttetänkande argiret till Kongl. Järnvägsstyrelsen den 31 Maj 1922. Auch aus diesem Bericht erhellt die große Wichtigkeit der Mitarbeit des Geologen und Petrographen.

In unserem Vaterlande haben besonders Reichsbahn und das Reich für seine Kanalbauten ein großes Interesse an ähnlichen Forschungen, und es wäre sicher zu begrüßen, wenn im Zusammenhang mit der geologischen Durchforschung Deutschlands und auf Grund der neueren bodenphysikalischen Forschungen, wie sie besonders in den Arbeiten von TERZAGHI und POLLACK[1]) niedergelegt sind, die bei Rutschungen gemachten Erfahrungen und die modernen Untersuchungsmethoden einheitlich bearbeitet würden. In der vorliegenden Arbeit mußte den Umständen nach die rein geologische Seite des Problems im Vordergrund stehen, wir verhehlen uns aber nicht, daß es erwünscht gewesen wäre, ausführlicher auf die bodenphysikalischen Untersuchungen einzugehen, wozu jedoch die Möglichkeit nicht im selben Maße gegeben war.

[1]) TERZAGHI: Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. Wien 1925. POLLACK, V.: Die Beweglichkeit bündiger und nicht bündiger Materialien. Abh. z. praktischen Geologie- u. Bergwirtschaftslehre, Bd. 2, Halle 1925 u. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt 1917, S. 440.

Sach-Register

Die Fossilnamen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen usw. enthalten, und die Tafelnummern sind fett gedruckt

Seite

A.

Abdachung des rheinischen Gebirgsrumpfes 515
Abgleiten 576
Abrißflächen 575
Actinomamax plenus 47
Adorfer Kalk 32, 34
Albertii-Schichten 190
Alluviale Bimsstein-Ausbrüche . . 542
Alpenorogenese 550
Altdiluvialer Tonmergel 566
Ältere Hauptterrasse des Rheins . 490
Älteres Kalilager 209
» Steinsalz 209
Älteste paläobotanische Abbildungen aus den Manebacher Schichten Thüringens 435
Ältester Diluvialschotter 494
Alttertiäre Verwitterungsfläche . . 491
Amphibolite 261
Anaplophora-Sandstein 194
Anhydrit 171, 180
Anhydritdolomit 211
Anhydritknotenschiefer 15
Anisostasie 547
Anisostatische Schwereverteilung . . 551
Anomalien 96
Anoplophora brevis 194
» *lettica* 194
Aplitgänge 244
Aplitschliere 245
Aptien 362
Äquivalente Terrassenreste 526
Arenicoloides 169
Armeria vulgaris WILLD. 339
Ausgehendes eines Kohlenflözes im hinteren Schulzental 443
Ausrollgrenze 569
Avicula contorta 203, 204

Seite

B.

Bantorfer Schacht 380
Barremien 362
Barsinghäuser Tiefbau 369
Basalt 59, 63
Basische Schlieren 246
Bayerische Granite 152
Belvedereschotter 506
Berstungsfließung 583
Beschaffenheit des Grundwassers . . 460
Bewegungen in den Tonen . . . 573
Bimsstein-Ausbrüche 542
Bleiglanz-Würfel 186
Bodenerkrankung 342
Böschungssprünge 524
Braunkohleführendes Miocän . . . 464
Braunroter Salzton 211
Breibewegungen 583
Bretonische Phase 355
Briloner Hauptverwerfung 23
» Massenkalksattel 19
» Sattel 20
Bryozoenriffe 218
Buntsandstein 10, 37, 47, 161

C.

Callipteris Naumanni GUTB. . . . 455
Carbon 165
Carbon der Aachener und Erkelenzer Gegend 99
Carbon-Perm 517
Cardienbank 509
Cardium Heberti 203
Cenoman 46
Cenomankalk 292
Cenomanmergel 295
Ceratitenschichten 183
Ceratites cf. *robustus* var. *rarinodosus* 181
Ceratites nodosus 187

Seite

Ceratites pulcher 188
» *semipartitus* 188
» *spinosus* 191
Chelléen-Keil 546
Cladium Mariscus 332, 337
» -Periode 334
Clymenienschichten 34
Congeriensande 506
Cornbrash 358
Corophium 170
Culm 34
Culmtonschiefer 30
Cycloides-Bank 184, 190
Cypridinenschiefer 350

D.

Dasberg-Stufe 29, 34
Deisterachse 358
Deistermulde 358
Deltabildung 498, 500
Diluviale Krustenbewegungen . . . 374
» Störungsphasen 371
» Torflager 344
Diskordanz der marinen Unteren Kreide 369
Divergente Längenveränderung . . 523
Dörntener Triassattel 394
Dorper Kalk 22, 32
Drehachse 502
Dreiecksform der Niederrheinischen Bucht 516
Drittes Lausitzer Flöz 40
» unterstes Flöz 38
Dryas octopetala 339
Duisburger Spiegelpläne 471
Dulichium spathaecum PERS. . . 335

E.

Eemschwingung 513
Eemzone 511
Eigenmagnetismus 89
Eimbeckhäuser Plattenkalke . . . 358
Eisenglanz 168, 169
Elster-Eiszeit 515
Emscher 293, 362
Entwässerung 581
Eocäne Braunkohlenformation . . 39
Epidot-Chloritschiefer 233
Epirogenetische Bewegungen . . . 378
Equisetites arenaceus 199
Erdbacher Kalk 351
Erdstrom 84
Erosionsdeterminante 497
Eruptionsphasen der quartären Vulkane des Rheinischen Gebirges . 540
Eruptivdecke 96
Eruptive Ganggesteine 267
Eruptivgesteine 53
Eruptivmassiv 96

Seite

Eskesberger Kalk 22, 32
Estheria Albertii 169
» *minuta* 199
Eyditen 29

F.

Fältelungstextur 228
Feldspatkugeln 60
Flammenmergel 292
Flexurartige Verbiegungen 518
Fließrichtung des Grundwassers . . 458
Flinzkalke 28
Flottlehm 343
Flugsanddüne 543
Fluviale Verschiebungen 498
Fossile Zellulose 485
Fränkischer Muschelkalk 140
Französische Kalksteine 146
Früh-Aurignac-Kultur 546
Frühneocome Nachphase oder Hilsphase 369

G.

Garbenschiefer 266
Gebirgsmagnetismus 84
Gefälle des Rheins 498
Geosynklinale 535
Gerolsheimer Vulkane 541
Gervillia praecursor 203
» *socialis* 177, 181
Gervillienbänke 171
Geschichte des Manebacher Kohlenbergbaus 433
Geschieferte Amphibolite 266
Gesetze für Terrassen- u. Talbildung 497
Gesteinsmagnetismus 87
Gießener Grauwacke 353
Gigas-Kalk 293
Gigas-Schichten 358
Gips 180, 213
Gipskeuper 196, 319
Glaukonit 189, 206
Glazialchronologie 505
Glaziale Schmelzwassermenge . . . 505
» Stauterrassen 499, 533
Gleitbretterbildung 283
Glimmerhornfels 256
Glimmerschiefer 259
Glimmerschieferkontakt 271
Granitgneis 223, 269
Granitmassiv 234
Granitporphyrgänge 60
Graphitquarzit 259
Grauwackenschiefer 226
Gravhala 67
Grundwasser 458, 477
Grundwasserbewegung bei Hochwasser 479
Grundwasser des Rheintales . . . 459

Seite
Grundwasserstrom 481
Grünschiefer 43, 233

H.

Halbjahrsschichten 496
Harzrandspalte 398
Hauptdolomit 194, 195, 312
Hauptlettenkohlensandstein 195
Hauptterrasse des Rheins 490
» der Sieg 492
Hauptterrassenschotter 490
Hauptüberschiebung des Constanzelagers 421
Hebung 580
Hebung des rheinischen Berglandes 493, 498
Hebungserscheinungen 577
Hemberg-Stufe 29, 34
Hercynische Störungen 376
Herforder Liasgebiet 320
Hersemer Schichten 358
Hochwasser 474
Holzkohle 450
Hornfels 256
Humose Tonschichten 345
Hydrobienkalk 527
Hydrozoen 187

I.

Induzierter Magnetismus 90
Innersudetische Hauptverwerfung . 60
Interglazial 334
Interkretacische (subhercynische) Gebirgsbildung 370
Isergebirgsgranit 59
Isobasenkarte 518
Isohypsenkarte 518
Isometrisches Raumbild nach STACH 417, 430

J.

Jahresschichten 496
Jüngeres Steinsalz 215
Jungtertiäre Orogonese 371

K.

Kaenozoicum 486
Kalihaltiges Eisensilikat 343
Kalthäuser Granit 238
Kalisilicateinschlüsse 260
Kalkbänderschiefer 30
Kalksandstein 168
Kauffunger Kalkstein 45
Keratophyr 57
Keuper 192
Kieseloolith-Schotter 490
Kieseloolith-Terrasse und Hauptterrasse des Rheins zum pliocänen Schuttfächer in den Niederlanden 495
Kieselschiefer 231
Kimmeridge 358
Kimmerische Gebirgsbildung . . . 365
» Tektonik 387
Klüftung 276
Kohlenkalk 93
Kontaktgürtel 252
Kontaktmetamorphose 68
Korallenoolith 358
Kreidetransgression 26
Kreuzschichtung 228
Kugelschliere 246
Kuttenbergquarzit 52

L.

Labiatusmergel 295
Lage der Drehachse 502
Lagerungsverhältnisse der Manebacher Steinkohlenlagerstätte . . 441
Lamna 39
Langenaubacher Tuffbreccie . . . 351
Lava-Tephrane 540
Lettenkohlenkeuper 192
Leuzitbasaltlava der Eifel 155
Leuzitphonolithtuffe der Eifel . . 146
Limberg-Achse 362
Lima striata 189
Lingula tenuissima 177
Lokalstörungen 494
Lokalterrassen 499
Lokalvariometer 84
Ludwigsdorf-Altenberger Tonschiefer 45
Lydite 39

M.

Magnetische Messungen im Aachener und Erkelenzer Steinkohlengebiet 84
Magnetische Methode 105
Marines Mittel- und Oberoligocän . 364
» Oberoligocän 463, 464
Marsische Phase 355
Massenkalk 24
Massiv von Brabant 88
Mastodontenschotter 508
Meliorations-Hauptkanal 345
Mineralischer Zustrom . . . 466, 468
Mittelmiocän 489
Mittelquader 46
Mittlerer Muschelkalk 180, 295
Mosbacher Sand 527
Münder Mergel 358, 361
» Serpulit 361
Muschelkalk 174
Muschelkalk von Hardheim in Baden 144
» » Rüdersdorf . . . 140
Muschelmarmor von Manebach . . **449**
Muscowitschiefer 263
Myophoria elegans 178
» *orbicularis* 177
» *postera* 203
Myophoriopsis keuperina 199

Seite

N.

Nahe- und Pfälzer-Sandsteine . . 139
Najas flexilis ROSTK. 337
» *major* ALL. 332, 335
Nassauische Phase 355
Natürlicher Sulfitlaugenprozeß . . 484
Nehdener Stufe 29, 32
Neocom 360
Niederrheinische Bruchzone . . . 515
Niedersächsisch-ostelbische Facies . 161, 163, 170
Niederwasser 474
Nordwestfälisch-lippische Schwelle . 168, 205
Normalgefälle 497

O.

Obere Letten 211
Oberer Quader 46
» Wealdenschiefer 380
Oberflächengestaltung 522
Oberhonseler Schichten 22
Oberkreide 515
Oberpliocän 508
O-Isobase 521
Oligocän 503
Omphaloptycha gregaria 178
Oolithbank-Zone 174
Ophiolepsis Damesi 203
Orbicularis-Platten 177
Orogenetische Phase 364
» Störungen 374
Osningsandstein 292
Ostracina-Platten 190
Oxford-Sandstein 293

P.

Paläofelsitporphyr 54
Paludina diluviana 507
Parallelprojektion der Profilserie durch die Grube 424
Pecten discites 177
Pegmatit 246
Pericyclus-Stufe 351
Periodizitäten 497
Phyllite 228
Phyllitquarzit 266
Piesberg-Schichten 165
Placunopsis ostracina 187
Plattendolomit 211, 213
Pleurotomaria Albertiana 177
Pliocäne Regionalbewegung 507
Pliocänzeit 491
Pneumatolytische Kontakterscheinungen 255
Porphyr 62
Porphyroidschiefer 54
Porphyroblastische Struktur . . . 227
Posidonienschiefer 34, 293

Seite

Präculmfaltung 355
Produktion an Steinkohlen in der Langguthszeche 445
Protocardia rhaetica 203
Prospondylus comtus 183
Pyroxengranitporphyr von Beucha . 156

Q.

Quarzgänge 268
Quartäre Zerrung 523
Quarzit 230
Quarzporphyr 47, 62, 63
Quarztrachyttuff vom Nördlinger Ries 148
Quellenkalk 217
Quergefälle des Grundwassers . . 480
Querprofile 50, 421
Quetschlinsen 569

R.

Radialsystem 62
Rät 203
Rätkeuper 319
Regionalbewegung 505
Regionalbewegung der westdeutschen Schrägscholle 487
Regionale Senkung in den Niederlanden 494
Regionale Tangentialspannung . . 554
Regional-tektonische Bewegungen . . 492
Retardation der Erddrehung . . . 556
Rheinhauptterrasse in den Niederlanden 494
Rheinische Störungen 376
Rhizocorallien 178
Rhythmus zwischen Austiefung und Aufschotterung 499
Riesengebirgsgranit 59
Riffkalk 219
Risse 579
Rogenkörner 170
Rogenstein 163
Rogenstein von Jerxheim 145
Roisdorfer Mineralquelle 468
Röt 171, 294
Roteisensteingrube 418
Roter Mainsandstein 138
» Tonschiefer 37
Rotliegendes 17, 37, 47
Rotsteiner Gestein 36
Ruhepausen als Terrassenbildner . . 496
Ruschelzonen 243

S.

Sächsische Granite 151
Sächsische Sandsteine 128
Säkulare Aufwärtsbewegung . . . 492
» Retardation 558
Salix polaris WAHLENBERG . . . 339
» *retusa* 339

Seite

Salzauftrieb 371
Salzauslaugung 213
Salztektonik 377
Sandstein vom Seeberg bei Gotha . 133
» von Nebra 137
» » Ummendorf 136
» » Velpke 136
Sappevit 482
Sappevitisierung 484
Saxonische Gebirgsbildung 358
Schachtprofil 428
Schaumkalkzone 176
Schilfsandsteinzone 198
Schlesische Granite 148
Schlesische Sandsteine 120
Schlotheimia angulata 204
Schmiermittel 572
Schuppenstruktur 419
Schräglage der Hauptterrasse . . . 494
Schrägschollenbewegung 500
Schwefelkies 186, 199
Schwellvorgänge 579
Schwelmer Kalk 22
Seigerriß des Constanzelagers . 426, **427**
» der Lagerteile der Wilhelmseisenzeche 428
Senkungsfelder der südlichen Nordsee 496
Sericitische Flaser- und Stengelgneise 55
Sericitquarzit 266
Sericitquarzitschiefer 54
Sericitschiefer 54, 232
Serpulit 186
Sphaerocodium sp. aff. *Zimmermanni* ROTHPLETZ 34
Spiegelpläne d. Grundwassers **467, 470, 477**
Spiegelsenkung des Rheins 493
Staugrenze 478
Stauzone 478
Steinkohlenlagerstätte 433
Steinmergel 199
Steinsalzpseudomorphose . . 172, 197
Steunnerberg 358
Stinkschiefer 208
Stratiotes aloides 332, 337
Streifenschlieren 246
Striegauer Granit 237
Strömungsgeschwindigkeit 498
Südharzer Hauptdolomit . . . 208, 213
Süntelachse 358
Susceptibilität 88
Süßwasserkalke 564
Synklinalgebiet des produktiven Carbons 105

T.

Taeniodon praecursor 203
Talweg des Grundwassers 477, 478, 479
Tangentialdynamische Phase . . . 555
Taunusschotter 527

Seite

Tektonik 52
Tektonische Bewegungen 497
» Grundlagen des Vulkanismus im Rheinischen Gebirge 536
Terebratelbank 175, 176
Terebratula vulgaris . . 176, 177, 181
Terrassenbildung 497
Terrassenchronologie 486
Terrassenhebung im Bergland . . 489
Terrassensenkung in den Niederlanden 494
Tertiäre Störungsphasen 371
Tertiäre Vulkane 538
Thermischer Kontakt 255
Thüringer Muschelkalk 142
» Travertin 144
Thüringischer Zechstein 208
Tiefbohrungen bei Manebach . . 450
Tiefenerosion des Rheins . . 490, 499
Tieferer Untergrund der Geest . . 342
Tonbuckel 570
Tonmergel 563
Tonplatten 183
Tonschiefer 47, 228
Tornabella fragilis 203
Transgression 350
» der Culmgrauwacke . 352
» » Unterkreide . . . 383
» des Culmkieselschiefers 352
» » Culmtonschiefers . 352
» » Deckdiabases . . . 351
» im Oberdevon . . . 350
Transgressive Lagerung des Serpulits 306
Transversalschieferung 31
Trapa-Periode 334
Travertin von Dittwar 145
Trias 160, 206
Triebsande 566
Trochiten 180, 181
Trochitenkalk 180, 291, 311
Trockenbewegungen 579
Turonkalk 292

U.

Untere Kreideformation 342
Unterer Gipskeuper 313
» Keuper 312
» Letten 211
» Tegeler Ton 507
» Wealdenschiefer 380
Unterkreide 383
Untermiozänzeit 503
Unter-Oligozän 39
Untersenon 362
Ursache der Tiefenerosion 500

V.

Valendisstufe 385
Velopecten Albertii 178, 183
Vereisung des Niederrheingebietes . 511
» der mittleren Niederlande 511

Seite

Vergletscherung der oberen Mosel 511
Verwerfungen 63, 102
Völkser Konglomerat 365
Vorcenomane Landoberfläche . . 27
Vorportlandische Grabenbruchzone . 366
» oder Deister-Phase 365
Vorserpulitische oder Osterwald-Phase 366
» Verwerfung . . . 368

W.

Walchia filiciformis 455
Wasserführung der Schichten . . 569
Wassergehalt 565
Wealden 295, 384
Wealdenformation 360
Wealdensandstein 380
Wealdensandsteine aus Hannover und Schaumburg-Lippe 134
Weichsel-Eiszeit 512
Weißer Mainsandstein 139
Wellenkalk 174, 291
Westdeutsche Schrägscholle . . . 487

Seite

Worthenia cf. *Leysseri* 179
Wurzelboden 450

Y.

Yoldiazeit 509

Z.

Zannichellia palustris f. *polycarpa* NOLTE 332
Zechstein 11, 166, 167
Zechsteineisenerz 169
Zechsteinletten 12, 170
Zellulose-Hölzer 484
Zellulose-Kohle 482
Zerrungsgelenk 523
Zerrungsorogen 523
Zobtengranit 237
Zusammenhang zwischen tektonischer und fluvialer Aktivität 502
Zweiglimmergranit 237
Zwischenlagerungen von harten Kalksteinbänken 448

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Orts-Register

Seite

A.

Abor-Tjern 71
Albendorf 126
Alme 27
Altenstein 219
Alte Poste 133
Altröhrsdorf 56
Andernach 490
Anetalgraben 360
Auleben 209

B.

Baden 144
Ballersbach 350
Bassum 342
Bayerfeld 140
Bentheim 171
Berggießhübel 130
Beucha 156
Bevensen 344
Bicken 350
Bielefeld 180, 288
Bingen 491, 551
Bischheim 152
Bischofswerda 152
Bleiberge 43
Blenhorst 342
Blyberget 75
Bolkenhain 56
Bolleroda 213
Bonn 462, 491
Borgholzhausen 180
Brackwede 295
Brandis 156
Braunschweig 190
Brilon 22
Bruchhausen 342
Brühl 462
Büchlberg 154
Bunzlau 121
Bürgel 218

C.

Campine-Mulde 89
Creuzburg 213

Seite

D.

Dalstjeon 78
Deister 357
Deistermulde 358
Demitz 152
Deutmannsdorf 123
Dillenburg 351
Dillgebiet 350
Döllstedt 212
Dittwar 145
Dorla 143
Dörnfeld 211
Duisburg 463, **470**
Düren 551
Düsseldorf 463, 469, **470**

E.

Ebstorf 344
Eckardtshausen 13
Eckartsberge 217
Eckartsleben 212
Eifel 146
Elgersburg 213
Eltmann 139
Engelstadt 71
Epprechstein 153
Erfurt 214
Ettringen 147

F.

Fischbach 151
Fischingen 530
Frankfurt a/O. 559
Friedersdorf 128

G.

Galkhausen **467**, 469
Gefrees 153
Geldern 472
Gera 218
Girlachsdorf 248
Gießen 353
Gossel 143
Gotha 133
Gräfentonna 212
Grevenbroich 463

Seite

Groß-Cotta 130
Großheide 167
Großhettstedt 211
Groß-Wandriß 269
Grua 66
Grunau 56
Grünsfeld 142
Guhlau 251

H.

Hachelbich 209
Hakedal 66
Halle 207
Halle am Osning 178
Handarpe 187
Hannover 134
Hardheim 144
Hasbergen 161
Häslich 152
Heepen 327
Heidingsfeld 142
Heiligenberg 349
Heiligenmühle 11
Heinrichsberg 47
Heinrichshall 219
Herbornseelbach 350
Herford 206
Heringen 209
Herrenleithe 133
Hertringen 530
Hessisch-thüringisches Becken . . 214
Heuscheuer Gebirge 125
Hildesheimer Halbinsel 402
Hillegossen 311
Hitdorf 462
Hochstedt 209
Hockenau 123
Hogolje 44
Hohenfriedeberg 222
Holleben 207
Hortenhof 463
Hottelstedt 212
Hüggel 167

I.

Iba 214
Ibbenbüren 161
Ikker 172
Immigenberg 44
Ingramsdorf 222
Innerste-Mulde 399
Istein 530

J.

Jannowitz 151
Jauer 226
Jenkau 230
Jerxheim 146
Johnsdorf 56

Seite

K.

Kammerswaldau 6
Karlsruhe 551
Kirchheim 142
Kirkeby 69
Kleiner Eichelberg 10
Knepphangen 79
Koberwitz 225
Kohlhasenbrück 330
Köln 462, 473
Köln-Fühlingen **467**
Köln-Hochkirchen **467**
Königsee 213
Königstein 132
Kornberg 153
Kösen 217
Kottenheim 155
Krefeld 463
Krensheim 142
Krippenbachtal 130
Krölpa 219
Kudowa 128
Kuhnern 226
Kunitz 222

L.

Laacher See 487
Lage 180
Langenaubach 417
Langensalza 144
Langhennersdorf 130
Lärmstangenberg 560
Lausitz 151
Lauterberg 208
Ledde 173
Lehmbrinck-Bielstein 368
Leverkusen 463, 468
Liebethaler Grund 132
Liebenwerda 36
Lindau 551
Lotte 187
Löwenberg 121
Ludwigsdorf 56

M.

Manebach 434
Manebacher Tal 435
Markrippach 212
Marktbreit 142
Märtenstein 44
Mayen 155
Meißen 152
Melborn 212
Melkgelte 43
Memsen 349
Merheim **467**
Merseburg 207
Mörs **472**
Mühlhausen 144

Seite

Mülheim 462, **467**
Müllheim 530
München-Gladbach 463
Münder 358

N.

Namur-Mulde 89
Nanzenbach 351
Nebra 137
Nehden 19, 21, 31
Neundorf 130
Nesselberg 135
Neuenkirchen 342
Niebasdorf 150
Nieder-Barkhausen 170
Niederkretschamstein 58
Niedersachswerfen 209
Nördlinger Ries 148
Nysalter 79

O.

Oberes Bober-Katzbach-Gebirge . . 43
Oberfrankleben 217
Oberhofberg 44
Oberklobikau 217
Obernkirchen 134
Oberscheld 350
Oberwünsch 217
Ochsenfurth 142
Oerlinghausen 294
Okel 342
Olsbrücken 139
Oppurg 213
Osnabrück 161
Osning 177, 290
Osterledde 168
Ostthüringen 10, 218

P.

Phöben 330
Pilgramsdorf 122
Pilgramshein 243
Pirna 130
Plagwitz 122
Plaue 211
Porstendorf 218
Pößneck 213
Posta 132
Postelwitz 132
Pyrmont 168

Q.

Quakenbrück 330

R.

Raabenberge 255
Rackwitz 123
Ramsla 212
Randersacker 142

Seite

Redwitz 154
Rettwitz 211
Reuth 153
Rhein 474
Rheintal **464**
Riesengebirge 150
Rixen 19
Rosengarten 559
Rothenburg 142
Rottleberode 209
Rottwerndorf 130
Rückers 126

S.

Saalfeld 218
Saarau 246
Sachsen 95
Salzgitter 383
Schandau 132
Schaumburg-Lippe 134
Schladebach 207
Schliengen 530
Schmölln 152
Schneeberg 154
Schöna 132
Schwallungen 211
Schweidnitz 251
Sechtem 462
Seeberg 133
Seitendorf 56
Selb 154
Senne 299
Sirgwitz 123
Skjaerpemyra 82
Solling 204
Stangenberg 43
Staudernheim 139
Steindorf 354
Steinhagen 292
Steinkirche 150
Stemmerberg 358
Stommeln 462
Strehlen 150
Striegau 148, 222
Südhannover 190
Syke bei Bremen 341

T.

Tannenkirch 530
Teltowkanal 336
Thal 219
Thumitz 152
Thüringer Wald 12, 214
Treffurt 10
Tretzendorf 139
Trossendorf 139
Twistringen 342

Seite

U.

Uerdingen 471
Ullaresled 71
Ummendorf 136
Unterwellenborn 218
Uphausen 172

V.

Velpke 136
Verona 551
Virbo 155
Vlotho 178
Völksen 365

W.

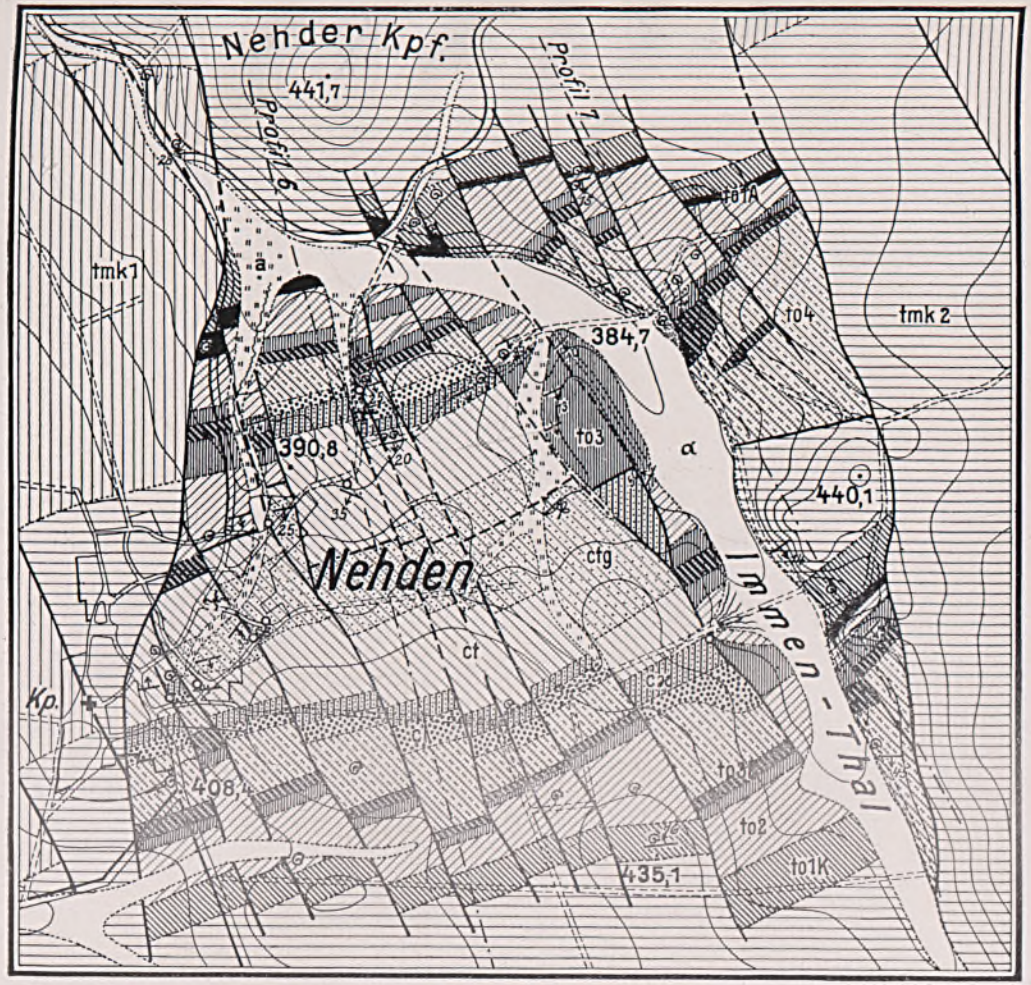
Wahlstatt 222
Wahn 462
Warthau 123
Wehlen 132
Wetzlar 353
Weimar 214
Wenig 123
Werragebiet 1, 210
Wesergebiet 180
Westhofen 467
Wichlinghausen 178
Wiesental 11
Windelsbleiche 307
Wolfstal 366
Wörmlitz 217
Wülfte 19
Wünschelburg 126

X.

Xanten 472

Z.

Zeil 139
Zeitz 218
Zobten 149



a Talböden der Gewässer
α Boden d. Trockentäler
Schuttkegel
ctg Culmgrauwacken
ct Culmtonschiefer
cx Culmkieselkalke
cl Culmlydite
Unter-Carbon
to4 Dasberg-Stufe
to3F Fossley
to3 Graue Kramenzel
Hemberg-Stufe
to2 Nehden-Stufe
to1A Adorfer Kalk
to1K Dorper Kalk
Adorf-Stufe
Ober-Devon
tmk2 Eskesberger Kalk
tmk1 Schwelmer Kalk
Oberes Mittel-Devon
Quellen
tier. pflanzl. } Versteinerungen
Streichen u. Fallen
saigeres Einfallen
flach gefaltete Schichten

100 0 100 200 300 400 500 m

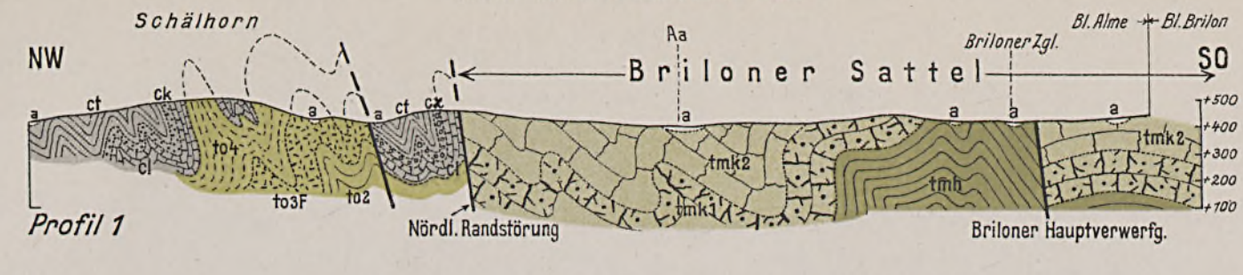
Die Schichtlinien sind von 10 zu 10 m angegeben.

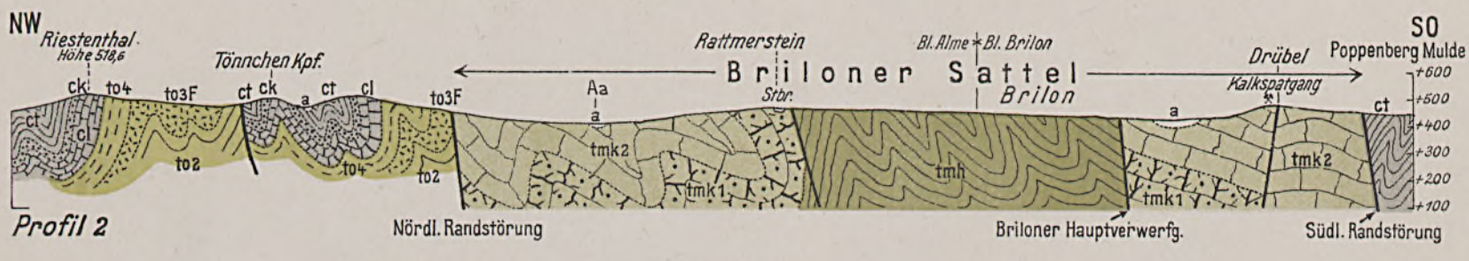
Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt

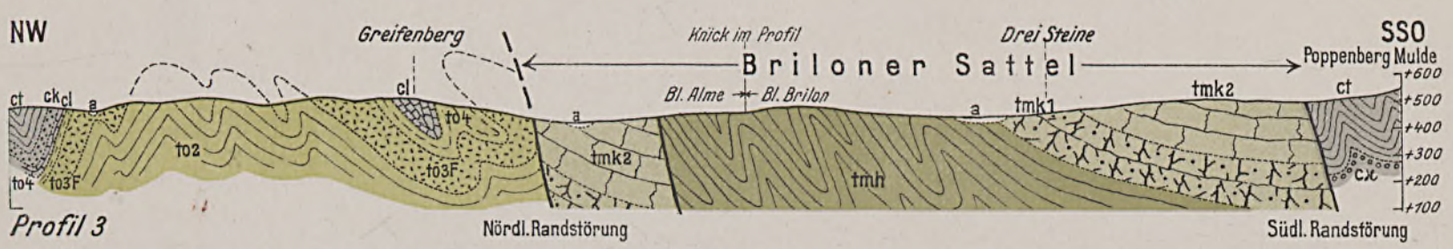
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Schematische Profile durch den Briloner Sattel

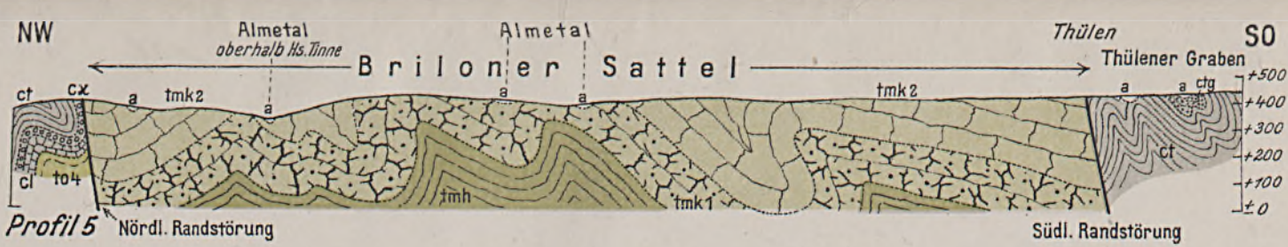
entworfen von W. Paeckelmann 1926

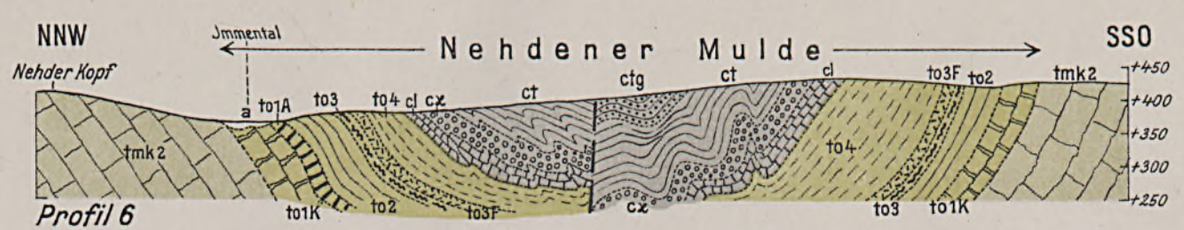


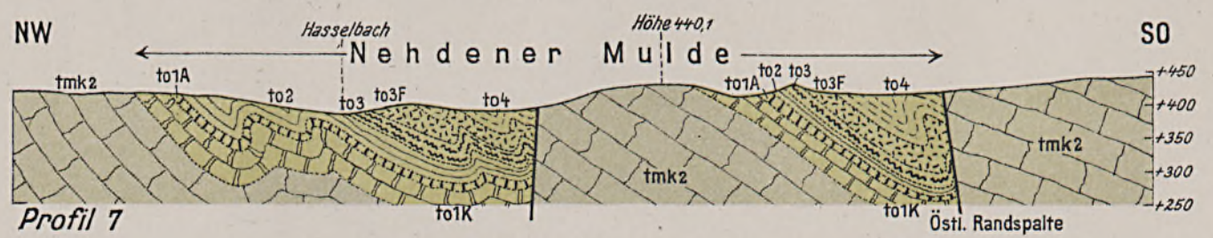












a = Talböden

ctg = Culmgrauwacken
ct = Culmtonschiefer
ck = Kalkbänderschiefer
cx = Culmkieselkalke
cl = Culmlydite
} Untercarbon

to4 = Dasberg-Stufe
to3F = Fossley
to3 = Graue Kramenzel
} Hemberg-Stufe
to2 = Nehden-Stufe
to1A = Adorfer Kalk
to1K = Dorper Kalk
} Adorf-Stufe
} Oberdevon

tmk2 = Eskesberger Kalk
tmk1 = Schwelmer Kalk
tmh = Ob. Honseler Schichten
} Oberes Mitteldevon

Profile 1-5 = Maßstab 1:25000
" 6u.7 = " 1:10000

Jahrbuch der Preuß. Geolog. Landesanstalt 1926 I.

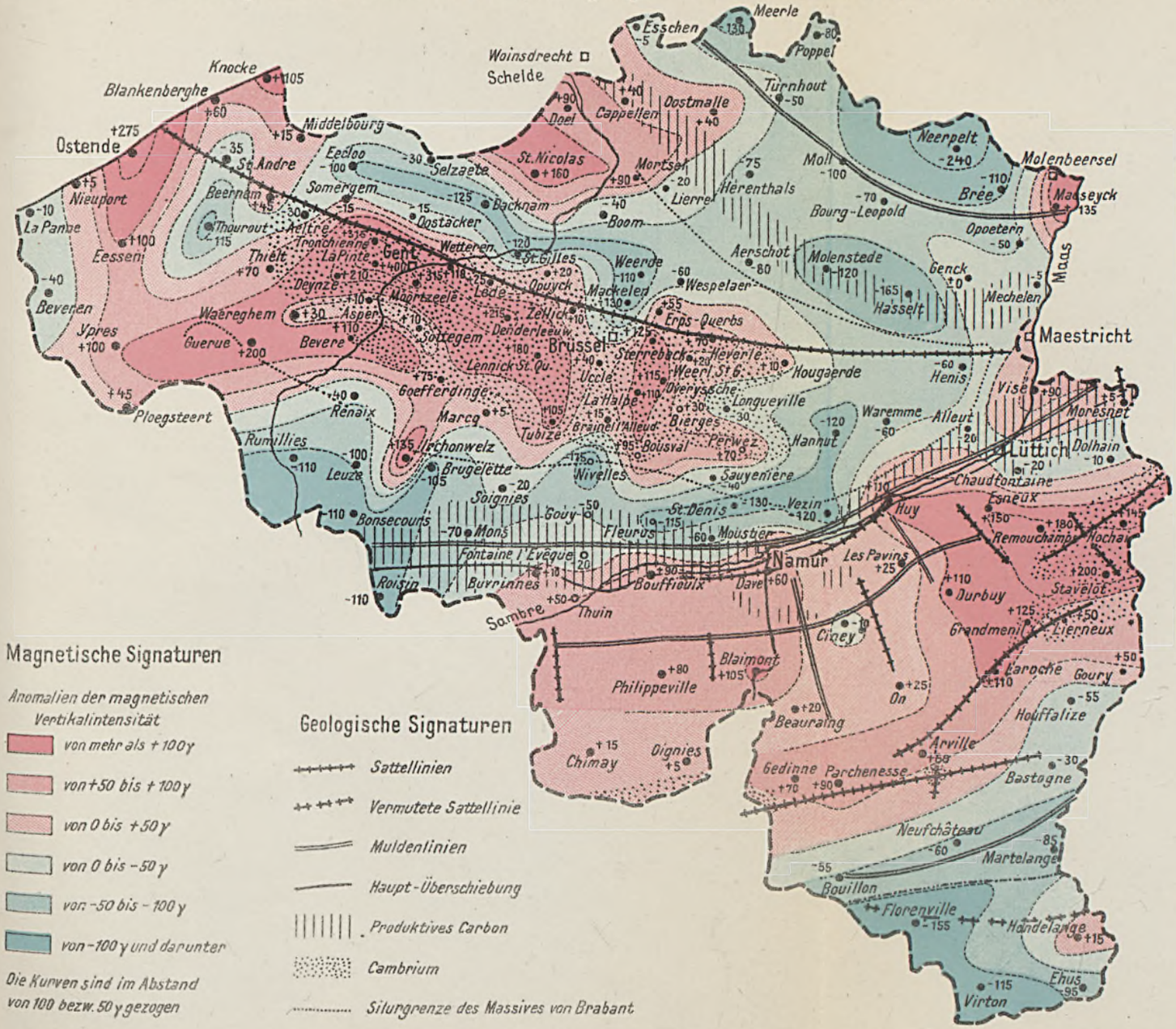
Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Magnetisch-Geologische Karte von Belgien

nach der magnetischen Aufnahme von A. Hermant u. geologischen Karte von P. Fourmarier, entw. von H. Reich.



Magnetische Signaturen

Anomalien der magnetischen Vertikalintensität

- von mehr als +100 γ
- von +50 bis +100 γ
- von 0 bis +50 γ
- von 0 bis −50 γ
- von −50 bis −100 γ
- von −100 γ und darunter

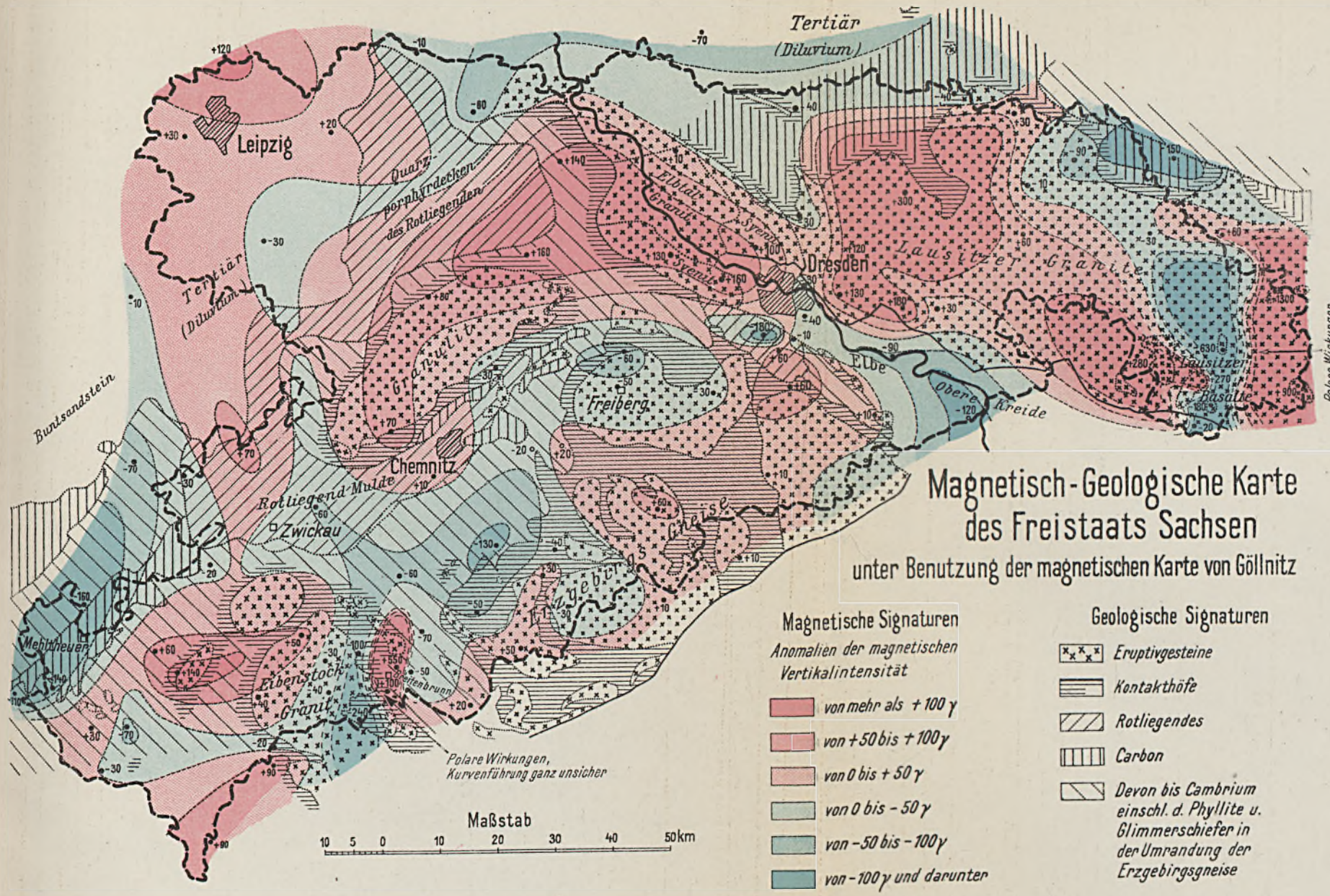
Die Kurven sind im Abstand von 100 bezw. 50 γ gezogen

Geologische Signaturen

- Sattellinien
- Vermutete Sattellinie
- Muldenlinien
- Haupt-Überschiebung
- Produktives Carbon
- Cambrium
- Silurgrenze des Massives von Brabant
- Grenze der mesozoischen Auflagerung im Süden des Landes

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Magnetisch-Geologische Karte des Freistaats Sachsen

unter Benutzung der magnetischen Karte von Göllnitz

Magnetische Signaturen

Anomalien der magnetischen Vertikalintensität

- *von mehr als + 100 γ*
- *von + 50 bis + 100 γ*
- *von 0 bis + 50 γ*
- *von 0 bis - 50 γ*
- *von - 50 bis - 100 γ*
- *von - 100 γ und darunter*

Geologische Signaturen

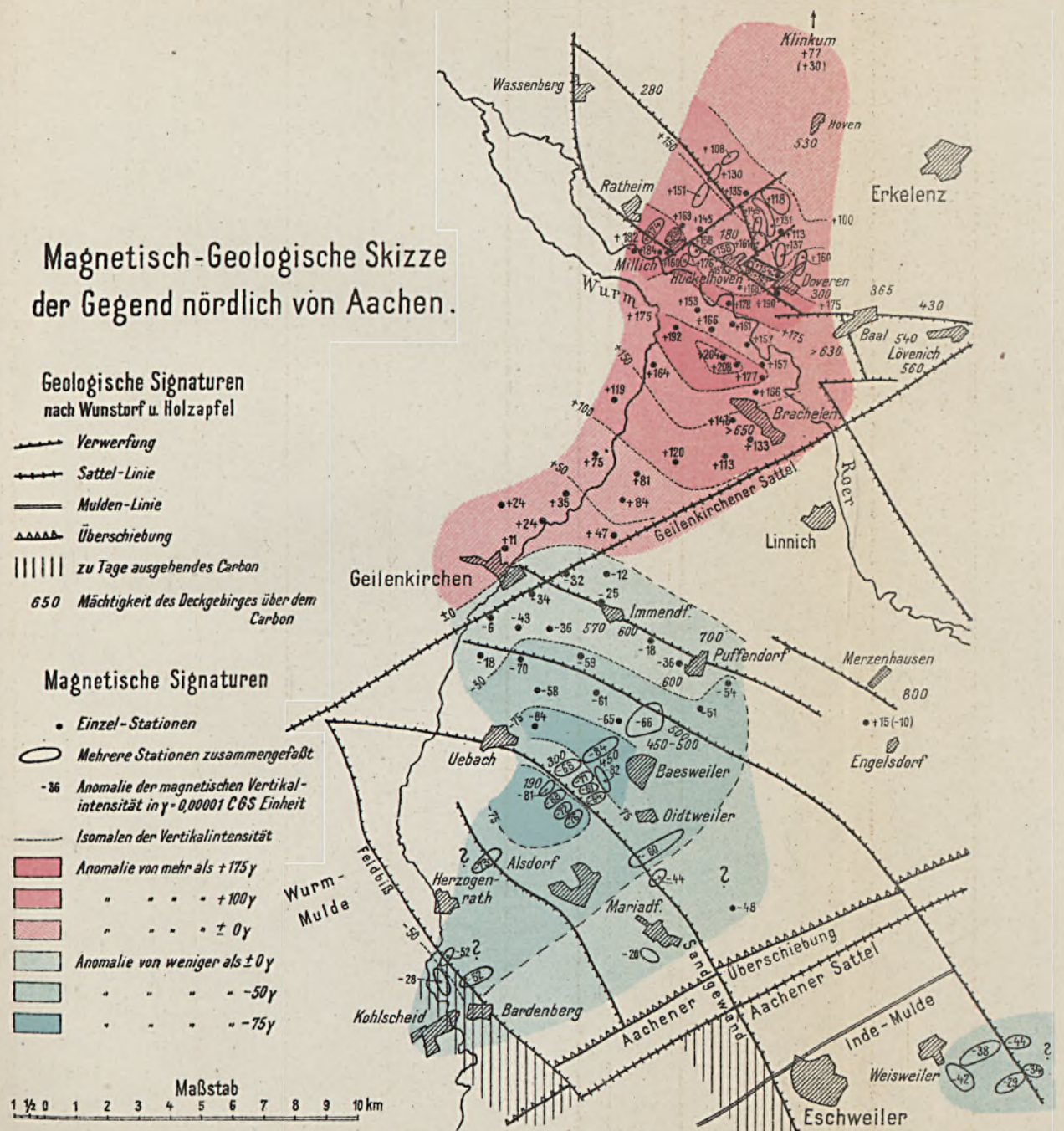
- *Eruptivgesteine*
- *Kontakthöfe*
- *Rotliegendes*
- *Carbon*
- *Devon bis Cambrium einschl. d. Phyllite u. Glimmerschiefer in der Umrandung der Erzgebirgsgneise*

Bearbeitet von H. Reich, 1926

Photolithographie u. Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

NAT. ONTOR. GESCHIEDENGESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

Magnetisch-Geologische Skizze der Gegend nördlich von Aachen.

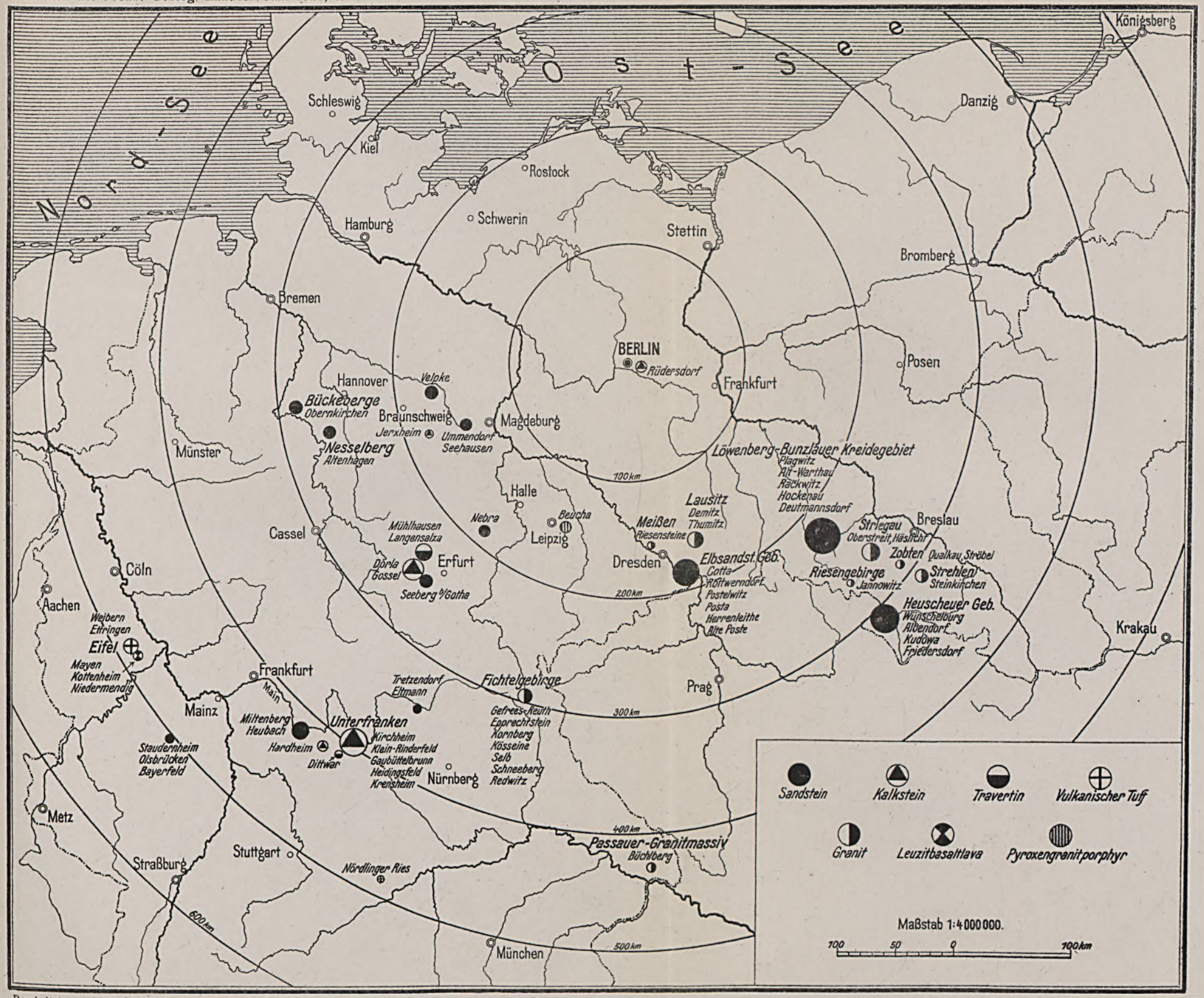


Die geologischen Signaturen bei Erkelenz sind nach freundl. Mitteilung von Prof. Wunstorf in den Einzelheiten nach neuen Aufschlüssen nicht mehr ganz zutreffend.

Bearbeitet von H. Reich, 1926

Photolithographie u. Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK



Bearbeitet von O. Burre, 1926

Photolithographie u. Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Übersichtskarte
des Zobten-Striegauer Granitmassives und des Vorsudetischen Schiefergebirges.

Biotitgranit Muskowitische Randfazies
Zweiglimmergranit
Granit im Untergrunde
Gabbro
Serpentin
Amphibolit
Kontaktmetamorph veränderte phyllitische Schiefergruppe
wie vor, aber im Untergrunde
Phyllitische Schiefergruppe
Grünschiefer
Glimmerschiefer-kontakt des Granitgneises
Granitgneis
Katagneis
Basalt

1 0 1 2 3 4 5 10 Kilometer

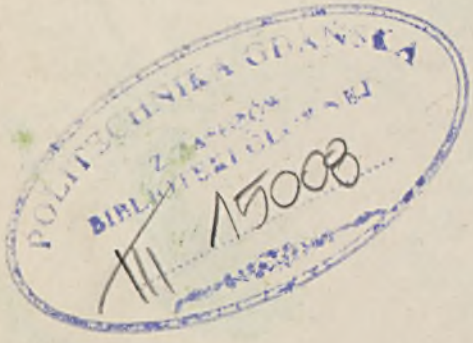
Tentschel
Kl. Jänowitz
Mankelwitz
Nikolstadt
Tschierschkau
Gr. Wandritz
Schiefer Bg.
Seichau
Baritsch
Heidenbg.
Ndr.
Obr.
Hertwigswaldau
Mertschütz
Burgbg.
Dobershöh
Skohl
Weißenleipe
Gränowitz
Leipen Bg.
Dromsdf.
Tschirschwitz-Bg.
Merzdf.
Lobris
Dittersdf.
Damsdf.
Lederose
Jauer
Profen
Kuhnern
Eichberg
Beerbg.
Bersdorf
Moisdorf
Herzogswaldau
Poischwitz
Kalthaus
Gr. Rosen
Gutschdf.
Kohlhöhe
Barzdorf
Sandewalde
Girlachsdorf
Dätzdorf
Tschechenbg.
Kuhbg.
Gans-bg.
Streitbeutel
Streitbg.
Häslicht
Pilgramshain
Jürischau
Järischauer Bg.
Pitschen
Pitschenbg.
Bockau
Kl. Merzdf.
Niklasdf.
Haaben
Finkenhübel
Haabenbg.
Turnau
Ingramsdorf
Muhrau
Rohnstock
Preilsdf.
Beatenhöhe
Striegau
Grunau
Puschkau
Saarau
Buschmühle
Hohenbrückenbg.
Krahenbg.
Tempelberg
Konradswaldau
Neu Sorgau
Hohenposeritz
Galgenbg.
Schönfeld
Gohlitsch
Guhlau
Strehlitz
Marxdf.
Rogau
Gräben
Hausdorf
Teichau
Wittigs Fuchsbg.
Stanowitz
Bolkenhain
Hohenfriedeberg
Königszelt
Würben
Kratzkau
Ströbel
Galgenbg.
Lämmelbg.
Kuhnau
Steiner Bge.
Stein
Zobten
Tollbg.
Bartel-Hübel
Rotkirschdorf
Jordansmühl
Weizenrodau
Schweidnitz
Freiburg
Goglau
Tampadel
Weißkirschdorf
Koltschen-Bge.
Gr. Peterwitz
Canth
Viehau
Mörschelwitz

SUDETISCHES SCHIEFERGEBIRGE
VON STRIEGAU-ZOBTEN
GRANITMASSIV
DER ZOBTEN
Sudetenrandbruch
Gräbener Randbruch

Entworfen von L. v. z. Mühlen, 1926

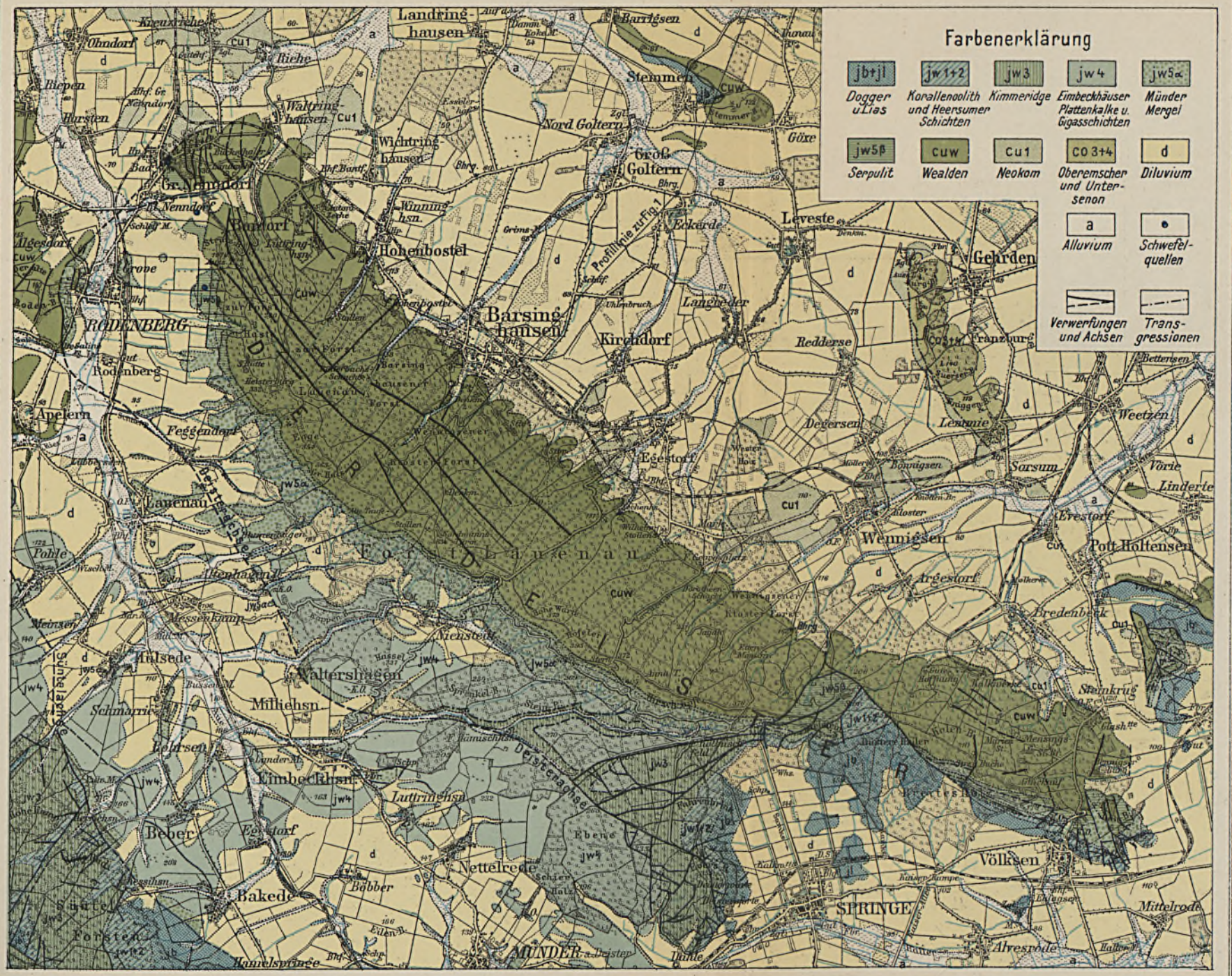
Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.


BIBLIOTHEK


POLITECHNIKA GDAŃSKA
BIBLIOTEKA
15008

Geologische Übersichtskarte des Deisters

Nach den Aufnahmen von O. Grupe und A. Ebert



Maßstab $\frac{1}{100000}$ *der natürl. Länge.*

Lithographie u. Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

1000 500 0 1000 2000 3000 4000 5000 6000 7000 8000 9000 10000 Meter.

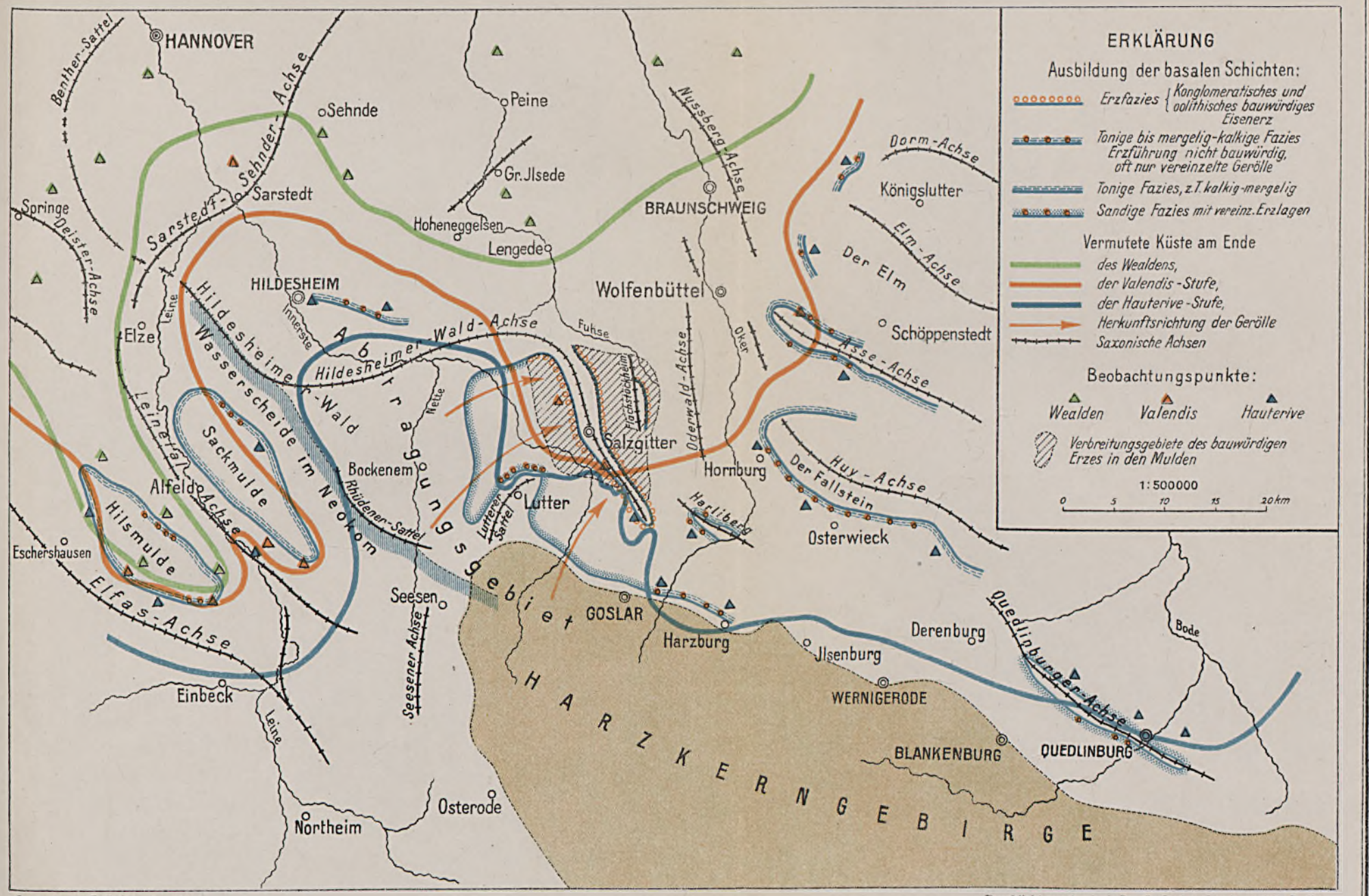
1000 500 0 1000 2000 3000 4000 5000 6000 7000 8000 9000 10000 Schritte.

0 1/10 2/10 3/10 4/10 5/10 6/10 7/10 8/10 9/10 1/4 1/2 3/4 1 geographische Meile = 7420,44 Meter.

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Th. 15008

Die Transgression der Unterkreide im nördlichen Harzvorlande

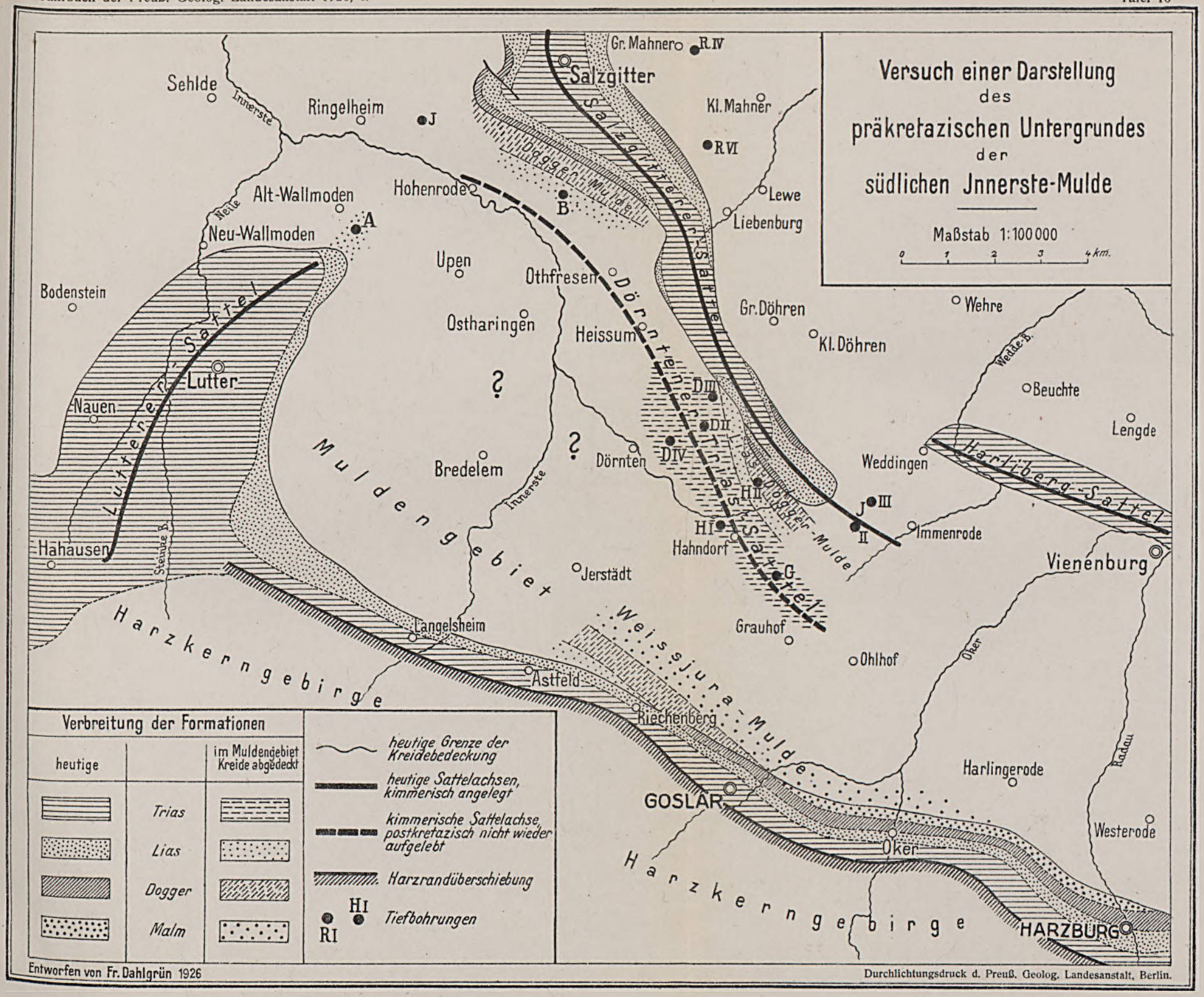
Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1926, I.



Entworfen von Fr. Dahlgrün, 1926.

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

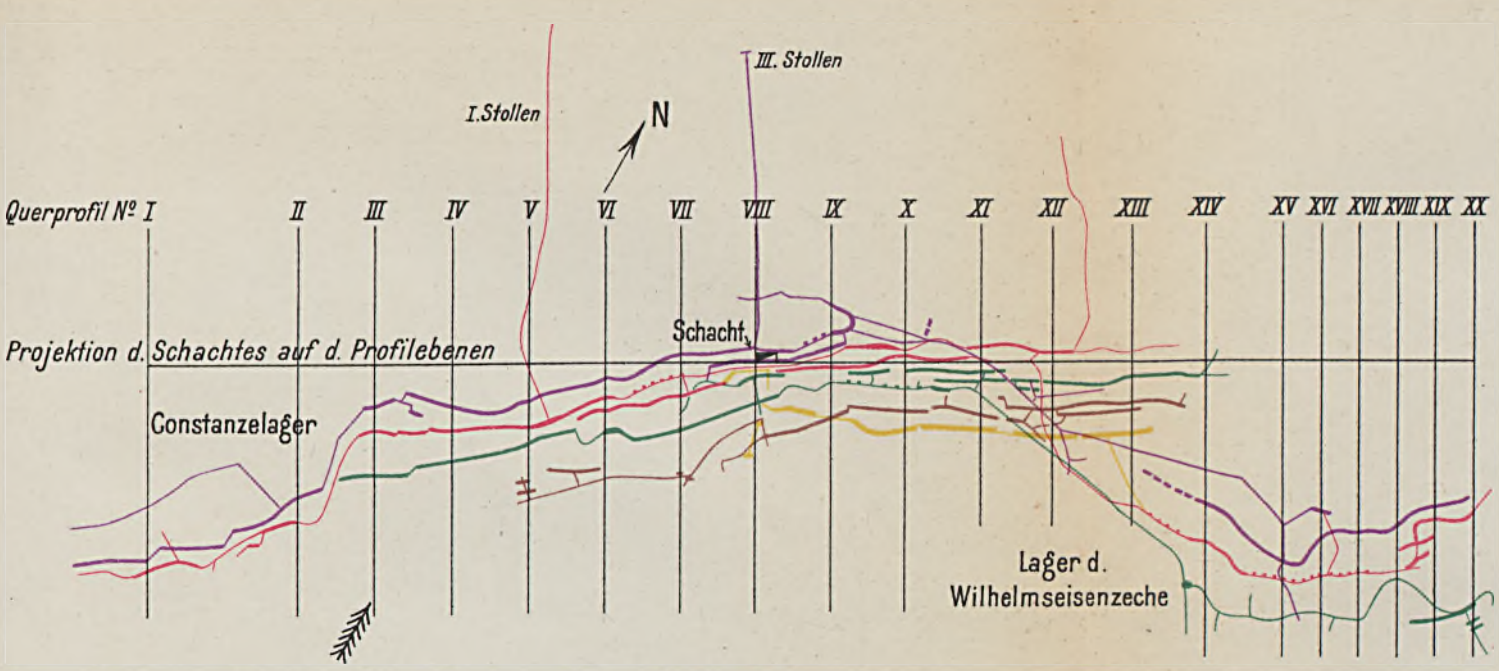
NATURFORSK. GESELLSCHAFT DANZIG. BIBLIOTHEK


Versuch einer Darstellung
des
präkretazischen Untergrundes
der
südlichen Jnnerste-Mulde
Maßstab 1:100000
0 1 2 3 4 km.
Verbreitung der Formationen
heutige
im Muldengebiet Kreide abgedeckt
Trias
Lias
Dogger
Malm
heutige Grenze der Kreidebedeckung
heutige Sattelachsen, kimmerisch angelegt
kimmerische Sattelachse, postkretazisch nicht wieder aufgelebt
Harzrandüberschiebung
Tiefbohrungen
Salzgitter
Salzgitterer Sattel
Dogger-Mulde
Dörntener Trias-Sattel
Lias-Dogger-Mulde
Lutterer Sattel
Harliberg-Sattel
Weissjura-Mulde
Muldengebiet
Harzkerngebirge
Sehlde
Ringelheim
Alt-Wallmoden
Neu-Wallmoden
Hohenrode
Upen
Othfresen
Ostharingen
Heissum
Bodenstein
Lutter
Nauen
Hahausen
Bredelem
Dörnten
Jerstädt
Langelsheim
Astfeld
Riechenberg
GOSLAR
Oker
HARZBURG
Harlingerode
Westerode
Vienenburg
Immenrode
Weddingen
Beuchte
Lengde
Wehre
Gr. Döhren
Kl. Döhren
Lewe
Liebenburg
Kl. Mahner
Gr. Mahner
Hahndorf
Grauhof
Ohlhof
Innerste
Neile
Steinke B.
Wedde-B.
Oker
Radau
A
B
J
R IV
R VI
D III
D II
D IV
H II
H I
G
J
II
III
Entworfen von Fr. Dahlgrün 1926
Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

NATURFORSCHENDENGESELLSCHAFT IN DANZIG. PER
BIBLIOTHEK

Jahrbuch

Bearbeiter



Grundriß der Grube
Ver. Constanze
1 : 5000

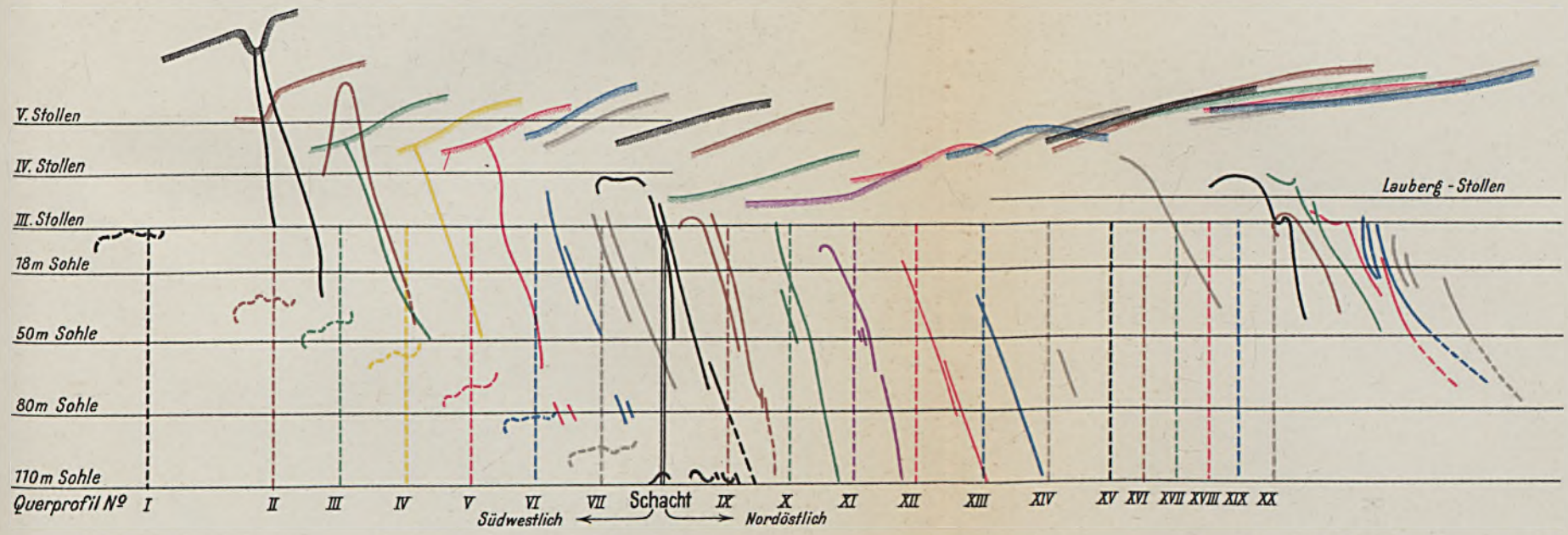
Strecken
Lager
} d. III. Stollen-Sohle

Strecken
Lager
} d. I. Stollen-od. 18m Sohle

Strecken
Lager
} d. 50m-Sohle

Strecken
Lager
} d. 80m-Sohle

Strecken
Lager
} d. 110m-Sohle



Parallelprojektion der Profilserie der Grube Ver. Constanze, unter einem Winkel von 30°, d.h. von Süden gegen Norden gesehen.

Maßstab

für die vertikalen Entfernungen 1 : 2500

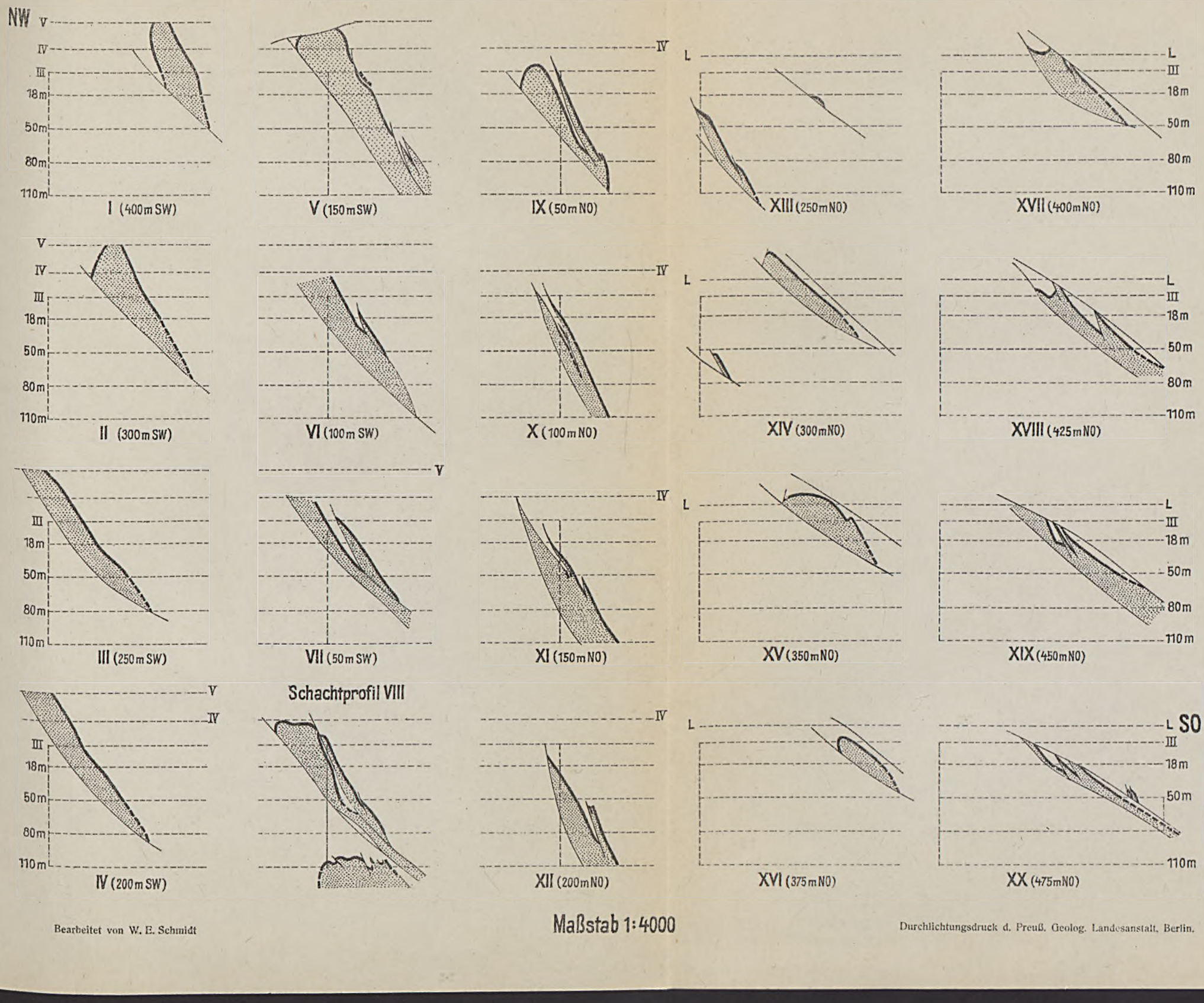
" " horizontalen " 1 : 5000

Bearbeiter von W. E. Schmidt

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG. PHILIOTHEK

Profilserie der Grube Ver. Constanze



Bearbeitet von W. E. Schmidt

Maßstab 1:4000

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

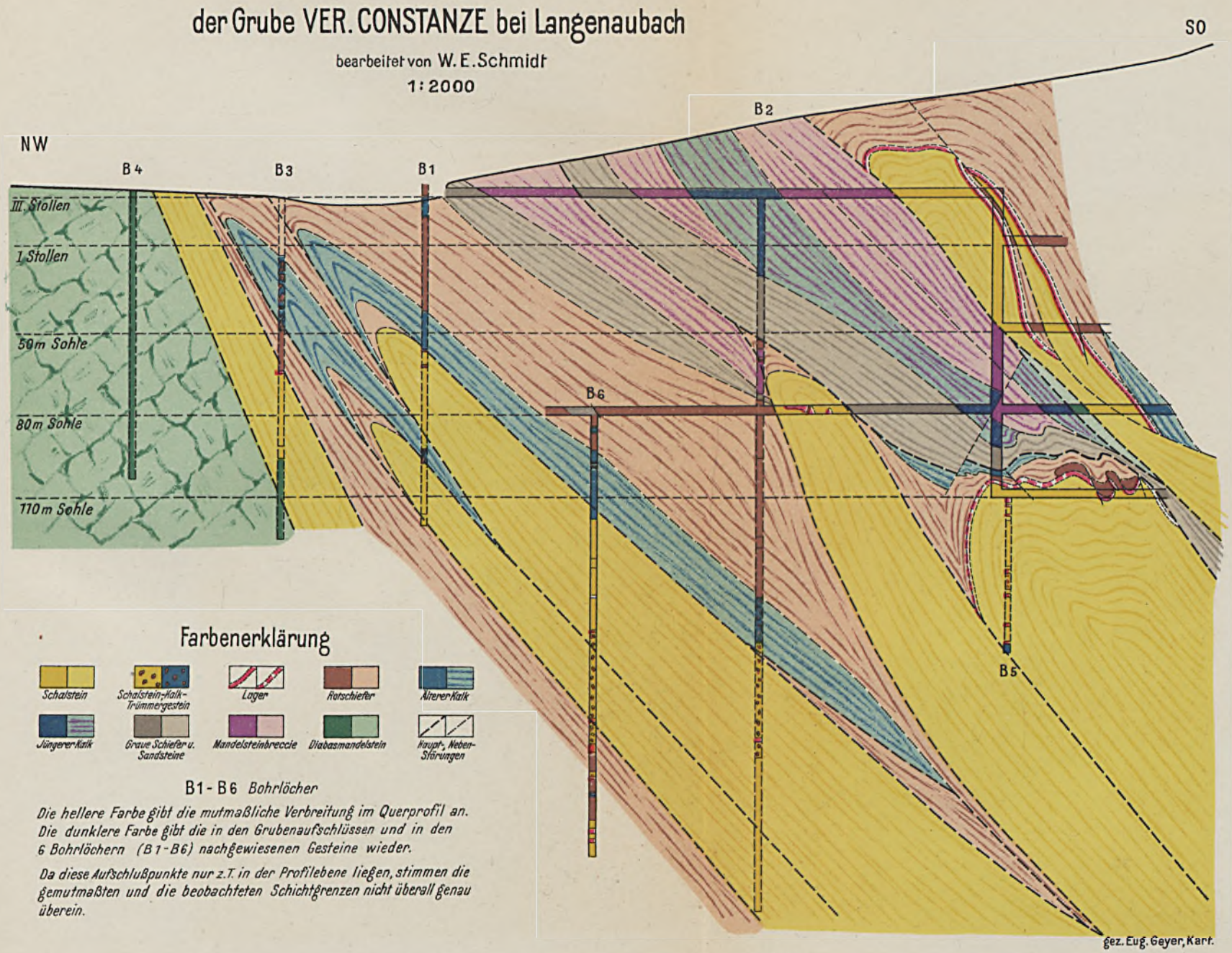
Jahrbuch d



Querprofil durch den Schacht der Grube VER. CONSTANZE bei Langenaubach

bearbeitet von W. E. Schmidt

1:2000



Farbenerklärung

Schalstein
Schalstein-Kalk-Trümmergestein
Lager
Rotschiefer
Älterer Kalk
Jüngerer Kalk
Graue Schiefer u. Sandsteine
Mandelsteinbreccie
Diabasmandelstein
Haupt-, Neben-Störungen

B1 - B6 *Bohrlöcher*

Die hellere Farbe gibt die mutmaßliche Verbreitung im Querprofil an. Die dunklere Farbe gibt die in den Grubenaufschlüssen und in den 6 Bohrlöchern (B1-B6) nachgewiesenen Gesteine wieder.

Da diese Aufschlußpunkte nur z.T. in der Profilebene liegen, stimmen die gemutmaßten und die beobachteten Schichtgrenzen nicht überall genau überein.

gez. Eug. Geyer, Karf.

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

DANZIG. NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Tektonik des Roteisensteinlagers der Grube VER. CONSTANZE bei Langenaubach

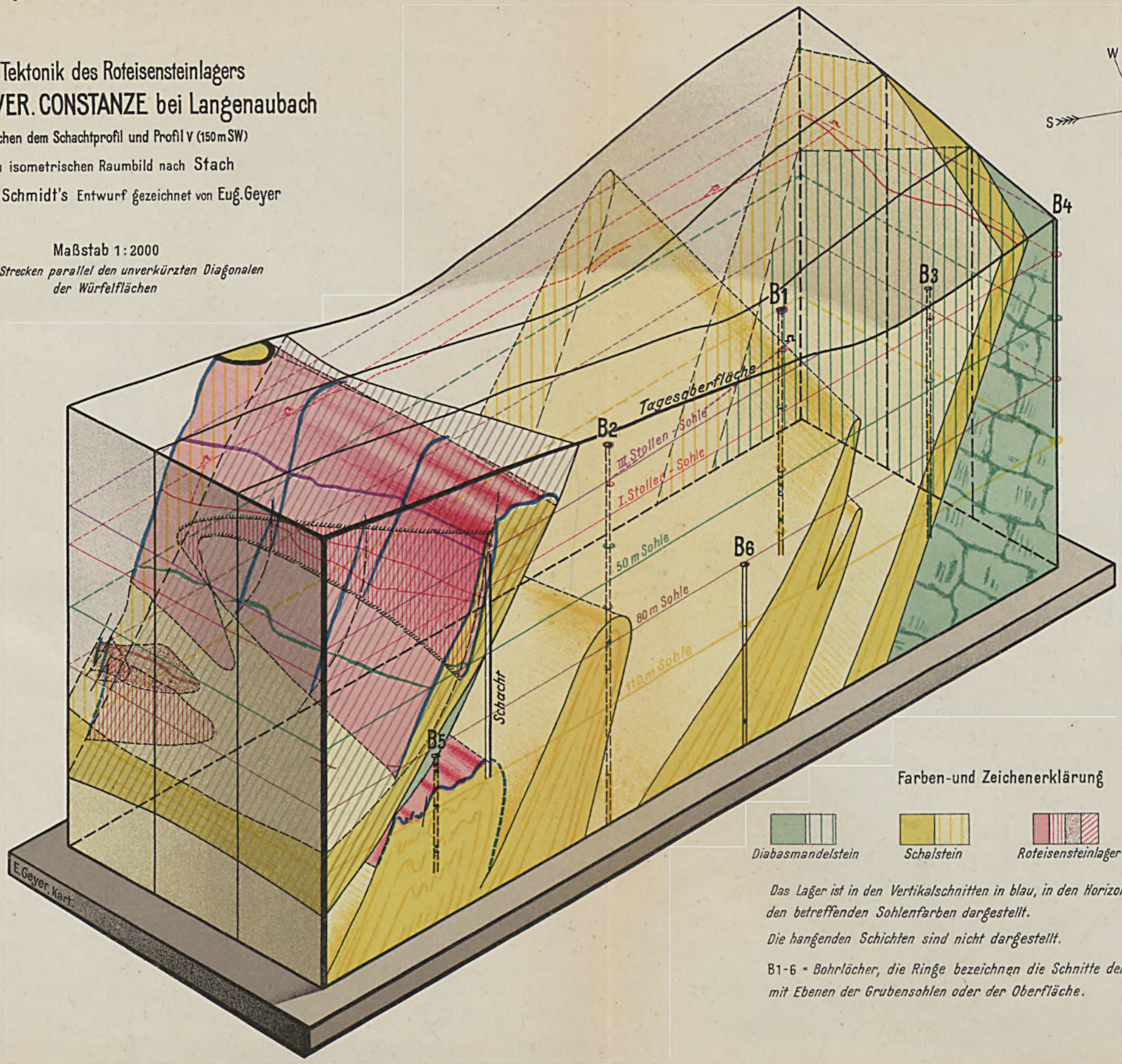
zwischen dem Schachtprofil und Profil V (150 m SW)

im isometrischen Raumbild nach Stach

Nach W. E. Schmidt's Entwurf gezeichnet von Eug. Geyer

Maßstab 1 : 2000

für die Strecken parallel den unverkürzten Diagonalen der Würfelflächen



Farben-und Zeichenerklärung

Diabasmandelstein — Schalstein — Roteisensteinlager — Hauptüberschiebungskluft

Das Lager ist in den Vertikalschnitten in blau, in den Horizontalschnitten in den betreffenden Sohlenfarben dargestellt.

Die hangenden Schichten sind nicht dargestellt.

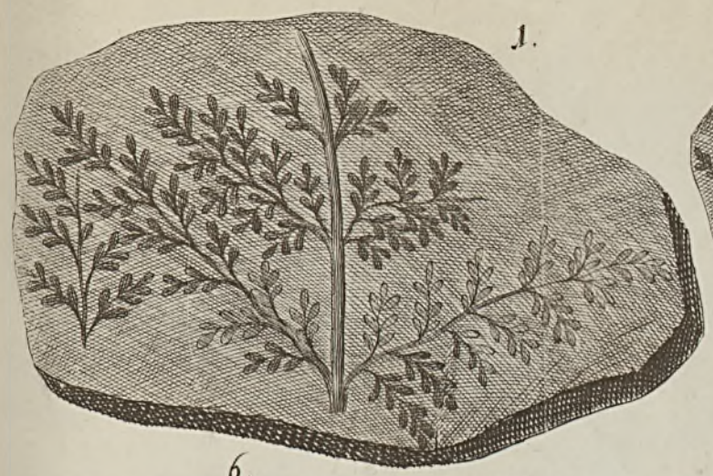
B1-6 = *Bohrlöcher, die Ringe bezeichnen die Schnitte der Bohrlöcher mit Ebenen der Grubensohlen oder der Oberfläche.*

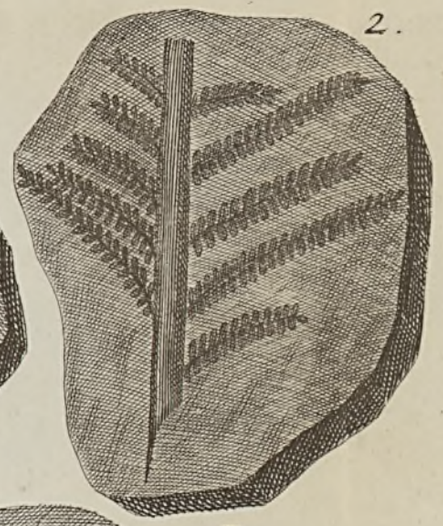
Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

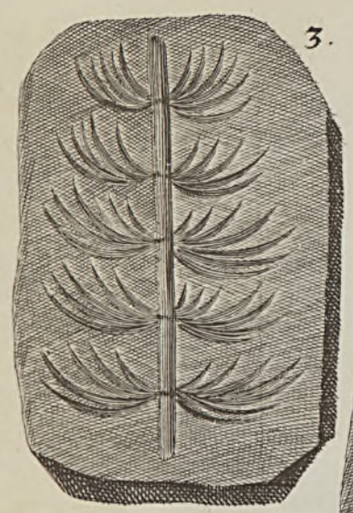
NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG BIBLIOTHEK

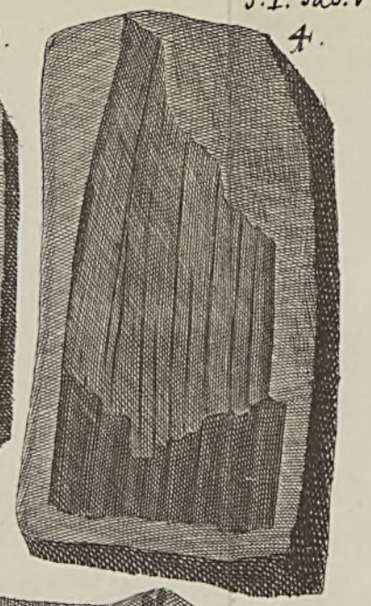
P.I. Tab.V

Fol.19

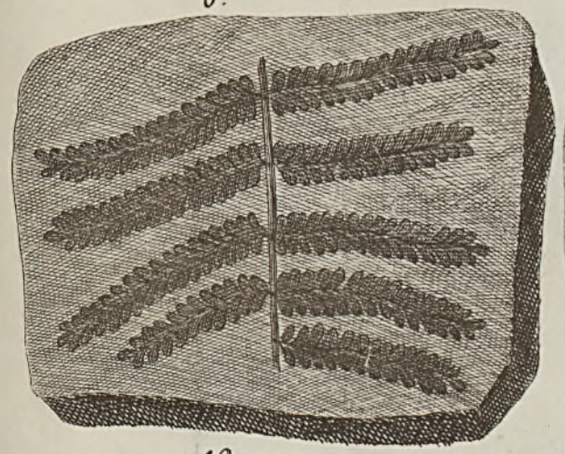

1.

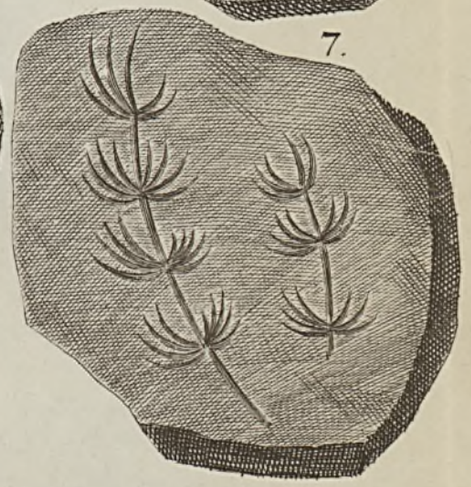

2.

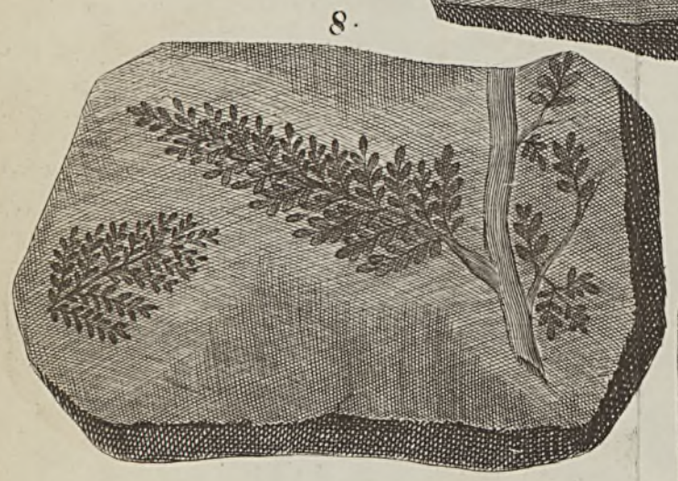

3.

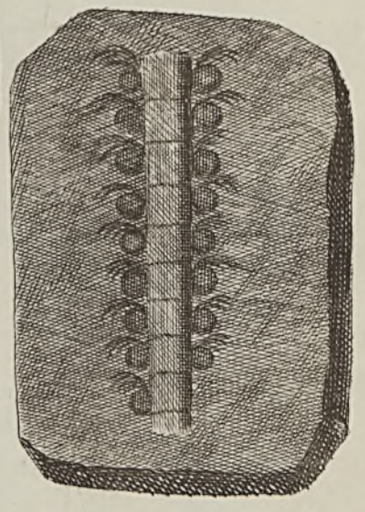

4.


5.

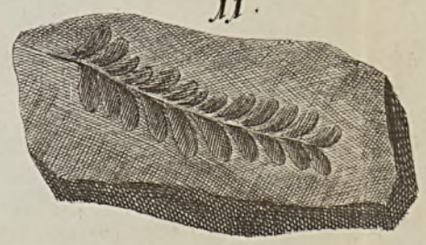

6.

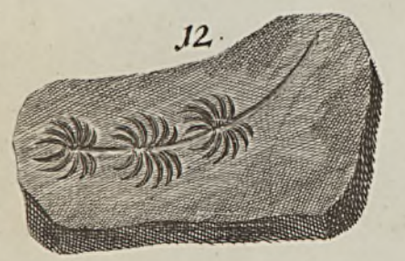

7.


8.


9.


10.

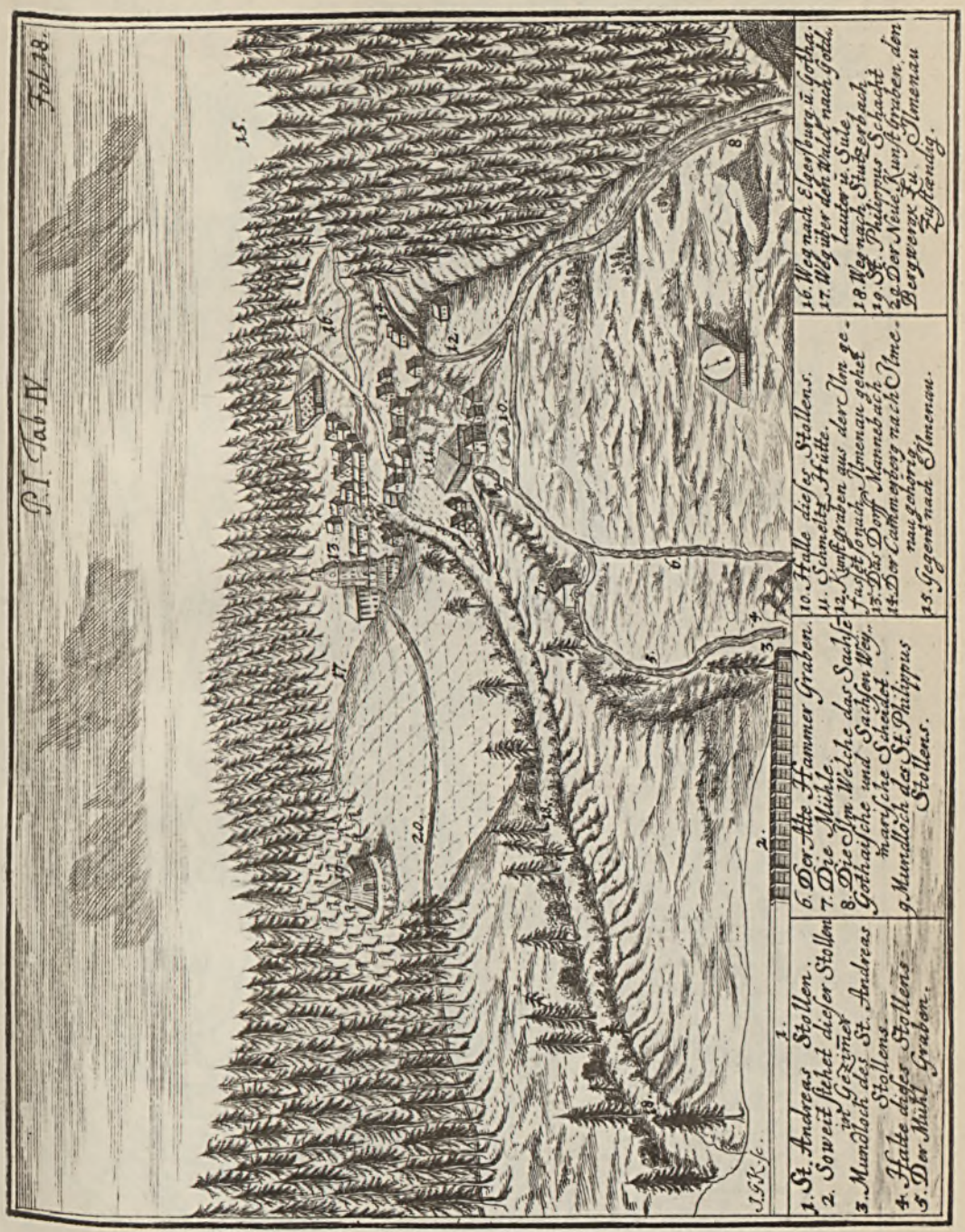

11.


12.

I.G.K. sc.

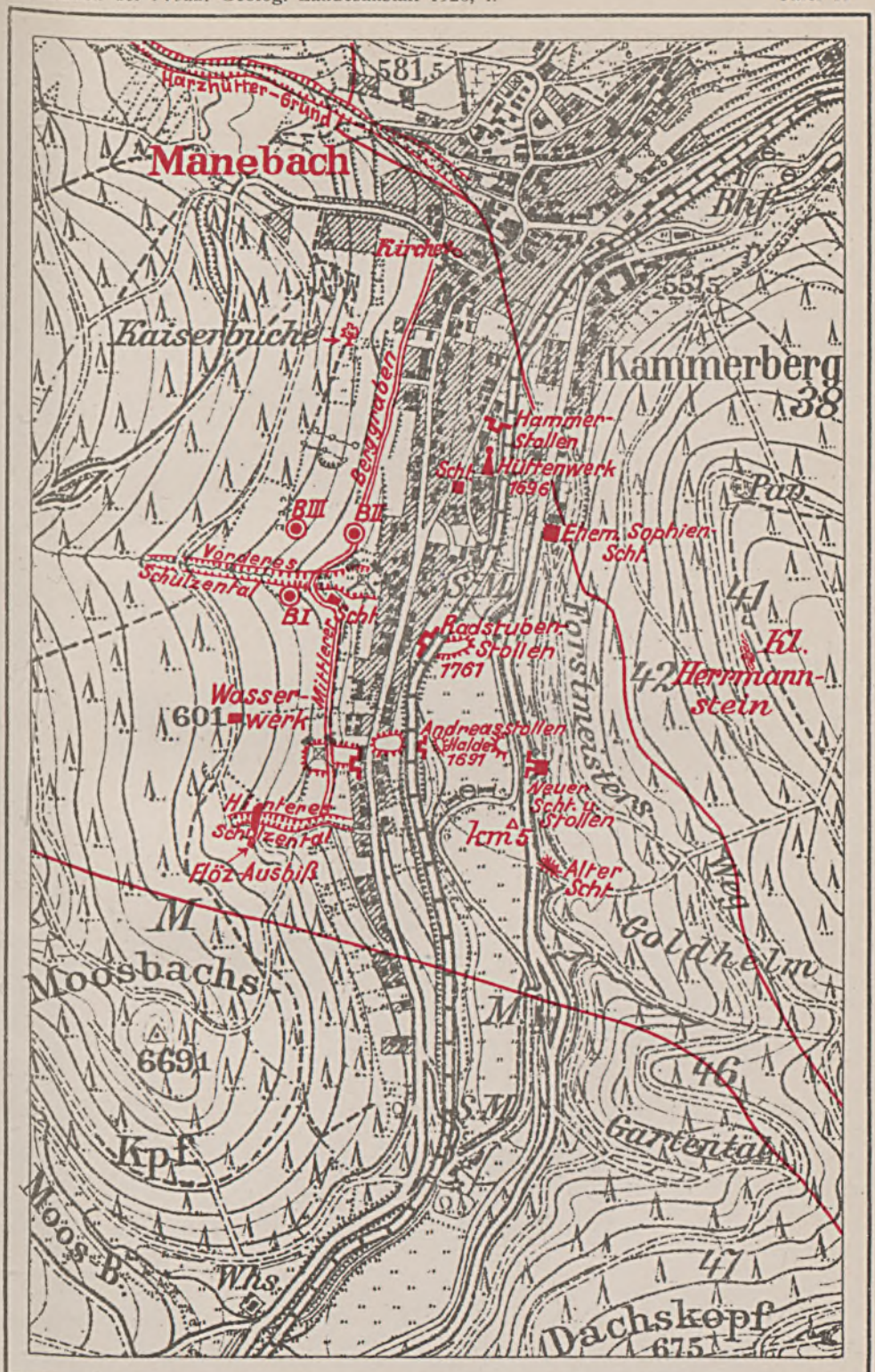
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT DANZIG BIBLIOTHEK



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35


NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
DANZIG
BIBLIOTHEK



Bearbeitet von Heß v. Wichdorff

Photolithographie u. Druck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

100 50 0 100 200 300 400 500 m.


NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
DANZIG
BIBLIOTHEK

Terrassenchronologie des Rheins.

		Niederlande				Rheinisches Bergland				Abwanderung bezw. Verschwinden der Großsäuger	Wichtige Säugetierfundpunkte	Kulturen	Glacialchronologie
		Regionalbewegung	Marine Bildungen	Fluviatile Bildungen	Glaciale	Regionalbewegung	Vulkanismus	Terrassen bezw. Austiefungsstufen	Glacialbildungen				
Alluvium	Limnaea- u. Mya-Zeit (800 v. Chr.-Gegenwart)	Jungalluviale Senkung	[Litorina-Transgression] Strand- u. Haff-Formation	Flußton u. Sand		Jungalluviale Hebung		Jungalluviale Austiefung				Eisenzeit	Postglacialzeit
	Litorina-Zeit (5000-800 v. Chr.)						Alluviale Ausbrüche (Bimsstein) von Laach					Bronzezeit	
	Ancylus-Zeit (18000-5000 v. Chr.)	Mittelalluviale Ruhe	[Regression]	Inselterrasse		Mittelalluviale Ruhe		Inselterrasse				Pfahlbaukeramik von Urmitz	
		Altalluviale Senkung	[Ancylus-Transgression] Strand- u. Haff-Formation	Flußton u. Sand	Flugsand	Altalluviale Hebung		Altalluviale Austiefung	Flugsand			Magdalenien von Andernach (1) und Obercassel (2)	
Jungdiluvium	Niederterrassen-Zeit (45000-18000 v. Chr.)	Jungdiluviale Ruhe	[Regression]	Niederterrasse		Jungdiluviale Ruhe		Niederterrasse		Verschwinden des Eleph. primigenius u. Rh. tichorrhinus		[Früh-Magdalenien]	Solutré-Vorstoß
		Jungdiluviale Senkung	[Eem-Transgression] Eem-Zone	Flußton u. Sand (lokal)	Jüngerer Löß / Älterer Löß	Jungdiluviale Hebung	Jungdiluviale Ausbrüche d. Hagelskaule, d. Hohen Buche, der Eiterköpfe, des Plaidter Rummerich	Jungdiluviale Austiefung	Jüngerer Löß / Älterer Löß		Moselweis Metternich	Aurignacien von Metternich, Kärlich (3)	Aurignac-Interstadial
												Früh-Aurignacien von Metternich (4)	
												[Moustérien II] [Moustérien I] [Acheuléen II] [Acheuléen I] [Chelléen] (5)	Moustérien-Vorstoß
		Zweite mitteldiluviale Ruhe	[Regression]	Jüngere Mittelterrasse		Zweite mitteldiluviale Ruhe		Jüngere Mittelterrasse		Verschwinden des Eleph. antiquus u. Rh. Mercki			Chelles-Taubach-Interglacial (II. Intergl.)
Mitteldiluvium	Jüngere Mittelterrassen-Zeit (190000-45000 v. Chr.)	Zweite mitteldiluviale Senkung	[Zweite mitteldiluviale Transgression, die heutige Küstenlinie jedoch nicht erreichend]	Flußton u. Sand (lokal)	Moränen der II. Vereisung	Zweite mitteldiluviale Hebung		Zweite mitteldiluviale Austiefung	Zweite Vereisung des Ruhrgebietes	Verschwinden des Rh. etruscus			Saale-Eiszeit
	Ältere Mittelterrassen-Zeit (260000-190000 v. Chr.)	Erste mitteldiluviale Ruhe	[Regression]	Ältere Mittelterrasse		Erste mitteldiluviale Ruhe		Ältere Mittelterrasse			Mauer, Bammenthal	Homo Heidelbergensis	Heidelberg-Interglacial (I. Intergl.)
		Erste mitteldiluviale Senkung	[Erste mitteldiluviale Transgression, die heutige Küstenlinie nicht erreichend]	Flußton u. Sand (lokal)	Moränen der I. Vereisung	Erste mitteldiluviale Hebung	Mitteldiluviale Ausbrüche des Kyller Kopfes u. des Tönches Berges	Erste mitteldiluviale Austiefung	Erste Vereisung des Ruhrgebietes / Erstes Auftreten v. Eisdriftblöcken	Verschwinden des Hippopot. major	Mosbach II u. III		Elster-Eiszeit
Altdiluvium	Hauptterrassen-Zeit (480000-260000 v. Chr.)	Zweite altdiluviale Ruhe	[II. Cromer-Regression]	Jüngere Hauptterrasse		Zweite altdiluviale Ruhe		Jüngere Hauptterrasse			Jockgrimm, Kärlich-Mettemich		Präglacialzeit
		Altdiluviale Senkung	[Cromer-Transgression]	Oberer Tegelen-Ton		Altdiluviale Hebung		Altdiluviale Austiefung		Verschwinden des El. meridionalis u. Mastodon arvernensis			
		Erste altdiluviale Ruhe	[I. Cromer-Regression]	Ältere Hauptterrasse		Erste altdiluviale Ruhe		Ältere Hauptterrasse			Mosbach I. Tegelen		
	Oberpliocän	Oberpliocäne Senkung	Icenian / Oberes Amstelien	Unterer Tegelen-Ton		Oberpliocäne Hebung		Oberpliocäne Austiefung					

1) Wiegers, Diluvialprähistorie als geologische Wissenschaft, Abhandl. d. Pr. Geol. Landesanstalt, N.F. Heft 84, Berlin 1920, S. 73.
2) Verworn, Bonnet u. Steinmann, Der diluviale Menschenfund von Obercassel, Wiesbaden 1919.
3) A. Günther, Paläolithische Fundstellen im Löß bei Coblenz, Bonner Jahrbücher, Heft 116, S. 344.
4) A. Günther, Vulkantätigkeit u. Eiszeit im östl. Eifelvorland. Die Eiszeit, Bd. I, 1924, S. 50.
5) E. Zimmermann, Über einen paläolith. Fund b. Bonn. Dies. Jahrb. f. 1916, S. 47.

Bearbeitet von H. Quiring

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Höhenlage der Rheinhauptterrasse bei Bonn, Köln und Düren.



Entw. v. H. Quiring

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Quartäre Bodenhebung und -senkung im mittleren Rheinland.

- Alluviales und jungdiluviales Talsystem (Inselterrasse und Niederterrasse)
- Mitteldiluviales Talsystem (Mittelterrassen)
- Altdiluviales Talsystem (Hauptterrassen)
- Unterpliocänes Rhein-, Main- und Moseltal (Kieseloolithterrasse)
- +50m / -50m — Linien (Isobasen) gleicher Hebung bezw. Senkung gegenüber dem Meeresspiegel seit Beginn des Quartärs
- Sprünge, an denen im Quartär Verwerfungen stattgefunden haben. Das Fallzeichen gibt gleichzeitig die Lage des gesunkenen Schollenstreifens an.

1:300000.

10 8 6 4 2 0 5 10 15 Kilometer

Entw. v. H. Quiring

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

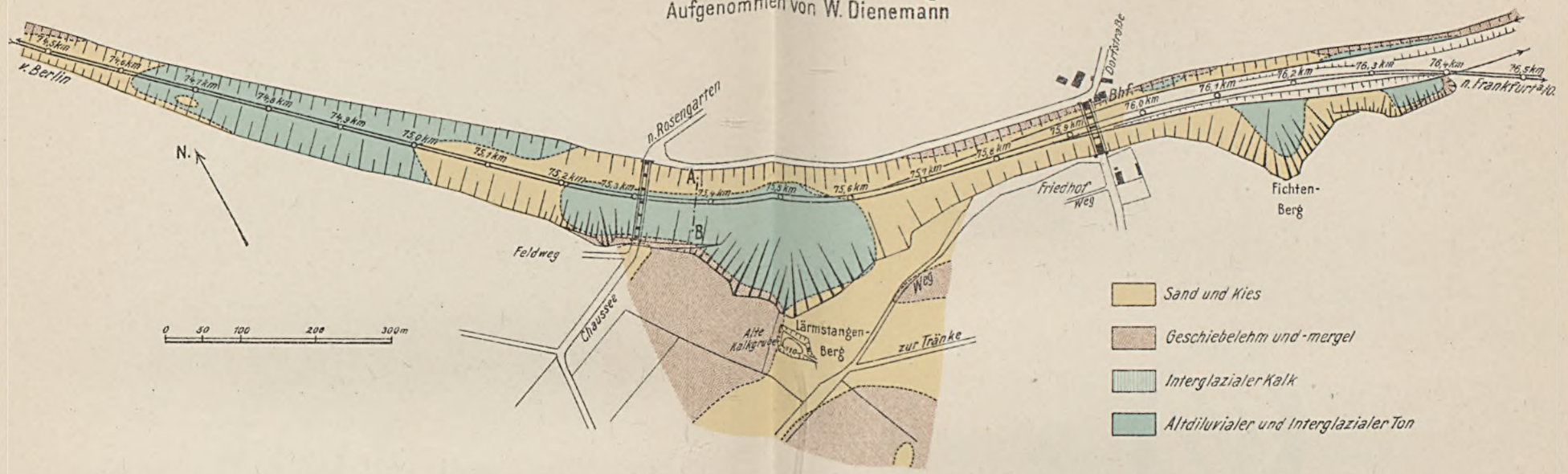
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
T 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
T 15008

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

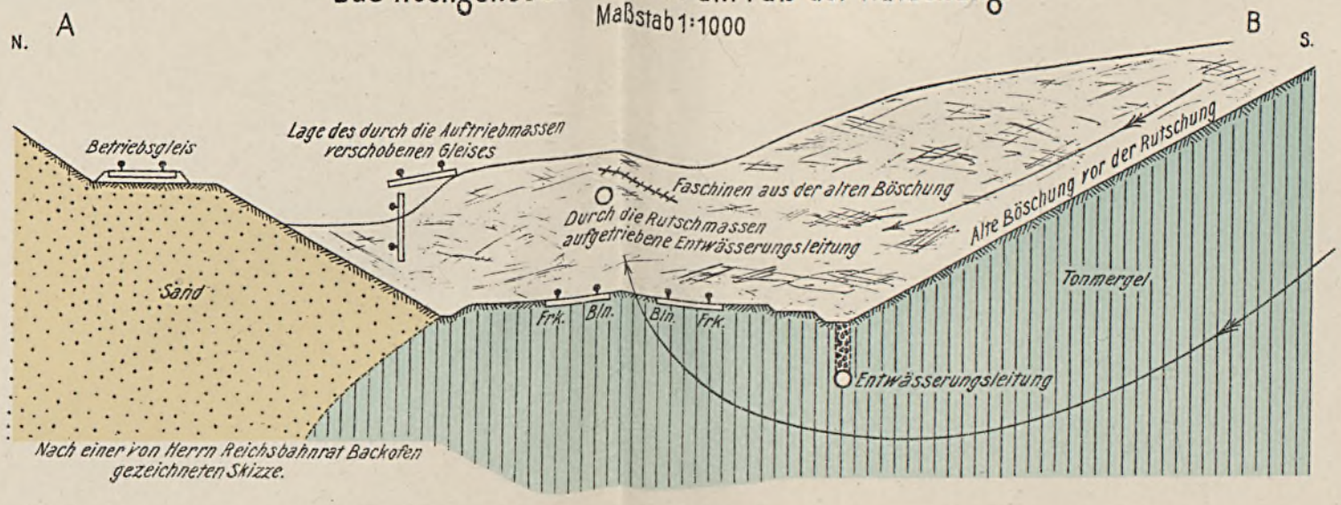
Karte des Einschnittes bei Rosengarten

Aufgenommen von W. Dienemann



Das hochgehobene Planum am Fuß der Rutschung.

Maßstab 1:1000

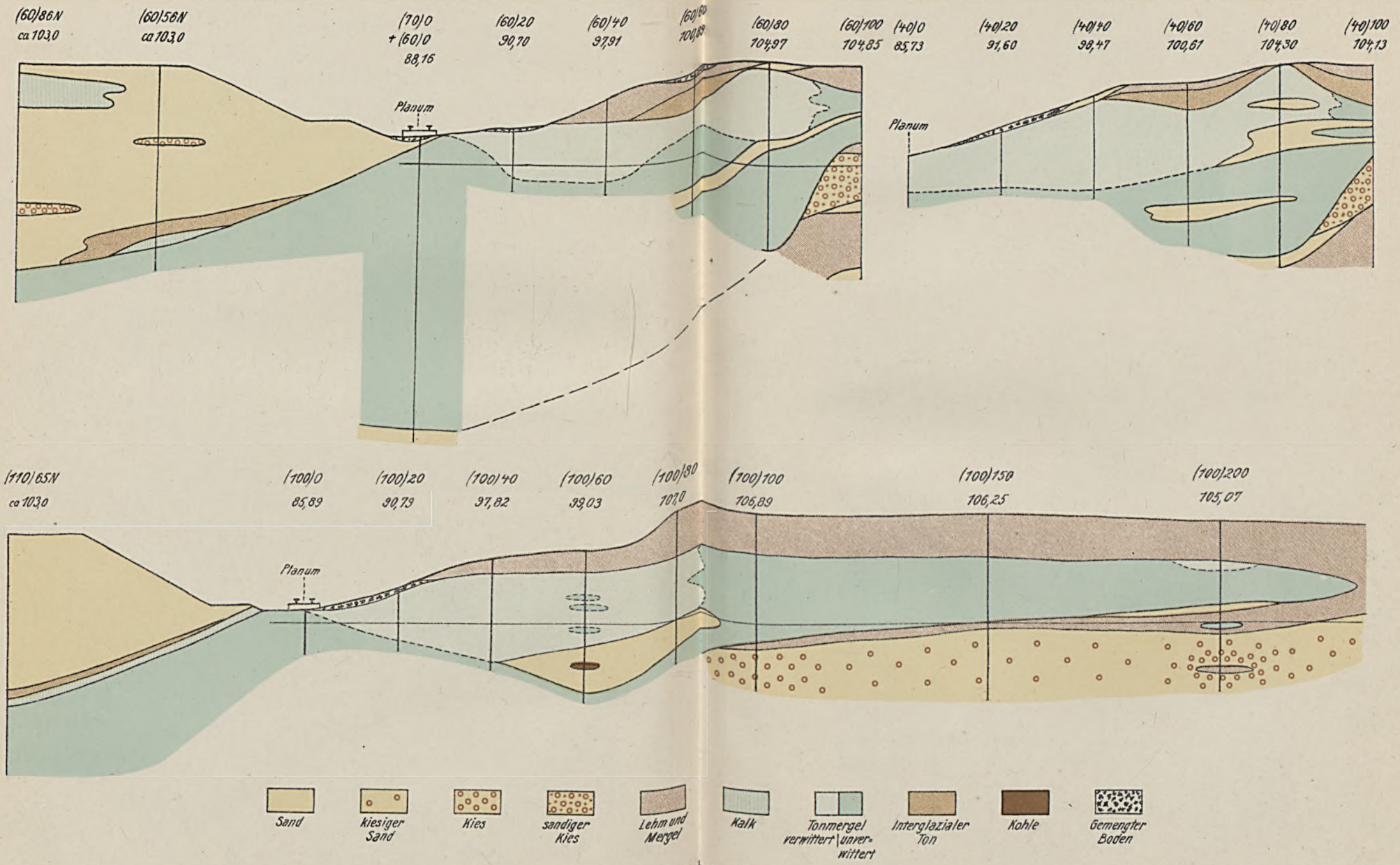


Bearbeitet von R. Michael und W. Dienemann, 1926

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

Querprofile
durch das Hauptrutschgebiet im Rosengartener Einschnitt.



Maßstab 1:1000

Bearbeitet von R. Michael und W. Dienemann, 1926

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

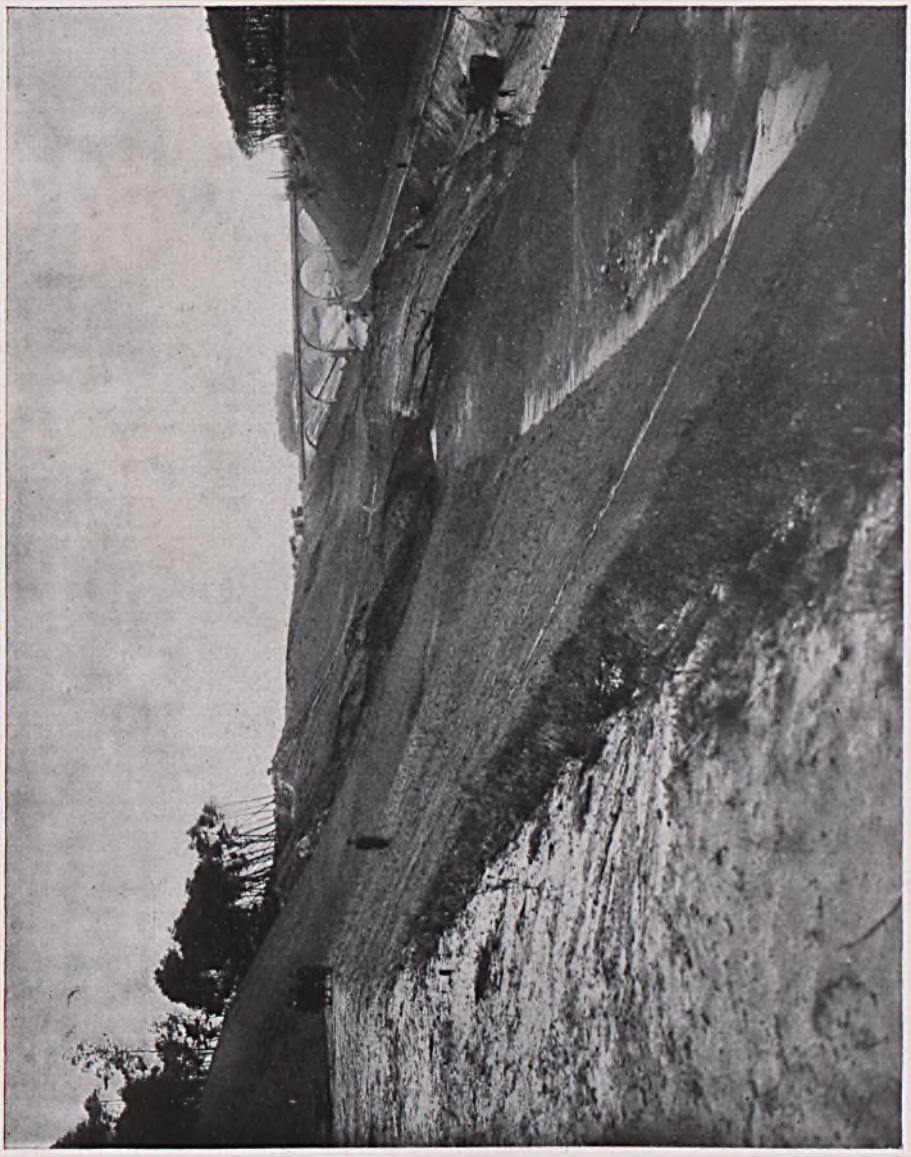


Blick nach Osten: Die hervorgequollene Masse ist Ton

Rutschung vom 27. Mai 1914 bei km 75,5—75,6

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt

DANZIG. NAT. FORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK



Blick nach Westen: Die aus der Böschung vorgequollene Tonmasse

Rutschung vom 27. Mai 1914 bei km 75,5—75,6

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt


NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK



Die in dem Einschnitt vorgerutschte Tonmasse

Rutschung vom 27. Mai 1914 bei km 75,5—75,6

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII



Die in dem Einschnitt vorgerutschte und aufgequollene Tonmasse

Rutschung vom 27. Mai 1914 bei km 75,5—75,6

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt


NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

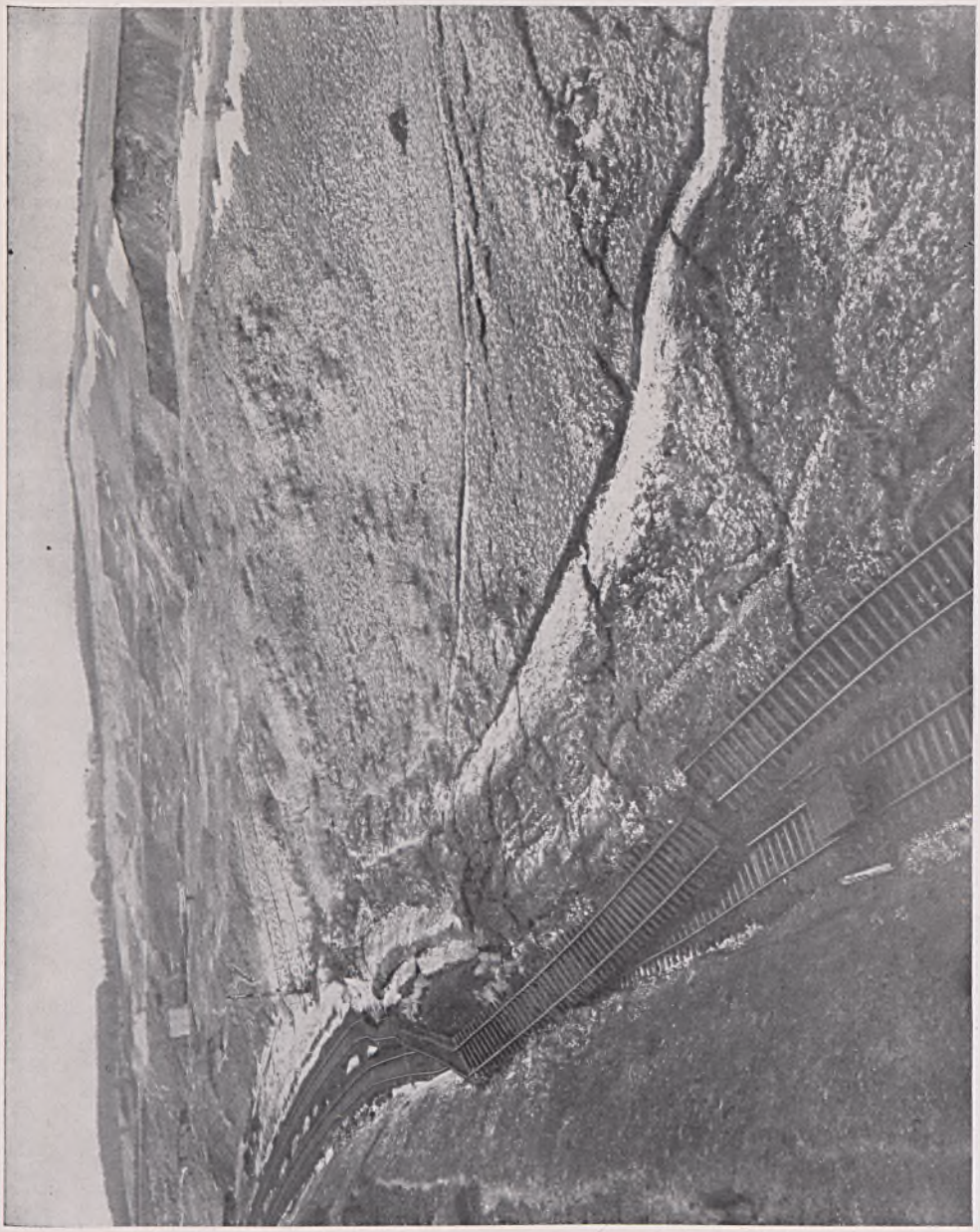


Die bis an die Gleise vorgedrungene Tonmasse; oben nachgebrochener Sand und Geschiebemergel

Rutschung vom 27. Mai 1914 bei km 75,5—75,6

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt

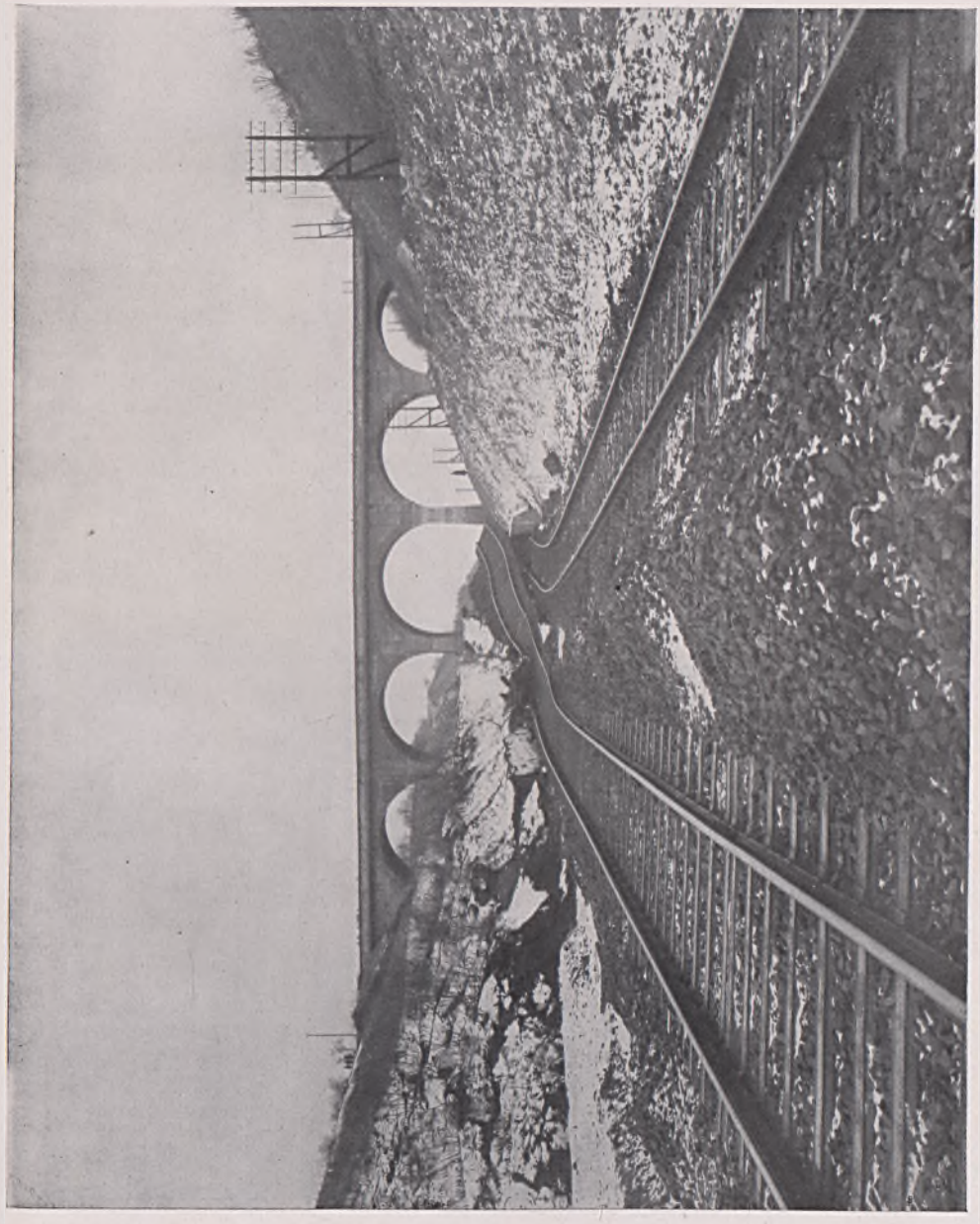
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG. BIBLIOTHEK



Haupt-Rutschung vom 27. Dezember 1925 von der Chausseebrücke aus gesehen (Blick nach Osten)

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt


NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

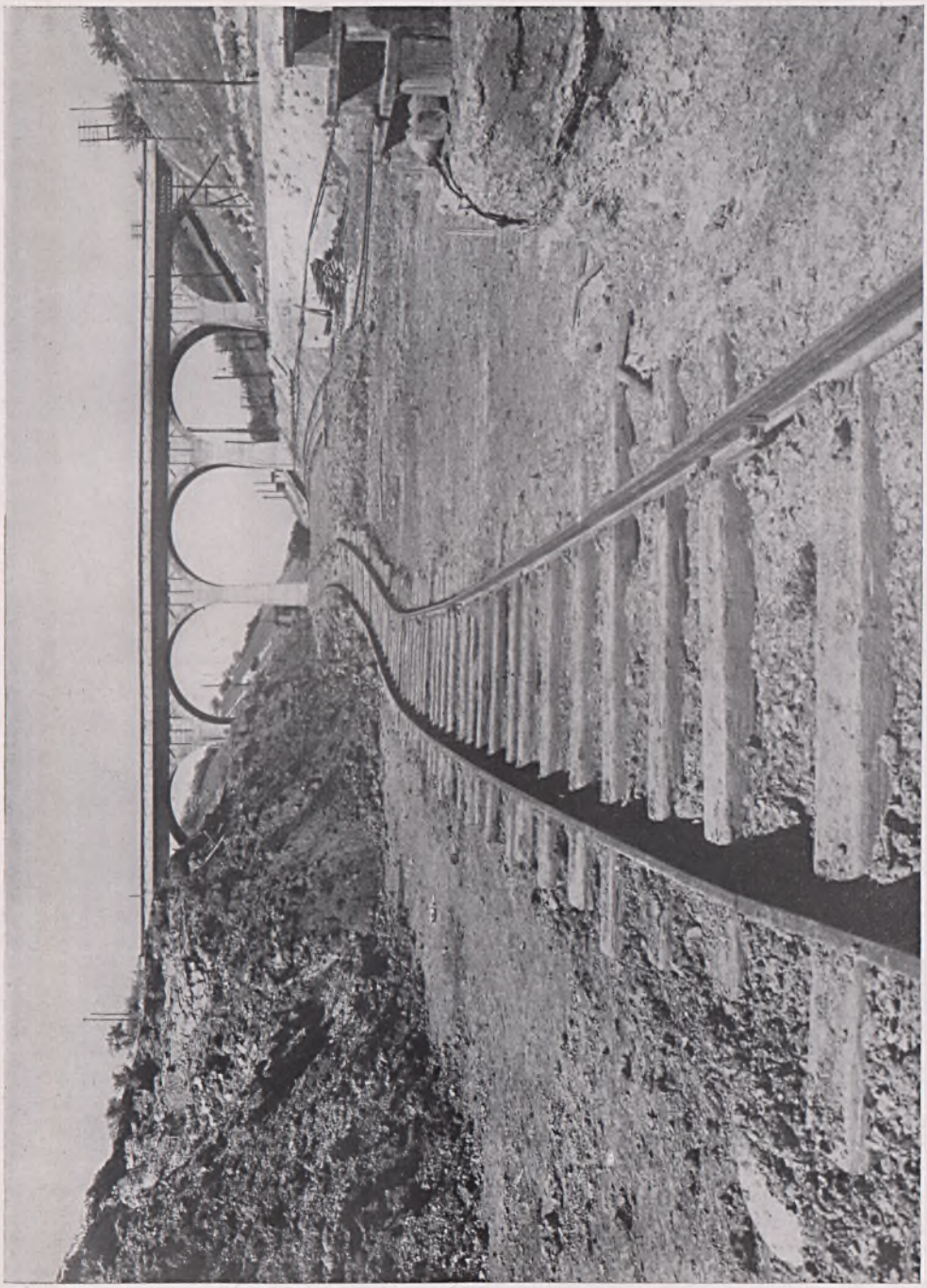


Gehobenes und überschobenes Gleis östlich der Chausseebrücke

27. Dezember 1925

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK



Hebung der Arbeitsgleise ohne gleichzeitige Rutschung
im Frühjahr 1926

Druck der Preuß. Geol Landesanstalt

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Durch nachträgliche Rutschung schief gestellte Rohre einer Bohrung

25. Februar 1926



Kleiner Abbruch an der Oberkante der südlichen Böschung im tonigen Geschiebemergel

Januar 1926

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt

SENCKENBERGISCHE NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK





Risse am Fuße einer Rutschmasse

vom 22. März 1926

Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt

SENCKENBERGISCHEN NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT FRANKFURT A. M.
BIBLIOTHEK

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr

1926

Band XLVII, Heft 2

Berlin

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N 4, Invalidenstraße 44

1927

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr

1926

Band XLVII, Heft 2

Berlin

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N 4, Invalidenstraße 44

1927

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Inhalt

	Seite
Karl Schmeißer †	I—XVIII
Alfred Jentzsch †	XIX—LV
L. A. Schulte †	LVI—LXII
Robert Scheibe †	LXIII—XCIII
Tätigkeitsbericht der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1926	XCIV—CXXXIV
Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1927	CXXXV—CXLIX
Personalbestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. März 1927	CL—CLVIII


NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK



Schmeißer

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Karl Schmeißer †

Diese Gedenkworte werden leider später der Öffentlichkeit übergeben als meinen Wünschen entsprach. Ursprünglich hatte ich die Absicht, meinem hochverehrten früheren Direktor ein würdigeres Denkmal in der Geologischen Landesanstalt, die ihm so viel verdankt, zu setzen; im Museum für angewandte Geologie sollte sein Medaillon neben dem LOTTNER's und WEDDING's der Nachwelt überliefert werden, und bei der Enthüllung des Bildes wollte ich ihm in größerem Kreise die Worte widmen, die mir ein Bedürfnis waren. Die einleitenden Schritte waren bereits getan, aber die Not der Zeit machte die Aufbringung der erforderlichen Mittel unmöglich.

So muß ich denn zu meinem großen Bedauern den ersten Plan vorläufig aufgeben und mich mit diesem Gedenkblatt begnügen; ich hoffe aber auf die Besserung der wirtschaftlichen Verhältnisse, um dann meinen früheren Gedanken doch noch zur Ausführung zu bringen.

KARL SCHMEISSER wurde am 16. Oktober 1855 zu Siegen geboren, er gehört zu den verdienstvollsten Bergleuten, welche das Siegerland hervorgebracht hat. Seine Ausbildung als Bergbaubeflissener (Eintritt 1875) und Student war recht vielseitig, wie es die bestehenden Vorschriften von jeher verlangten. Er studierte in Bonn (1876) und Berlin (Universität und Bergakademie 1876—1879) und legte die Referendarprüfung im Jahre 1879 ab.

Während seines Studiums benutzte er jede Gelegenheit, um alle wichtigen Bergbaureviere Westdeutschlands zu besuchen, und in der Referendarzeit dehnte er seine Instruktionsreisen, abgesehen von ganz Deutschland, über Belgien und Nordfrankreich aus. So gelang es SCHMEISSER, sich nicht nur in technischer Beziehung gründliche Kenntnisse anzueignen, sondern auch auf geologischem und mineralogischem Gebiet derart zu vervollkommnen, daß er später an die Lösung großer bergwirtschaftlich-lagerstättenkundlicher Aufgaben gehen konnte.

1883 wurde er zum Bergassessor ernannt. Seine staatswissenschaftliche Arbeit zum Assessorexamen »Welchen Einfluß hat das im Jahre 1881 auf den rheinisch-westfälischen Eisenbahnen eingeführte Frachttarifsystem auf den Zustand der dortigen Montanindustrie geäußert und empfiehlt sich im Interesse der letzteren die Beibehaltung oder teilweise Modifizierung der auf diesen Eisenbahnen zur Zeit in Geltung stehenden bezüglichen Tarife?« erregte in den Tarif-Fachkreisen

einer Prüfung zu unterziehen. Diese ungefähr ein Jahr erfordernde Reise unternahm er am 12. Juli 1895 gemeinsam mit dem Bergassessor Dr. VOGELSANG. Sie führte ihn über Süd- und Ostaustralien, Tasmanien, Neu-Seeland und auf der Rückreise über Californien, Nevada und Colorado, wo SCHMEISSER ebenfalls noch Aufgaben übernommen hatte oder Studien ausführen wollte.

Damals waren die Verkehrsverhältnisse der australischen Minendistrikte und Gruben noch die denkbar primitivsten, und Wasser gehörte in vielen Gebieten zu den Luxusartikeln, mit denen sparsamst umgegangen wurde.

Seinem Prinzip der Gründlichkeit und möglichsten Vollständigkeit getreu erstrebte SCHMEISSER auch in Australien trotz vieler Hindernisse die Befahrung aller auf seinem Reisewege liegenden Gruben. Er verwandte z. B. nicht weniger als fünf Monate auf Westaustralien.

Die erste vorläufige Studie brachte er schon von Perth aus im Mai-Heft 1896 der Zeitschrift für praktische Geologie unter dem Titel »Die gegenwärtige Lage des Goldbergbaues in Westaustralien« zur Kenntnis der Fachleute. Die Mitteilung erregte um so größeres Interesse als der westaustralische Golddistrikt erst seit wenigen Jahren bekannt war. In dem Berichte kommen die große Golderfahrung des Verfassers, sein vorsichtiges Urteil und sein Bestreben, dem Bergbau zu helfen, ganz besonders zum Ausdruck.

Auch nach dieser Reise gab SCHMEISSER die Ergebnisse seiner Untersuchungen in einer Reihe von Vorträgen, die er in den angesehensten wissenschaftlichen Gesellschaften hielt, weiteren Kreisen unter großem Beifall bekannt.

Den Abschluß dieser Forschungen bildete sein unter Mitwirkung von K. VOGELSANG herausgegebenes Werk »Die Goldfelder Australiens«. Berlin 1897. (Dietrich Reimer. 165 S. mit 25 Illustrationen, 13 Kartenbeilagen und zahlreichen Tabellen). Es enthält so gut wie alles bisher Bekannte über die australischen Goldbergwerke und stellt eine australische Goldlagerstättenlehre dar; sie war lange Zeit das Nachschlagebuch für alle Forscher, welche sich über australische Goldvorkommen orientieren wollten.

Die Besprechung des Werkes in der Zeitschrift für praktische Geologie 1898, S. 112 umfaßt nicht weniger als $1^1/_2$ Seiten; sie rühmt die kritische Benutzung der vorhandenen wesentlichen Literatur und ihre übersichtliche Wiedergabe und betont die geologische, bergbauliche, finanz- und handelspolitische Bedeutung des Werkes. Die Abschnitte über die Produktion des Goldbergbaues, die Selbstkosten, die Ertragfähigkeit der Bergwerke und die Zukunft des australischen Goldbergbaues waren damals für jeden Interessenten von der größten Wichtigkeit. Der Verfasser gab eine Menge auf eigener Erfahrung beruhender wertvoller Winke, die jeder beherzigen sollte, der die Absicht hat, sich mit Geld an bergbaulichen Unternehmungen zu beteiligen. SCHMEISSER's Urteil über die Nachhaltigkeit der australischen Goldbergbaue ließ sich kurz dahin zusammenfassen, daß die australischen Goldfelder noch lange Zeit hindurch beträcht-

liche Goldmengen dem Weltverkehr zuführen würden. Diese Beurteilung hat sich durchaus bestätigt.

Noch im gleichen Jahre erschien die englische Übersetzung des Schmeisser'schen Werkes durch keinen Geringeren als Henry Louis, den besten Lagerstättenforscher Englands, der es in einigen wesentlichen Punkten ergänzte und neuere Forschungsergebnisse hinzufügte.

Während die Lagerungsverhältnisse in Südafrika gesetzmäßige, am ganzen Rand gleichmäßig lagerförmige waren und auch die wenigen Gänge keine besonderen geologischen Schwierigkeiten boten, zeigten die australischen Goldgänge eine derartige mineralogische und lagerstättenkundliche Mannigfaltigkeit, daß zu einem eingehenden Studium, abgesehen von ganz besonderen Spezialkenntnissen viel mehr Zeit erforderlich war, als einem Forscher zur Verfügung steht, der Australien auf einer noch nicht einjährigen Reise kennen lernen will. Hierzu kam der schnelle Fortschritt der bergbaulichen Aufschlüsse, die zurzeit des Besuchs Schmeisser's vielfach noch in den ersten Anfängen waren, und die verhältnismäßig schnelle Veränderung der Erzführung der Gänge nach der Tiefe (primäre und sekundäre Teufenunterschiede), welche man Ende des vorigen Jahrhunderts noch nicht so umfassend beherrschte wie einige Jahrzehnte später. Obgleich Schmeisser entsprechend dem damaligen Stand der Wissenschaft sich nach bestem Können bemühte diesem wichtigen Moment Rechnung zu tragen, mußte die Abhandlung über Australien schneller veralten als die über Südafrika. Auch das beste Werk kann ja nur die jeweilige Etappe unserer Erkenntnis darstellen. Ganz besonders rasch entwickelte sich die Lagerstättenlehre zu Ende des vorigen Jahrhunderts. Sie hatte sich von der Bergbaukunde, als deren Einleitung man sie früher ansah, freigemacht und wurde in raschem Tempo zur selbständigen geologischen Disziplin ausgebaut. Von keinem Bergmann konnte verlangt werden, daß er den vielen Umwälzungen auf dem Gebiete der Lagerstättenlehre folgte, dazu hätte eine volle Arbeitskraft und die Absicht gehört, sich gänzlich umzustellen und der Wissenschaft zu widmen. Schmeisser war aber Bergmann mit Leib und Seele, und wollte es auch bleiben.

Seine beiden bedeutenden Werke über Transvaal und Australien sind daher seine einzigen größeren lagerstättenkundlichen geblieben.

Im Jahre 1897 wurde er zum Oberbergrat befördert, er erhielt die Stelle eines technischen Mitgliedes am Oberbergamt in Clausthal.

Seine Wahl zum Landtagsabgeordneten, welche in die Clausthaler Zeit fällt, — er nahm diese Thätigkeit durch zwei Wahlperioden wahr — verschaffte ihm genügend Gelegenheit sein Verhandlungsgeschick zu entfalten. Oberbergamt und Bergakademie haben ihm unendlich viel zu verdanken. Seine überzeugende und gründliche Art bedingte zum großen Teil seine Erfolge. Er gehörte der freikonservativen Partei an, bei deren Mitgliedern die ganze Schmeisser'sche Persönlichkeit vollstes Verständnis fand. Bei der Beschaffung der erforderlichen Mittel zum Ausbau der Bergakademie und zur Ausgestaltung des Oberbergamts war er in hervorragender Weise beteiligt; vor allem setzte

er sich für die erforderlichen Neubauten ein. Clausthal muß dem Verstorbenen ganz besonders dankbar für seine energische Hilfe sein, denn es ist sehr die Frage, ob die später notwendig werdenden Bemühungen, die Bergakademie und das Oberbergamt dem Oberharz zu erhalten, Erfolg gehabt hätten, wenn Hochschule und Behörde nicht durch SCHMEISSER's Wirken derartig mit Clausthal verankert worden wären.

Nur drei Jahre war SCHMEISSER in Clausthal tätig, als er am 9. Mai 1900 als Nachfolgers HAUCHECORNES, des unvergeßlichen Begründers der Preußischen Geologischen Landesanstalt, nach Berlin als erster Direktor der genannten Anstalt und Direktor der Bergakademie berufen wurde, um zusammen mit dem wissenschaftlichen Direktor BEYSCHLAG für uns Unvergeßliches zu leisten.

Der Dienstantritt SCHMEISSER's bei der Geologischen Landesanstalt und Bergakademie bedeutete in bezug auf die innere Verwaltung eine völlige Umstellung. Der geborene Verwaltungsbeamte konnte sich natürlich mit dem bis zu HAUCHECORNE's Tode bei uns üblichem mehr patriarchalischem System nicht abfinden, würde auch, wie er sich dem Verfasser gegenüber selbst äußerte, geradezu Schiffbruch erlitten haben, wenn er den Versuch gemacht hätte, ohne weitgehende Mitarbeit der Fachleute und Spezialisten das Ganze zu verwalten. Der Geschäftsbetrieb war viel zu umfangreich geworden, als daß man ohne Neuorganisation der Verwaltung hindurchfinden und weiterbauen konnte.

a) Geologische Landesanstalt

Wer die großen Verdienste SCHMEISSER's und BEYSCHLAG's um die Geol. Landesanstalt zur Zeit ihres gemeinsamen Wirkens schildern will, hat mit unüberwindlichen Schwierigkeiten zu kämpfen, wenn er die erfolgreiche Tätigkeit beider trennen soll. Beide Direktoren arbeiteten — wenn auch oft von verschiedenen Gesichtspunkten aus — engstens zusammen. Häufig dürfte die Idee des einen vom andern weiter verfolgt worden sein, in vielen Fällen werden aber auch beide bestehende Bedürfnisse gleichzeitig erkannt und an den Maßnahmen zu ihrer Befriedigung gearbeitet haben.

Die folgenden Ausführungen über die Förderung der Geologischen Landesanstalt beziehen sich deshalb auf beide Direktoren.

Es wurde zunächst eine größere Anzahl von neuen Dezernaten geschaffen, deren Bearbeiter eine gewisse Selbständigkeit erhielten. Auf diesem Gebiete fanden beide Direktoren die weitgehendste Unterstützung und Mitarbeit der Geologen, deren Arbeitslust und Verantwortungsfreudigkeit gehoben wurde. Es kam dadurch ein frischer Zug in die Verwaltung der Geologischen Landesanstalt, und es wurde eine musterhafte Organisation geschaffen, die in den folgenden Jahrzehnten weiter ausgebaut werden konnte.

1901 richtete man wöchentliche Sitzungen der wissenschaftlichen Beamten ein, in denen namentlich die neuesten Fortschritte der geo-

logischen Spezialaufnahme und der Geologie überhaupt erörtert wurden; wenigstens eine Sitzung im Monat galt geschäftlichen Dingen.

Diese Besprechungen verfolgten den außerordentlich wichtigen Zweck des Austausches von Beobachtungen und Erfahrungen und des Ausgleiches von Meinungsverschiedenheiten in der Auffassung. Der Jüngere kann so aus den Erfahrungen des Älteren lernen; der wissenschaftliche Beamtenkörper erfährt eine sorgfältige, gleichmäßige Durchbildung, die vor allen Dingen auch Zwecken der praktischen Geologie zum Nutzen gereicht.

War der Geologe früher lediglich Gelehrter, so wurde er jetzt auch zum Beamten erzogen; für den jungen Geologen wurden Bürokurse eingerichtet, die ihm einen Überblick über das ganze Verwaltungsgebiet seiner Behörde gaben.

Aus den Forderungen der Wissenschaft, welche von Beyschlag aufgestellt wurden, zog Schmeisser die Folgerungen für die Verwaltung und ergriff energisch die zur Schaffung des erforderlichen Rüstzeuges notwendigen Maßnahmen.

Diese Umwälzungen im Betriebe der Geologischen Landesanstalt machte sich auch bald nach außen hin geltend.

Bis zu Schmeisser's Ernennung war die Geologische Landesanstalt zwar eine hochangesehene wissenschaftliche Stelle, die den Universitäten zahlreiche Hochschullehrer lieferte, aber ihre praktische Betätigung war sehr gering. Wohl nahm die Praxis den einen oder anderen Geologen in Anspruch, die Fühlung zwischen den Verwaltungsbehörden und der Geologischen Landesanstalt fehlte aber durchaus. Die Herstellung dieser Zusammenarbeit betrachteten beide Direktoren als eine ihrer Hauptaufgaben.

Die geologische Spezialaufnahme setzte nun vor allem in den Industriebezirken ein; Oberschlesien, Westfalen, das Siegerland, der Lahn-Dillbezirk wurden besonders bei der Aufstellung des Arbeitsplanes berücksichtigt und damit ausgezeichnete Erfolge erzielt; die Kartierung der andern größeren Bergbaubezirke in Niederschlesien, im Harz, in den Provinzen Sachsen und Hessen und bei Aachen, die z. T. dem Abschluß nahestanden, wurde tunlichst beschleunigt.

Man ging dabei nicht sprunghaft vor, weil man inbezug auf die Gliederung der Formationen auf z. T. kaum überwindliche Schwierigkeiten gestoßen wäre, sondern rückte möglichst im Zusammenhang mit den bisherigen Aufnahmen in die großen Lücken ein. Bei dieser Erweiterung wurde den Erfordernissen der Volkswohlfahrt, der Landesmelioration und der Ermittlung breiterer Grundlagen der verschiedensten Industriezweige so viel wie möglich Rechnung getragen.

Wenn Schmeisser auch nicht Fachgeologe war, so erkannte er doch durchaus die Bedeutung der stratigraphischen Verhältnisse — also der rein wissenschaftlichen Ergebnisse der aufnehmenden Geologen — für den Bergbau und trat mit dafür ein, daß die Gebirgsaufnahme nicht neben der Flachlandaufnahme vernachlässigt wurde.

Weitere Bemühungen beider Direktoren gingen dahin, die Geologische Landesanstalt zu einer Zentralstelle für Auskunfterteilung in Fragen praktischer Geologie zu machen. Abgesehen von der bereits erwähnten praktisch-geologischen Ausbildung der Geologen bedurfte es hierzu eines umfassenden Montanarchivs, in dem alle Grundlagen für praktisch-geologische Beurteilungen systematisch gesammelt wurden. Man dachte vor allem an Wasserversorgungen, Eisenbahn- und Kanalbauten, Flußkorrektionen, Talsperren, Entwässerungs- und Rieselfeldanlagen, Quell- und Flußwasserreinigungen und Tiefbohrungen.

Man mußte damals noch gegen die merkwürdige Erscheinung kämpfen, daß gerade die Bergwerksbesitzer und Bergingenieure im Vertrauen auf eigene Studien der Hilfe der Fachgeologen entraten zu können glaubten. Die Bergleute hatten den Argwohn, daß der Geologe an der Oberfläche hafte und daß ihm die Befahrung der Grubenbaue nicht liege. Zum Teil war der Vorwurf damals zweifellos gerechtfertigt, und wenn sich das seitdem gründlich geändert hat, so ist es vor allem dem Einfluß SCHMEISSER's und BEYSCHLAG's zu verdanken, die es jedem Geologen zur unabweisbaren Pflicht machten, sich bei in Abbau stehenden Lagerstätten unter Tage sorgfältig über die Lagerungsverhältnisse zu unterrichten.

Die damaligen Anregungen und Anordnungen zeitigten glänzende Erfolge, die Geologische Landesanstalt und ihre Geologen wurden nach und nach in weitgehendem Maße von der Bergbauindustrie usw. in Anspruch genommen.

Die Direktion der Geologischen Landesanstalt ging in der angegebenen Richtung noch weiter. Sie regte einen Erlaß des Preußischen Ministers für Handel und Gewerbe (siehe Protokoll der Direktorenkonferenz vom Jahre 1905) an sämtliche Regierungspräsidenten des Inhalts an, daß die Geologische Landesanstalt angewiesen worden sei, die gutachtlichen Untersuchungen von Wasserversorgungen in allen Fällen eines öffentlichen Interesses durch ihre Beamten gegen alleinige Erstattung der Reisekosten ohne Forderung eines besonderen Honorars auszuführen. Die Gemeindeverwaltungen wurden durch Vermittlung der Landräte in Kenntnis gesetzt. Wenn auch die Anträge nur im Fall eines wirklichen Bedürfnisses von den Landräten weitergegeben wurden, so veranlaßte der Erlaß doch eine außerordentlich umfangreiche Tätigkeit der Geologischen Landesanstalt im Interesse der Wasserversorgung.

Ein weiterer Erlaß des Handelsministers ordnete an, daß im Interesse der geologischen Landesuntersuchung die Bergrevierbeamten Preußens den Beginn und Schluß einer jeden Tiefbohrung — die laufenden Petroleumbohrungen der Ölgebiete waren ausgenommen — und die wichtigen sonstigen vorübergehenden bergbaulichen Aufschlüsse der Geologischen Landesanstalt anzuzeigen hätten. Die Mitteilungen waren natürlich geheim zu halten.

Die Tätigkeit der Geologischen Landesanstalt und ihrer Geologen bewirkte aber nicht nur die Klärung der geologischen Verhältnisse

der wichtigen Bergbaudistrikte durch eigene Tätigkeit, sondern regte auch andererseits geologisch geschulte Bergleute zu eigenen Studien an, die eine erfolgreiche Zusammenarbeit zwischen dem Geologen und dem Bergmann zeitigte; erst der Weltkrieg machte dieser Richtung ein Ende.

Da auch im Gebirgslande wichtige landwirtschaftliche Interessen in Frage kommen können, wurde in derartigen Gebieten die geologisch-agronomische Aufnahme einschließlich der physikalisch-chemischen Bodenanalyse eingeführt.

Auch die Flachlandaufnahmen bedurften noch des weiteren Ausbaues. Die geologisch-agronomische Landesuntersuchung fand zwar bereits großes Interesse bei den Vertretern der Landwirtschaft, indessen war die Bedeutung unserer Untersuchungsmethoden noch lange nicht weit genug in die landwirtschaftlichen Kreise eingedrungen. Es wurde deshalb durch die verschiedensten Mittel in Wort und Schrift versucht, die Kenntnis von der Bedeutung der geologisch-agronomischen Untersuchung in weiteste Kreise zu tragen und das Verständnis des Kartenlesens durch Instruktion landwirtschaftlicher Wanderlehrer in geologischen Kursen, durch Belehrung von Volksschullehrern, durch Vorträge von Geologen in landwirtschaftlichen Vereinen und durch die Herausgabe kurzer gemeinfaßlicher Darstellungen zu verbreiten.

Die damaligen Anregungen hatten bedeutende Erfolge. Die Geschichte der Landwirtschaft zeigt, daß sie den Nutzen geologischer Untersuchungen für ihren Betrieb zu verschiedenen Zeiten sehr verschieden bewertet; es wechseln Perioden großer Vorliebe mit solchen fast völliger Gleichgültigkeit. Infolge der Anregung von Beyschlag und Schmeisser nahmen weite landwirtschaftliche Kreise von neuem besonderes Interesse an der Geologie. So wurden z. B. Verträge zwischen der Geologischen Landesanstalt und der Verwaltung der preußischen Staatsdomänen und der deutschen Landwirtschaftskammer über geologisch-agronomische Spezialuntersuchungen von Domänen und Gütern i. M. 1 : 10000 abgeschlossen. Häufig konnte die Geologische Landesanstalt den an sie in dieser Richtung gestellten Anträgen mit ihren zur Verfügung stehenden Kräften nicht gerecht werden. Ein sehr erheblicher Teil der damals neu bewilligten Geologenstellen war diesen hohen Ansprüchen der Landwirtschaft zu verdanken.

Seit langem bestand an unserer Behörde neben der unter der bewährten Leitung Beyschlag's stehenden Gebirgsabteilung die Flachlandabteilung, zu deren Führung nach Schmeisser's Dienstantritt F. Wahnschaffe berufen wurde. Mit der ihm eigenen Begeisterung ging W. an die Verwirklichung der neuen weitgesteckten Pläne, seinem eisernen Fleiß ist ein erheblicher Teil der errungenen Erfolge zu verdanken.

Vorzugsweise zur Förderung der geologischen Aufnahmen im Flachlande wurde im Jahre 1905 ein Bohrapparat für Tiefen bis zu 100 m angeschafft, er diente namentlich der genaueren Untersuchung

der Glazialbildungen, des Tertiärs und anderer weicher Schichten und hat im Laufe der Jahre manche wichtige, strittige Frage geklärt, bei der die Arbeiten an der Tagesoberfläche versagten.

Große Bedeutung legten beide Direktoren der kartographischen Darstellung der Gewinnungs- und Absatzgebiete der wichtigen nutzbaren Mineralien Preußens und ihrer Ergänzung durch Beschreibungen der Mineralvorkommen bei. Ihre reiche Erfahrung in der Praxis hatte sie den Wert derartiger Karten für bergbauliche und industrielle Zwecke kennen gelehrt.

Diese Pläne wurden im Jahre 1905 durch eine Denkschrift KRAHMANN's in rascheren Fluß gebracht, in der er die Errichtung einer bergwirtschaftlichen Aufnahme des Deutschen Reichs anregte. Nach der damaligen Ansicht von BEYSCHLAG und SCHMEISSER sollte der Anteil der Geologischen Landesanstalt an diesen Arbeiten, deren große Bedeutung man richtig einschätzte, in der Herstellung folgender Werke bestehen:

a) Übersichtskarte der deutschen Mineralerzeugung, Ein- und Ausfuhr i. M. 1 : 1500000 (Zusammenfasung natürlicher Produktionsgebiete und schematisch-graphische Darstellung nach Menge, Wert, eventl. auch nach Verbrauchsgebieten).

b) Verbreitungskarten der einzelnen Lagerstätten 1 : 200000 (Lage und Natur der Vorkommen zu natürlichen Produktionsgebieten gruppiert, Masse und Wert der Produktionen nach Stoffen getrennt).

c) Spezialdarstellungen von Lagerstätten mit besonderer Berücksichtigung neuer Aufschlüsse (Geologische, Bergbau- und entwicklungsgeschichtliche Verhältnisse).

Diese Werke sollten unter dem Titel zusammengefaßt werden »Deutschlands Mineralschätze nach Vorkommen und Produktion, verglichen mit dem Auslande«. Gerade auf die wirtschaftlichen Wechselbeziehungen zwischen dem In- und Ausland legte man das große Gewicht; man konnte sich einerseits nicht auf die Lagerstätten Preußens beschränken, sondern mußte ganz Deutschland behandeln, andererseits genügte es nicht, sich mit den Erzproduktionen Deutschlands zu beschäftigen, sondern die Ein- und Ausfuhr, d. h. der Austausch mit den fremden Ländern mußte mitberücksichtigt werden.

Auf diesem Gebiete hat die Geologische Landesanstalt seitdem Bedeutendes geleistet, wenn auch an dem früheren Programm entsprechend den sich nach und nach anders als vorausgesetzt entwickelnden Verhältnissen manches geändert werden mußte oder sich als noch nicht ausführbar erwies.

Die Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands i. M. 1 : 200000 mit vielen lagerstättenkundlichen und bergwirtschaftlichen Angaben schritt schnell voran, einige Lieferungen sind heute vollkommen oder fast vergriffen. Im Archiv für Lagerstättenforschung usw. wurden viele Monographien über nutzbare Mineralvorkommen veröffentlicht; es erschienen oder sind in Bearbeitung montanstatistische Zusammenstellungen Deutschlands und der Welt, und schließ-

lich nahm die Geologische Landesanstalt vor einigen Jahren das große Werk der Weltlagerstättenkarte 1:15000000 in Angriff, die sich bereits im Druck befindet. Glänzendere Erfolge konnte die Anregung Beyschlag's und Schmeisser's nicht zeitigen.

Schmeisser kannte genauestens die Tätigkeit der Bergbehörden und die Aufgaben, welche durch die Mitwirkung der Geologischen Landesanstalt gelöst werden mußten. Durch ihn wurde die engere Zusammenarbeit zwischen den Oberbergämtern und der Geologischen Landesanstalt eingeleitet, die nach und nach den jetzt bestehenden höchst erfreulichen Umfang annahm.

Als weitere Folge entwickelte sich die immer häufigere Beratung des preußischen Handelsministeriums durch die Geologische Landesanstalt; wir waren nicht mehr lediglich eine beständig mit neuen Forderungen herantretende wissenschaftliche Behörde, sondern wurden die geologische Vertrauensstelle, welche in allen geologischen Fragen in Anspruch genommen wurde.

Bei Schmeisser's Dienstantritt war die Geologische Landesanstalt nach außenhin recht wenig bekannt. Es überraschte niemanden, wenn der Fernerstehende Geologie und Geodäsie verwechselte, und mehr wie einmal wurde der Verstorbene, wenn es sich um Bedürfnisse der Geologischen Landesanstalt handelte, von Parlamentariern gefragt, was denn eigentlich ein Geologe wäre. Schmeisser pflegte dann am Schlusse seiner Erläuterungen hinzuzufügen, daß die wissenschaftliche Ausbildung eines tüchtigen Geologen der Geologischen Landesanstalt ihn jederzeit zur Übernahme einer Professur an einer Universität oder anderen Hochschule berechtige.

Der Verstorbene hat außerordentlich viel dazu beigetragen, das Ansehen der Geologischen Landesanstalt nach außen zu heben; diese wichtige Tatsache kann in der Geschichte unserer Behörde nicht genug hervorgehoben werden.

Er beschränkte sich aber bei der Förderung der Geologen nicht nur auf die eigene Geologische Landesanstalt, sondern bemühte sich um die Hebung der Geologischen Landesanstalten Deutschlands ganz allgemein. Auf der ersten Versammlung der Direktoren der Geologischen Landesanstalten der deutschen Bundesstaaten, Eisenach 1904, übernahm er (siehe das Protokoll) zwei wichtige Referate, nämlich a) über Mittel und Wege, eine ausgedehntere Benutzung der Arbeiten der Geologischen Landesanstalten durch Behörden und Private herbeizuführen, und b) über Klärung und Hebung der Stellung der wissenschaftlichen Beamten der Geologischen Landesanstalten und Verfolgung gemeinsamer Interessen nach außen und gegenüber den Staatsverwaltungen. Die Konferenz erkannte damals die Einrichtungen der Preuß. Geol. Landesanstalt als zweckmäßig und allgemein annehmbar an, und man beschloß zur Wahrung der Interessen der Geologischen Landesanstalten alljährlich im Herbst die Direktorenkonferenz zu wiederholen, eine Einrichtung, die sich so bewährt hat, daß sie noch heut besteht.

SCHMEISSER war überzeuter Kolonialpolitiker, er übte eine erfolgreiche Tätigkeit als Mitglied der Deutschen Kolonialgesellschaft aus, deren Vorstand er angehörte, und war immer bemüht, die Vertiefung des kolonialen Gedankens in Deutschland zu fördern.

1901 wurde er zum Mitgliede des Kolonialrates ernannt, an dessen Sitzungen er sich regstens beteiligte, namentlich, wenn es sich um bergbauliche Fragen handelte. So wirkte er hervorragend bei der Beratung des Berggesetzes für Deutsch-Südwestafrika und bei den Konzessionsentwürfen für ostafrikanische Bergwerksfelder mit.

Diese Vorliebe für die Kolonien erweckte in SCHMEISSER den Plan der Verknüpfung unserer Geologischen Landesanstalt mit kolonialen Interessen des Reiches. Da die Kolonialverwaltung bei der fortschreitenden geologischen und bergbaulichen Entwicklung der Kolonien einer ständigen Beratung durch sachverständige Organe in Fällen praktischer Geologie bedurfte, war die Geologische Landesanstalt des größten Bundesstaates als anerkannte bedeutendste Pflegestätte praktischer Geologie ganz besonders dafür geeignet.

Unsere Direktion schlug die Beiordnung eines oder nach Bedürfnis mehrerer aus Reichsfonds zu besoldender Geologen zur Geologischen Landesanstalt vor. Diese Kolonialabteilung konnte dann jederzeit von der Kolonialverwaltung in Anspruch genommen werden und sollte das gesamte geologische Material der Kolonien in einem geologischen Kolonialmuseum sammeln und verarbeiten und eine Auskunftstelle für alle Fälle praktischer Geologie in den Kolonien werden.

Der ausreisende Forscher hatte dann eine glänzende Gelegenheit, um sich vorbereiten, belehren und seine Expedition ausrüsten zu können; an der Geologischen Landesanstalt und Bergakademie waren die verschiedensten Spezialisten in der Lage und gern bereit, ihn zu unterstützen.

SCHMEISSER selbst beteiligte sich an dieser Aufgabe; er hielt u. a. am Deutschen Kolonialkongreß in Berlin 1902 einen ausführlichen Vortrag über die nutzbaren Bodenschätze der deutschen Schutzgebiete, den A. MACCO in der Ztschr. f. pr. Geol. (1903, S. 28) veröffentlichte. Auf dem Kongreß 1905 sprach er über geologische Untersuchungen und die Entwicklung des Bergbaues in den deutschen Schutzgebieten; der von ihm in der Ztschr. f. prakt. Geologie (1908, S. 73) veröffentlichte Aufsatz zeigt, welchen regen Anteil er an der praktisch-geologischen Entwicklung unserer Kolonien nahm.

Im Jahre 1906 wurde er zum Mitgliede der 1904 eingesetzten landeskundlichen Kommission des Reichskolonialamtes berufen, die er mit größtem Interesse durch wertvolle Ratschläge unterstützte. In dieser Mitarbeit hoffte er auch ein ihn befriedigendes Betätigungsfeld nach dem Austritt aus dem Staatsdienst zu finden; im Interesse der kolonialen Bestrebungen ist es sehr zu bedauern, daß ihm die Erfüllung dieses Wunsches versagt blieb.

SCHMEISSER's die Geologische Landesanstalt betreffender Kolonial-Plan ging im Laufe der Jahre vollkommen in Erfüllung, nachdem man

schon im Jahre 1901 mit der Kolonialsammlung begonnen hatte. Seinem Nachfolger Beyschlag war es freilich erst vergönnt, am 1. April 1912 die geologische Zentralstelle für die Schutzgebiete einzurichten, die mit einem jährlichen Zuschuß seitens des Reiches bis einschließlich 1919 bestand. Sie erfüllte ihre Aufgabe, soweit die ihr zur Verfügung stehenden Mittel reichten, und half vielen Forschungsreisenden mit Rat und Tat.

Die Geologische Landesanstalt gab besondere Veröffentlichungen in Form der Beiträge zur Erforschung der Deutschen Schutzgebiete heraus, von denen 19 erschienen sind; die letzten wurden erst vor kurzem veröffentlicht.

Auch nach dem Verlust unserer Kolonien wird die Kolonialsammlung weiter aufbewahrt und soll, sobald der Raum es gestattet, was hoffentlich in wenigen Jahren der Fall sein wird, wieder würdig aufgestellt werden.

Sie wird heute noch bisweilen benutzt, namentlich seitdem man sich bemüht, das Interesse der Deutschen für die Kolonien durch Ausstellungen usw. wieder zu wecken.

Schmeisser's Interesse beschränkte sich aber nicht auf die Kolonien, sondern er beschäftigte sich auch mit anderen Ländern, die geeignet waren, deutschen Bergleuten eine Tätigkeit zu bieten und den Absatz der deutschen Industrie zu fördern. So interessierten ihn die Bodenschätze und der Bergbau Kleinasiens; in einem Aufsatz in der Zeitschrift f. prakt. Geologie (1906, S. 186) brachte er eine Zusammenstellung unserer damaligen Kenntnisse der nutzbaren Mineralien, die manchem nach Kleinasien reisenden Bergmann, Industriellen und Kaufmann wertvolle Fingerzeige gab, wenn sie auch heute naturgemäß veraltet ist.

Mit großem Geschick verstand es Schmeisser, seine engen Beziehungen zum Handelsministerium und zum Parlamente in den Dienst der Geologischen Landesanstalt zu stellen. Wie er früher Clausthal half, so setzte er sich jetzt für uns ein, und seinen überzeugenden Ausführungen gelang es, nach und nach sehr erhebliche Mittel für uns bewilligt zu erhalten. Die Folge war ein einzig dastehender Aufstieg inbezug auf die Personalvermehrung, so daß sich die Preuß. Geol. Landesanstalt beim Weggange Schmeisser's an Umfang durchaus mit den Oberbergämtern messen konnte.

Seine diesbezüglichen Verdienste gehen am besten aus einem Vergleich des Personalverzeichnisses zur Zeit seines Eintrittes bei uns mit dem zur Zeit seines Abganges hervor (s. S. XV).

b) Bergakademie

In einer ausführlichen Rede gelegentlich der Feier der Kgl. Geologischen Landesanstalt und Bergakademie am 18. Januar 1901 (Preußen war damals 200 Jahre Königreich), entwickelte Schmeisser die großen Gesichtspunkte, die für ihn bei dem Ausbau der Bergakademie maßgebend sein sollten.

Der zur Verfügung stehende Raum war seit langen Jahren zu klein, so daß eine Erweiterung dringend notwendig wurde, wenn die allgemeine Ausbildung und sachliche Durchbildung der Studierenden in den Fachwissenschaften gründlich genug sein sollte. Auf dem Gebiete des Bergbau- und des Hüttenwesens bahnte sich ein allgemeiner und scharfer Wettbewerb an, so daß nur gründlichstes Wissen in Theorie und Praxis uns vor Ueberflügelung bewahren konnte. Die Lagerstättenkunde mußte sich von der einseitigen Behandlung einheimischer Verhältnisse loslösen und international werden; die Mineralschätze unserer Kolonien waren vor allem zu erschließen; das konnte nur erfolgen unter Berücksichtigung der Lagerstätten der ganzen Welt und ihrer wirtschaftlichen Bedeutung.

Die damalige encyclopädistische Behandlung der Bergbaukunde mußte aufhören, und wichtige Zweige derselben wie Bergwirtschaftslehre, die vergleichende Kritik der verschiedenen Abbaumethoden, die Wetterwirtschaft auf Stein- und Braunkohlenwerken, das Bergwerks- und Hüttenmaschinenwesen und die Anwendung der Elektrizität im Bergbauwesen waren möglichst selbständig zu entwickeln.

Als dringend notwendig erwies sich die volle Gleichwertigkeit der Diplomingenieurprüfung an der Bergakademie mit der an der Technischen Hochschule als Vorbedingung zur Erwerbung der Doktorwürde.

Es war unbedingt notwendig, daß die Berliner Bergakademie bis in die fernen Weltteile bekannt wurde, wie das bereits mit den Schwesterakademien Freiberg und Clausthal der Fall war: zur Erreichung dieses Zieles mußten aber die bis dahin mit Absicht weniger gepflegten Auslandsbeziehungen ganz besonders gefördert werden. Die Vorbedingungen hierfür waren gegeben durch die Verbindung der Bergakademie mit der Geologischen Landesanstalt, die sie zu einer der glänzendsten Pflegestätten praktischer Geologie machte.

Zur weiteren Ausbildung der preußischen Staatsbergleute empfahl SCHMEISSER die Verpflichtung für jeden Bergassessor zu einer mindestens halbjährigen Auslandsreise, event. mit Staatsunterstützung; die hierdurch gewonnene Erfahrung und der erweiterte Blick würden für den heimischen Bergbau reiche Früchte tragen und ihm zum Segen gereichen.

Durch SCHMEISSER's Einfluß fand später mancher jüngere Bergmann den Weg ins Ausland, und in bereitwilligster Weise hat der Verstorbene jedem seine ausländischen Beziehungen zur Verfügung gestellt.

Wenn auch nicht alle Pläne SCHMEISSER's an der Bergakademie verwirklicht werden konnten, so wurde doch während seiner Amtsführung außerordentlich viel erreicht.

Der schnelle Aufstieg der Geologischen Landesanstalt und der Bergakademie geht am klarsten aus der folgenden vergleichenden Zusammenstellung hervor:

Die Entwicklung der Geologischen Landesanstalt und der Bergakademie während der Amtszeit Schmeisser's

Personalbestand

A. Geologische Landesanstalt

am 1. Dez. 1900	am 31. Dez. 1905	Zunahme
1 Direktor	2 Direktoren	1
11 Landesgeologen	14 Landesgeologen	3
	2 Sammlungs-Kustoden	2
6 Bezirksgeologen	12 Bezirksgeologen	6
21 Hilfsgeologen	29 Geologen	8
	2 Bergassessoren	2
8 freiw. Mitarbeiter	10 freiw. Mitarbeiter usw.	2
7 Chemiker	12 Chemiker (mit Bergakademie)	5
14 Zeichner	17 Zeichner	3
Zus. 68	100	32

Die Zunahme der wissenschaftlichen Beamten betrug also bei der Geologischen Landesanstalt 32; ihre Bedeutung wird erst voll verständlich, wenn man sie mit der Zahl der wissenschaftlichen Beamten beim Dienstantritt Schmeisser's — 68 — vergleicht. Die wissenschaftliche Personalvergrößerung erreicht also 47 %.

Außerdem war die Einrichtung der Korrespondenten der Geologischen Landesanstalt getroffen worden, von denen es am 31 Dezember 1905 195 gab. Man wählte hierfür in jeder Provinz Männer aus, die sich für die Geologie interessierten und die bereit waren, der Geologischen Landesanstalt Nachrichten zukommen zu lassen. Durch diese Hilfskräfte wurde die Behörde auf manchen Aufschluß aufmerksam gemacht, der ihr sonst entgangen wäre. So lose auch die Verbindung zwischen den Korrespondenten und der Behörde ist, hat sich die Einrichtung doch bewährt, und noch heute findet ein z. T. recht reger Gedankenaustausch statt.

B. Bergakademie

am 1. Dez. 1900	am 31. Dez. 1905	Zunahme
1 Direktor	1 Direktor	
9 planmäßige Professoren	9 planmäßige Professoren	
12 außerordentliche Lehrer	8 Landesgeologen und Professoren 11 außerordentliche Lehrer	7
3 Assistenten, die oben noch nicht gezählt wurden	5 Privatdozenten	2
Zus. 25	34	9

Die Bergakademie, deren Personalbestand an wissenschaftlichen Lehrkräften usw. im Jahre 1900 nur 25 betrug, zeigt also eine Zunahme von 9 wissenschaftlichen Kräften, das ist mehr als $^1/_3$. Unvergleichlich größer ist aber bei ihr der innere Ausbau, denn fast jeder von den 9 neuen Dozenten vertrat ein neues Fach und stellte eine wertvolle Ergänzung des gesamten Lehrkörpers dar.

Während im Jahre 1900 nur drei Laboratorien vorhanden waren, nämlich das chemische Untersuchungslaboratorium für Studierende,

das Allgemeine Probier- und das Eisenprobier-Laboratorium, finden wir beim Weggang SCHMEISSER's sechs derartige Einrichtungen, und zwar abgesehen von den drei genannten das Laboratorium für Kleingefüge und physikalische Chemie, das Laboratorium für Aufbereitung und die Bergtechnische Versuchsstrecke.

C. Personal, welches der Geologischen Landesanstalt und der Bergakademie gemeinsam war

am 1. Dez. 1900		am 31. Dez. 1905	Zunahme
1 Bibliothekar		1 Bibliothekar	
7 Sekretäre usw.	13	8 Sekretäre usw. 4 Kanzleibeamte 1 Rendant	6
		1 Bohrmeister	1
15 Unterbeamte	28	15 etatsmäßige Unterbeamte 13 außeretatsmäß. Unterbeamte	13
Zus. 23	41		20

Die Zahl der gemeinsamen Bürobeamten usw. war also von 23 im Jahre 1900 auf 41 im Jahre 1905, d. h. um 18 gestiegen, das bedeutet eine Vermehrung um fast 80 %.

Wer die unendlichen Schwierigkeiten kennt, die zu überwinden sind, um bei einer wissenschaftlichen Behörde und einer Hochschule eine erhebliche Stellenvermehrung durchzusetzen, der kann beurteilen, was SCHMEISSER in den sechs Jahren seiner Tätigkeit in dieser Beziehung geleistet hat.

Als er am 1. März 1906 als Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor nach Breslau ging, konnte er von der Geologischen Landesanstalt und Bergakademie mit dem Bewußtsein scheiden, in ganz hervorragender Weise an dem Ausbau der beiden Institute gearbeitet zu haben.

Seinen Verdiensten um das Oberbergamt Breslau stehe ich leider zu fern, als daß ich auf diesen Abschnitt seiner amtlichen Tätigkeit eingehen könnte.

Durch seine Stellung an der Geologischen Landesanstalt erhielt SCHMEISSER Beziehungen zu den Internationalen Geologenkongressen. Gelegentlich des VIII. Kongresses an der Weltausstellung 1900 zu Paris wurde er zusammen mit H. CREDNER, LEPSIUS, ZIRKEL und v. ZITTEL zum Vizepräsidenten gewählt; er nahm später teil an den Kongressen zu Wien 1903 und Stockholm 1910.

SCHMEISSER's Verdienste um das Osteuropainstitut sind von außerordentlicher Bedeutung. Mit seiner ganzen Persönlichkeit trat er für das Gedeihen des Institutes ein, dem er von dessen Gründung im Jahre 1918 an als Vorsitzender des Verwaltungsrates angehörte. Er erkannte voll die Wichtigkeit, welche die Ostländer für die Zukunft Deutschlands besitzen und bemühte sich mit seinem ganzen Einfluß für das Fortbestehen des Instituts. Nachdem er die Aufgaben klar erkannt hatte, zog er tüchtige Mitarbeiter heran, schuf die Orga-

nisation und war unermüdlich werbend tätig, um einen immer größeren Kreis für seine Ziele zu interessieren. Vor allem bemühte er sich natürlich um die Entwicklung der Abteilung für Berg- und Hüttenwesen, in der er eine Reihe wertvoller Arbeiten anregte.

In der für Oberschlesien so schweren Kampfzeit nahm er als Leiter der schlesischen Bergbehörde lebhaften Anteil an der Verteidigung der deutschen Interessen; er veranlaßte die beiden Denkschriften des Osteuropa-Instituts »Beiträge zur Oberschlesischen Frage«, in denen die Bedeutung Oberschlesiens für die europäische Wirtschaft dargelegt wurde. Wenn auch diesen Bemühungen Schmeisser's der Erfolg versagt blieb, so trugen sie doch dazu bei, die Welt über das Unrecht aufzuklären, welches an Deutschland durch die Wegnahme oberschlesischen Gebietes begangen wurde.

Da sich durch den Genfer Spruch die oberschlesische Frage zu einer osteuropäischen auswuchs (Osteuropa-Institut in Breslau. Oberschlesien und der Genfer Schiedsspruch 1925. Hermann Sack, Berlin und Breslau), setzte sich Schmeisser noch nach seinem Eintritt in den Ruhestand für die Herausgabe eines »Handbuches der oberschlesischen Frage« ein, dessen Erscheinen er freilich nicht mehr erlebte.

Der Verstorbene wurde mit Ehren überhäuft; er dürfte z. B. zu den am meisten mit Orden dekorierten hohen preußischen Staatsbeamten gehört haben. Die Auszeichnungen wurden ihm aus den verschiedensten Gründen verliehen, hier seien nur einige erwähnt: 1903 wurde er zum Vorstandsmitglied des Museums von Meisterwerken der Naturwissenschaft und Technik gewählt. Bereits 1916 erfolgte seine Ernennung zum Wirklichen Geheimen Oberbergrat mit dem Range eines Rates I. Klasse, 1913 verlieh ihm die Technische Hochschule Breslau den Dr.-Ing. e. h. und 1922 die Universität Breslau den Dr. phil. h. c.

Am 1. Oktober 1922 mußte Schmeisser infolge des Altersgrenzengesetzes aus dem Staatsdienst ausscheiden, nachdem ihm seine Dienstzeit schon um $1^1/_2$ Jahre verlängert worden war. Er hatte die Absicht, nach seiner Pensionierung sich in Berlin im Verkehr mit seinen früheren Bekannten und Freunden einen ruhigen behaglichen Lebensabend zu schaffen; das Schicksal beschloß es aber anders, denn schon am 2. April 1924 verschied er, aufrichtigst betrauert von allen, die ihn kannten.

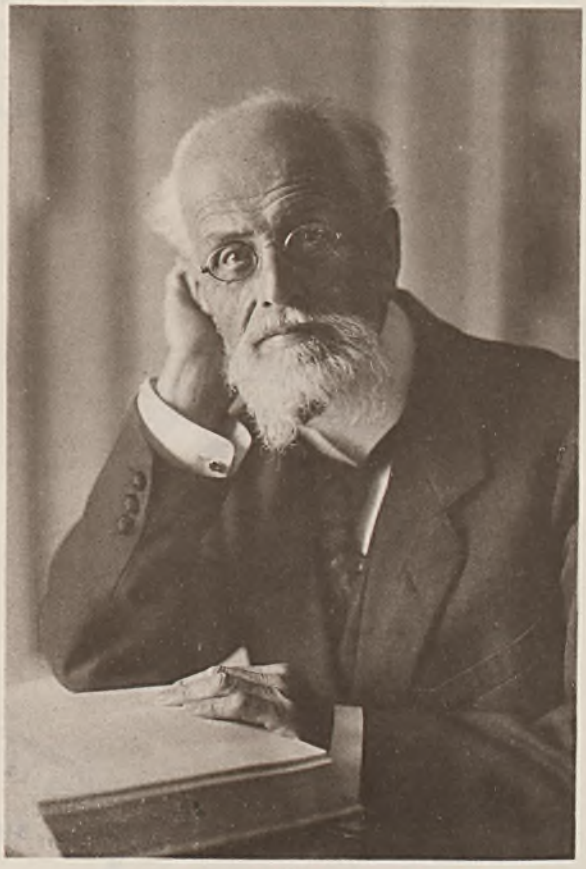
Schmeisser verstand es, seine Arbeitszeit auf die vielen von ihm übernommenen Aufgaben sorgfältigst zu verteilen, auch den Vergnügungen widmete er nur ein bestimmtes wohl erwogenes Maß; er vermied so jede Überanstrengung und blieb immer im Gleichgewicht. Die Erreichung dieses Ideals der Lebensführung wurde ihm ermöglicht durch seine große Selbstbeherrschung, die ihn nie verließ, und durch seine persönliche Anspruchslosigkeit in bezug auf seine ganze Lebenshaltung.

Der Verstorbene war vor allem ein glänzender Beamter, der dem Staate seine Arbeitskraft voll und ganz bis zur erschöpfenden Lösung der ihm übertragenen Aufgaben widmete, ehe er an die Befriedigung seiner zahlreichen übrigen Interessen ging. Als Vorgesetzter trat er mit Überzeugung für seine Beamten ein, er war immer bestrebt, für sie zu sorgen, soweit es die Verhältnisse zuließen. Die vielen anderen Stellen, denen er seine Mitarbeit widmete, lernten in ihm einen Helfer kennen, auf den sie sich in jeder Lage verlassen konnten. In Schmeisser verloren die zahlreichen mit ihm in Verbindung stehenden Wirkungskreise unendlich viel, sein Andenken wird von allen in hohen Ehren gehalten werden!

Januar 1927. Krusch.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
T II 15009



Jentzsch.

Alfred Jentzsch †

Es bleibt immer eine der reizvollsten Aufgaben, die geistige Lebensarbeit eines Menschen, der sein Tagewerk vollendet, rückwärts zu überschauen, seine Arbeitsmethoden, seine Arbeitsgebiete und Arbeitsziele kennenzulernen und die Bausteine, die er dem Tempel seiner Wissenschaft eingefügt, zu bewerten, gleichzeitig aber zu versuchen, aus seinem Entwicklungsgang den Menschen und Arbeiter zu verstehen und zu würdigen. Wenn dann diese Untersuchung eine besondere Note erhält durch persönliche Beziehungen, die den Toten mit dem Lebenden verbanden, sei es durch gemeinsame dienstliche Interessen, sei es durch freundschaftlichen Verkehr, so winden sich naturgemäß diese Blätter zum Kranz für den verehrten Lehrer und väterlichen Freund.

Um es vorauszunehmen: überschauen wir die Lebensarbeit von ALFRED JENTZSCH, so bietet sie einen vollendeten Beweis für die Wahrheit des Goetheschen Bekenntnisses: »Wo der Mensch im Leben hergekommen, die Seite, von welcher er in ein Fach hereingekommen, läßt ihm einen bleibenden Eindruck, eine gewisse Richtung seines Ganges für die Folge, welches natürlich und notwendig ist.«

CARL ALFRED JENTZSCH wurde zu Dresden am 29. März 1850 geboren. Es hatte wohl zunächst nicht in der Absicht der Eltern gelegen, ihren Sohn dem akademischen Studium zuzuführen, denn sie schickten ihn Ostern 1856 auf die Annenrealschule. Früh verlor er seinen Vater, der als Buchhalter der städtischen Sparkasse 1857 starb. Der Junge entwickelte sich aber so ausgezeichnet, daß er Ostern 1866 die Schule mit einem Zeugnis verlassen konnte, das achtmal das Prädikat »vorzüglich«, zweimal »sehr gut«, zweimal »gut« und zweimal »genügend« — dies im Zeichnen und in der Projektionslehre — aufwies. Dieser erste Erfolg ließ den Plan zum Hochschulstudium reifen, und so nahm ALFRED JENTZSCH zunächst an dem allgemeinen Kursus der polytechnischen Schule in Dresden teil, der sich auf analytische Geometrie, Mechanik, allgemeine Chemie, Physik, Baukunde, architektonisches Zeichnen, Projektionslehre, Feldmessen, deutsche Sprache und Literatur erstreckte. Hierdurch erwarb er sich mit einem glänzenden Zeugnis Ende Juli 1867 die Berechtigung zum Studium in der Abteilung für Lehrer der Mathematik und Naturwissenschaften an der

Königl. Polytechnischen Schule zu Dresden. Ende Juli 1870 schloß er dieses Studium ab und zwar bestand er die Prüfung in Mineralogie, Geographie und höherer Physik mit »vorzüglich«, in höherer Mathematik, höherer Mechanik, Vermessungslehre, Astronomie, theoretischer und praktischer Chemie mit »sehr gut«. Als besondere Auszeichnung wurde ihm ein Reisestipendium verliehen. Nun bezog er die Universität Leipzig, um das Studium der Mathematik und Naturwissenschaften noch zu vertiefen und sich den Doktorgrad zu erwerben. Hier wurden ZIRKEL, CREDNER, PESCHEL, WIEDEMANN, ZÖLLNER, LEUKART und SCHENK seine Lehrer, außerdem aber hörte er bei HANKEL und NEUMANN Mathematik und bei RECLAM öffentliche Gesundheitspflege. In dem jungen Studenten vereinigten sich in glücklichem Maße ausdauernder Fleiß und Gründlichkeit mit scharfer Beobachtungsgabe und kritischem Blick. Sein fröhliches Gemüt machte ihn bald zu einem beliebten Schüler. Kurze Zeit war er bei WIEDEMANN und ZÖLLNER Famulus, aber das Interesse für Geologie und Mineralogie überwog doch wesentlich das für Chemie und Physik, und so war es ihm eine besondere Freude, vier Semester bei ZIRKEL und CREDNER Famulus sein zu dürfen. Bereits im Jahre 1871 beginnt er über seine ersten selbständigen Beobachtungen zu berichten und zwar zunächst in Briefen an H. B. GEINITZ in Dresden: daß ihm der erste Nachweis von *Cupressoxylon protolarix* im Leipziger Kreis gelungen sei, und dann über die Ergebnisse einer Wanderung durch die Lößlandschaft des Saaletals, vor allem über die Verbreitung von *Helix hispida* und *Succinea oblonga*. Er entwickelte schon damals einen ausgeprägten Sammeleifer, und es nimmt bei seiner Jugend nicht Wunder, wenn er den angeblichen Fund von *Buccinum* im geschiebefreien Sand von Pulsnitz nicht sofort als unmöglich erkannte.

Die Diluvialgeologie steckte damals nämlich noch in den ersten Anfängen. Wie war der Stand der Geologie überhaupt in diesen Jahren?

L. v. BUCH hatte eine geologische Karte Deutschlands geschaffen, FR. HOFFMANN eine solche von Nordwest-Deutschland, NAUMANN und COTTA hatten, unterstützt von H. B. GEINITZ, das Königreich Sachsen im Maßstabe 1 : 120000 aufgenommen. E. E. SCHMID legte auf der 45. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte im August 1872 zu Leipzig die 12 ersten, von ihm bearbeiteten, Blätter der Geol. Karte des Königr. Preußens und der Thüring. Staaten im Maßstab 1 : 25000 vor. Auch außerhalb Deutschlands hatte die kartographische Darstellung des geologischen Baus der Erdrinde begonnen. In England und Österreich war sogar die Notwendigkeit eigener geologischer Staatsinstitute bereits erkannt und in die Wirklichkeit umgesetzt.

Diese Arbeiten aber mußten naturgemäß sehr bald die Geologen vor die Aufgabe einer vergleichenden Stratigraphie über die ganze Erde stellen. Dadurch traten Botanik und Zoologie in engste Beziehungen zur Geologie. Und da sich die Funde mehrten, bei denen mit ausgestorbenen Tieren Knochen des Menschen und Reste seiner

Arbeit gefunden wurden, so wurde der Weg vorgezeichnet, die Veränderungen in der jüngsten Zeit zu erforschen.

Gegenüber den durch die Fortschritte der Paläontologie erzielten Erfolgen in der Gliederung der Formationen stand die Erkenntnis, daß auch in den eruptiven Gesteinen eine Reihenfolge von Massen vorliegt. Die chemische Gesteinsanalyse in Verbindung mit der Einführung des Mikroskops in die Petrographie, an der Zirkel ein bedeutender Anteil gebührt, bedeutete einen neuen Abschnitt in der Wissenschaft. Jedoch trat das Interesse für Sedimentgesteine gegenüber dem für Eruptivgesteine und kristalline Schiefer in den Hintergrund. Dazu kam, daß man der Genese der Gesteine kaum Beachtung schenkte.

Zu denen, die diese Lücken fühlten, gehörte H. B. Geinitz. Er hatte wohl bei seiner Mitarbeit an der geologischen Karte diesen Mangel empfunden. So regte er denn den jungen Studenten Jentzsch zu einer Arbeit »über die Gliederung und Bildungsweise des Schwemmlandes in der Umgegend von Dresden« an.

Um die Entstehung des Schwemmlandes, ob es sich um Meeres-, Seen- oder Flußablagerung handelte, ob es glazialer Entstehung wäre, wie Lehm und Löß sich gebildet, hatte man sich bisher nicht gekümmert. Man stellte nur die Kräfte in Rechnung, die man in ihren Wirkungen noch heute beobachten konnte, und stritt über den Einfluß der Zeit bei diesen Vorgängen. Jentzsch betont nun, daß es notwendig sei, die Verteilung von Land und Meer zu den verschiedensten Epochen der Diluvialzeit genau zu bestimmen. Daraus würde man Gesetze über kontinuierliche Hebung und Senkung ableiten können, ob sie lokalperiodisch oder in einer bestimmten Richtung wellenförmig fortschreiten. Auch die Ursache dieser Bewegungen sei zu erforschen. Vor allem aber müsse man die Diluvialablagerungen aller Kulturstaaten parallelisieren, um auch die Tierreste und Produkte menschlicher Tätigkeit im Schwemmlande vergleichen zu können.

Zum Ausgangsgebiet für diese Untersuchung wählte Jentzsch die Gegend zwischen Radeberg, Camenz und Stolpen, weil sie durch keine irgendwie bedeutenden Höhenzüge von der übrigen norddeutschen Ebene getrennt ist.

Es ist ganz selbstverständlich, daß diese Arbeit unter den Anschauungen der Drifttheorie stehen mußte. Sie verdient aber hier eine eingehendere Würdigung, da in ihr schon die Hauptlinien gezeichnet sind, auf denen sich die späteren Forschungen Jentzschs bewegen. Und noch eins: damals machte Jentzsch auf Grund zahlreicher eigener Beobachtungen als erster den Versuch, die geologische Entwicklungsgeschichte Norddeutschlands zu gliedern. Seine Untersuchungen gehen aus von der petrographischen Entwicklung der Kiese und des Lehms. Die große Verschiedenheit in der Größe der Geschiebe beweist, daß bei seiner Bildung das Wasser nicht sortierend mitgewirkt hat. Der Kies kann daher nur von gestrandeten Eismassen abgelagert sein. Die Geröllstreifen parallel der Küste durch Mecklen-

burg und die Uckermark erklären sich dadurch, daß die Eisberge am Pommern-Mecklenburger Landrücken hängen blieben. Daher ist auch der Kies im untersuchten Gebiet Sachsens mächtiger und verbreiteter als in der Mark. Im Gegensatz hierzu ist der Geschiebelehm seiner Hauptmasse nach ein Schlammprodukt, das aus mäßig bewegtem Wasser abgesetzt wurde. Die darin enthaltenen Geschiebe zeigen deutlich die Spuren der Abrollung, sind also ein Spiel der Wellen gewesen. Die Geschiebe sind nicht stellenweise massenhaft angehäuft, sondern gleichmäßig zerstreut, was darauf hinweist, daß sie von auf offener See treibenden und dabei allmählich schmelzenden Eismassen abgesetzt sind.

Wie für die Schweiz und England, so gibt es auch für Norddeutschland zwei Eiszeiten, d. h. zwei Senkungsperioden mit einer dazwischenliegenden Hebung. In der ersten Periode drang in einer von NNW nach SSO gerichteten Strömung das nordische Eismeer bis Sachsen vor, und eine marine Conchylienfauna wanderte ein, wie sie von BERENDT für Westpreußen nachgewiesen ist. Die Verbreitung der Feuersteine bis Königsberg i. Pr. und bis nach Sachsen, ein Bimsteinstück im Glimmersande von Seifersdorf bei Radeberg, wohl von Island oder Jan Meyen stammend, die Verbreitung des »Sternberger Kuchens« bis nach Memel und Frankfurt a. O. können nur durch eine westöstlich gerichtete Strömung erklärt werden. In der zweiten Eiszeit herrschte nach F. ROEMERs Untersuchungen eine NO—SW Strömung. In dieser Zeit lag Finnland unter Wasser und das Weiße Meer trat in Verbindung mit der Ostsee. In der ersten Eiszeit waren die Gletscher in Skandinavien von wesentlich größerem Ausmaß als in der zweiten. Nur wenige Felsmassen mit geringer Neigung schauten aus der Eisdecke hervor. Daher konnten die schwimmenden Eisberge fast ausschließlich Sand und Kies an ihrer Unterkante eingefroren mitbringen. In der zweiten Eiszeit schnitten die Gletscher tief in die Gebirge ein. Große erratische Blöcke fanden so ihren Platz auf dem schwimmenden Eisberge. Durch das Abschmelzen des Eises auf dem Weg nach Süden erklärt sich ihr Seltenerwerden in Sachsen. Diese Zeit ist charakterisiert durch die Bildung des Geschiebelehms. In der zwischen diesen Eiszeiten liegenden Hebung ziehen sich die Alpengletscher zurück und Skandinavien behält eine Eiskalotte. Die Mark enthält erst Bracke, dann Süßwasserseen mit Sumpfconchylien. Die Säugetiere Süddeutschlands wandern nach der Mark und jetzt oder später über die zu Festland gewordenen dänischen Inseln nach Südschweden. —

Als Fortsetzung dieser Arbeit untersuchte JENTZSCH »das Quartär der Gegend um Dresden und die Bildung des Löß im Allgemeinen«. Diese Studie soll sich »mit den von Süden herstammenden Ablagerungen, insbesondere aber mit den großartigen Wirkungen der Erosion« befassen.

Zunächst werden die durch v. COTTA in der Umgegend von Dresden als Diluvialhügel bezeichneten Bildungen behandelt, dann die Dresdener Heide, ferner die Kiesablagerungen des Elbetals bei Dres-

den und schließlich der Löß. Mit außerordentlicher Gründlichkeit trägt Jentzsch nicht nur eine Fülle von Einzelbeobachtungen zusammen, sondern die ganze Art der Darstellung verrät seine umfassende naturwissenschaftliche Durchbildung auch auf den Gebieten der Grenzwissenschaften und zeugt von scharfem, kritischen Urteil. Von den Ergebnissen seien nur erwähnt die Feststellung, »daß die Elbe, wie zahlreiche andere Flüsse, früher in einem wesentlich höheren Niveau floß, seit der Beendigung der Quartärzeit aber sich allmählich in ihr jetziges Tal eingesenkt hat«, ferner die erste genaue Definition für Löß, der bis dahin immer mit dem Diluvialmergel verwechselt worden war. Jentzsch unterscheidet ausgelaugten Löß und unveränderten Lößmergel (typischen Löß) von ausgelaugtem Diluvialmergel (typischem Lehm) und unverändertem Diluvialmergel, gibt eine genaue petrographische Beschreibung und erbringt den Nachweis, daß der Löß durch Landschnecken charakterisiert ist, niemals aber der »marine Geschiebelehm«. In einer ausführlichen Übersicht erörtert er die verschiedenen Ansichten über die Entstehung des Löß, »über die es ziemlich ebensoviele verschiedene Hypothesen gibt, als sich überhaupt Geologen damit beschäftigt haben«, und schließt sich im wesentlichen der Sandbergerschen Theorie an. Die Ablagerung des Löß geschah entweder durch die Überschwemmung des Landes selbst oder im eigentlichen Flußbett oder in Seen oder Meeren. Der Löß im Elbetal ist das Produkt mehrfacher Überschwemmungen. Besonders geht er dann noch auf die Entstehung der Lößkindel ein.

Diese Arbeit legte A. Jentzsch als Inaugural-Dissertation vor und promoviert im Juni 1872 zum Dr. phil., und zwar mit dem Hauptfach Mineralogie und Geologie (Zirkel) und den Nebenfächern Chemie (Wiedemann) und Geographie (Peschel).

In diesem Jahre war die Kgl. Sächs. Geologische Landesanstalt unter Credners Leitung gegründet worden. A. Jentzsch wurde vom 1. Juli ab zunächst diätarisch bei den geologischen Landesaufnahmen beschäftigt, vom Januar 1873 ab aber als Assistent angestellt und ein Jahr später zum Sektionsgeologen befördert. Er bezog dafür zunächst 250, später 400 Thlr. Jahresgehalt und 3 Thlr. Tagegelder bei Dienstreisen.

Diese praktische geologische Tätigkeit stellt ihn vor die Aufgabe, eine Systematik und Nomenklatur der rein klastischen Gesteine zu entwerfen. »Im System der klastischen Gesteine müssen alle Produkte wesentlich gleicher mechanischer Kräfte als zusammengehörig erscheinen. Die Art dieser Kräfte muß im Allgemeinen aus der Diagnose eines jeden Genus abgeleitet werden können. Zuerst ist wichtig die Art des Transportes und der Ablagerung, wie sie ihren Ausdruck findet in der mittleren Korngröße, in der größeren und geringeren Gleichmäßigkeit des Korns und der mehr oder weniger abgerollten Oberfläche.« Aus diesen Überlegungen hervor entwirft er folgendes System:

A. Accumulate von nahezu gleichgroßen Elementen. (Fast vollkommen geschlämmte Sedimente.) Hierher gehören: Blöcke, Gerölle und Geschiebe, Sand, Löß, Lößsand und Formsand, Pelit.

B. Accumulate von Körnern aller Größen bis zu einem für das Gestein bezeichnenden Maximum. (Unvollkommen oder gar nicht geschlämmte Sedimente.) Hierher gehören: Kies (Elemente von Pelit bis Geschiebegröße), Lehm (Elemente von Pelit bis Sandgröße) und Letten (Elemente von Pelit bis Lößkorngröße).

C. Accumulate von Körnern verschiedener, nicht durch Mittelglieder verbundener Größen. (Produkte des Zusammenwirkens verschiedener Kräfte.) Hierher gehören: Blocklehm, Geschiebesand, bernsteinführender Sand, also Gesteine mit porphyrartig eingeschlossenen gröberen Elementen, und außerdem solche mit netzförmig zwischengedrängten feineren Elementen, also Konglomerate und Breccien mit einem Bindemittel und Sandsteine mit verschiedenen Bindemitteln.

Alle in feinverteilter Form Kalk enthaltenden Gesteine heißen »Mergel«; außerdem ist der Eisen- und Humusgehalt bei der Namengebung zu berücksichtigen. JENTZSCH betont, daß er weniger Wert auf die Namen selbst, als auf die Abgrenzung der Genera lege.

Gelegentlich der Hauptversammlung der D. G. G. zu Wiesbaden im September 1873, auf der J. v. RICHTHOFEN »über die allgemeinen geologischen Verhältnisse in China« sprach, hatte JENTZSCH bereits seine Gliederung von Lehm und Löß vorgetragen. Im folgenden Jahre führte er die Teilnehmer an der Hauptversammlung zu Dresden durch das mannigfaltige Gebiet der Sektion Schellenberg—Flöha, die er gemeinsam mit A. SAUER, TH. SIEGERT und A. ROTPLEZ aufgenommen hatte.

Und noch vor eine zweite Aufgabe, die mit der beginnenden Landesuntersuchung des Königreiches Sachsen verbunden war, sah sich JENTZSCH gestellt. Es galt einen vollständigen Überblick über die Gesamtheit der auf die sächsische Geologie bezüglichen Forschungsresultate zu schaffen. So veröffentlichte er die geologische und mineralogische Literatur des Königreiches Sachsen von 1835—1873, gewissermaßen als Fortsetzung des von FREIESLEBEN in seiner Oryktographie gegebenen Verzeichnisses. Auf 30 Kapitel verteilen sich 2438 Titel. Eine überaus fleißige Arbeit, die auf den ersten Blick wenig dankbar für den Bearbeiter erschienen sein mag, durch die er aber den Grund legte für seine geradezu erstaunliche Literaturkenntnis.

Da bekommt im Jahre 1875 der Wirkungskreis von JENTZSCH eine wesentlich andere Abgrenzung. Es ergeht an ihn ein Ruf als Geologe nach Königsberg i. Pr. zur physikalisch-ökonomischen Gesellschaft. Unter der zielbewußten Leitung von Dr. med. SCHIEFFERDECKER hatte sich diese im Jahre 1790 gegründete Gesellschaft zu einer provinziell naturwissenschaftlichen entwickelt, deren Bedeutung weit über die Provinzgrenzen hinausging. Die Gesellschaft hatte sich die Aufgabe gestellt, eine geologische Karte von Ost- und Westpreußen im Maßstabe 1 : 100000 zu schaffen und hat diese Aufgabe in den Jahren 1865—1879 gelöst. Nach der

v. Dechenschen geologischen Karte der Rheinprovinz und von Westfalen war dies die zweitgrößte geologische Spezialkarte Preußens, die 25000 qkm Fläche in 17 Blättern umfaßte. Für die Kartierung hatte man zunächst den jungen Bergreferendar G. M. Berendt gewonnen. Dieser war aber am 1. April 1874 an die Kgl. Geologische Landesanstalt nach Berlin berufen worden. Nun sollte A. Jentzsch die Arbeit fortsetzen. Freudig folgte er dieser ehrenvollen Aufforderung und siedelte im März 1875 nach Königsberg i. Pr. über. Hier wirkte er bis zum August 1899. Diese Zeit gestaltete sich für ihn außerordentlich glücklich. Der deutsche Osten ward ihm zur zweiten Heimat, und bis ans Ende seiner Tage gehörten die Erinnerungen an die 24 Königsberger Jahre zu seinen kostbarsten.

In erster Linie galt es die geologische Kartierung zu fördern, gleichzeitig aber die der Gesellschaft gehörende Provinzialsammlung zu leiten. Sie war aus verschiedenen Einzelsammlungen von Berendt gegründet und zerfiel in eine geologische und eine prähistorische Abteilung. Jentzsch hatte auch aus dem Gebiete der Prähistorie bereits mancherlei veröffentlicht, wie z. B. über die ersten Pfahlbauten in Sachsen, und so konnte es später nicht zweifelhaft sein, — wie es im Jahresbericht heißt — daß er, der seitens der Gesellschaft unter besonderer Betonung seiner früheren prähistorischen Arbeiten nach Königsberg berufen wurde, nach O. Tischlers Tode die Leitung beider Abteilungen erhielt.

Es war eine selten bevorzugte Stellung, die der kaum 25jährige Geologe fortan bekleidete: vor sich ein wenig erforschtes, vielseitiges, reizvolles Arbeitsfeld, er selbst nach jeder Richtung hin in seinen Dispositionen unabhängig und selbständig, frei von jeder Einseitigkeit, für alle naturwissenschaftlichen Disziplinen lebhaft interessiert und mit besonderen Organisationsgaben ausgestattet. Alle für die Entwicklung des Menschen und Forschers günstigen Lebensbedingungen fügten sich zu einem glücklichen Ganzen. Aber mit dem ihm hierdurch anvertrauten Pfunde hat Jentzsch auch rechtschaffen gewuchert.

Sofort fordert er unter dem 1. Mai 1875 durch einen gedruckten Aufruf alle Bewohner der Provinz zum Sammeln auf und zwar von Geschieben, Versteinerungen, Bernstein, Knochen, Geweihen, Muscheln und Schnecken, Bohrproben und Profilen, um »in unserem Lande eine möglichst vollständige Kenntnis zu erlangen von der Beschaffenheit und Zusammensetzung der Erdschichten, wie von der Art der Entstehung eines jeden dieser Gebilde .....« »Denke niemand, das, was er bieten kann, sei zu unbedeutend. Erst durch Summierung des Einzelnen, Kleinen, wird Großes zustande gebracht, und erst im Zusammenhange mit dem Ganzen gewinnt das Einzelne seinen Wert!«

Die Sammlung hatte sich zunächst im Kgl. Schloß, dann in drei kleinen Zimmern des ehemaligen Karzers der alten Universität befunden und war in 11 mannshohen, an den Wänden stehenden Schränken untergebracht. Die meisten Schränke hatten Glasaufsätze. Ein Teil der Sammlung stand in Kisten verpackt auf dem Boden eines

Mietshauses. Jetzt wurde ein größeres Lokal gemietet und zwar im Erdgeschoß des Hauses Sackheim rechte Straße Nr. 46. Nach seinen Entwürfen, unter Berücksichtigung der Sammlungen in Berlin, Dresden, Breslau und Leipzig, und unterstützt von G. BERENDT, wurden zunächst neue Wand- und Mittelschränke angefertigt, bei denen neben Wahrung eines bequemen und staubfreien Verschlusses besonderer Wert auf Entwicklung von Glasflächen gelegt wurde. Schon Ende Mai 1875 konnte JENTZSCH auf der zweiten Provinzial-Gewerbeausstellung zu Königsberg i. Pr. als Probe des künftigen Museums »Geognostische Provinzial-Sammlung der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg« den ersten Mittelschrank mit genau etikettiertem Inhalt ausstellen. Außerdem unterbreitete er der Öffentlichkeit die bis dahin im Druck fertiggestellten neun Blätter der geologischen Übersichtskarte zu einer Karte vereinigt, und die Bewohner sahen zum ersten Male, wie es in dem Berichte heißt, ein wenn auch noch unvollständiges, so doch anschauliches Bild der heimischen Geologie und erkannten, daß das Land auch in geognostischer Hinsicht keineswegs so einförmig und gleichgültig ist, wie es vielen bis dahin erschienen war. — Nun ging die Arbeit flott vorwärts. Anfang des Jahres 1876 waren bereits 37 Schränke, z. T. mit Aufsätzen versehen, vorhanden, und am 7. Mai fand in Gegenwart des Oberpräsidenten die feierliche Eröffnung des Museums statt. Anfangs war die Sammlung nur im Parterre des Hauses untergebracht, aber bald wurde die erste Etage dazugenommen und hier die archäologisch-anthropologische Abteilung aufgestellt, so daß für die geologische Sammlung wesentlich mehr Raum frei wurde. Sechs Zimmer dienten der Schausammlung, drei Zimmer waren Arbeitsräume, und außerdem befand sich hier die Dienerwohnung. Das Museum sollte vor allem auch eine Arbeitsstätte werden. Für dieDurchführung von Bodenanalysen nach den Methoden von ORTH ward ein kleines Laboratorium eingerichtet, mikroskopische Untersuchungen konnten hier durchgeführt werden, und eine geologisch-paläontologische Hausbibliothek wurde begründet.

Aber auch diese Räume wurden bald zu klein. Darum entschloß man sich zum Kauf eines eigenen Hauses. So siedelte das Museum nach dem Hause Lange Reihe 4, über und wurde hier am 29. Mai 1879, fortan »Provinzialmuseum« benannt, durch eine Festsitzung seiner Bestimmung übergeben, bei der JENTZSCH als Festschrift eine Arbeit über die Zusammensetzung des altpreußischen Bodens überreicht. In der Sammlung waren nämlich tausende von Bodenproben aufbewahrt. Diese untersuchte JENTZSCH auf die Geschiebeführung, und unter Berücksichtigung ihrer relativen Häufigkeit kam er zu einer ungefähren Vorstellung von der mittleren Zusammensetzung des Bodens. Auch der Einfluß, den die Anhäufung bestimmter Sorten von Geschieben auf diese ausüben mußte, ließ sich so erkennen. Es wurden zum ersten Male Mittelzahlen der in Rede stehenden Vorkommnisse aufgestellt. In chemischer Hinsicht waren die Ergebnisse nach den einzelnen Schichten sehr mannigfaltig, nach den verschiedenen Gegenden relativ gleichmäßig und im Durchschnitt an Nährstoffen

reich. Dieser Weg führte zum Verständnis für den charakteristischen Gegensatz einzelner Formationen und auf gewisse Gesetze bei der Bildung bestimmter Schichten, und zeigte dem Landwirt, wie die Schichten für ihre Verwendung zu Meliorationen zu beurteilen sind.

Inzwischen war 1878 Westpreußen zur selbständigen Provinz mit Danzig als Hauptstadt erhoben, und dies hatte die Gründung des Danziger Provinzialmuseums zur Folge gehabt. Dadurch entstand dem Königsberger Provinzialmuseum eine erhebliche Konkurrenz, zumal die Staatssammlungen auch immer mehr und mehr ihr Interesse auf den Osten des Staates ausdehnten. Nun bewilligte der Westpreußische Provinziallandtag 1879 sogar nur einen Teil der früheren Mittel und sprach die Erwartung aus, daß der Staat seine in anderen Landesteilen begonnene Kartierung alsbald auch auf Westpreußen ausdehnen werde. 1876 hatte der Landtag auf Jentzschs Vorschlag hin Mittel für mehrere Bohrungen bereitgestellt, um den tieferen Untergrund zu klären. Ihre Ansatzpunkte sollten für Bohrungen zweiter und dritter Ordnung zwischen den fiskalischen Bohrungen, die den unermüdlichen Bemühungen Berendts zu danken waren, liegen, um vor allem eine genauere Gliederung des Diluviums und des Tertiärs zu erreichen. Neben dem wissenschaftlichen Nutzen erwartete man auch einen gewissen praktischen. »Insbesondere von den ersten Bohrungen, die in die Geologie von bisher völlig unerforschten Gegenden den ersten Lichtstrahl werfen sollen, wird man wohl kaum einen direkten materiellen Vorteil erwarten. Vielmehr werden gerade diese ersten Versuche uns Fingerzeige geben, an welchen Stellen am geeignetsten neue Bohrungen vorzunehmen sind, und durch welche Mittel die vielfach bedeutenden neuen technischen Schwierigkeiten sich am besten überwinden lassen.« Es wurden folgende Punkte für die Bohrungen gewählt: die Schönberger Höhen im Kreise Carthaus, Lenzen am frischen Haff zwischen Tolkemit und Elbing, Wrobbeln südlich von Osterode und Jankowitz östlich von Gilgenburg. Aber schon im Jahre 1878 mußten die Bohrungen abgebrochen werden, da die Provinzen für diese Untersuchungen nichts mehr bewilligten, und mit dem Jahre 1880 mußten auch die von der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft begonnenen Kartierungsarbeiten abgebrochen werden. Am 1. April 1881 übernahm die Kgl. Geologische Landesanstalt zu Berlin die Fortführung der Kartierung und zwar im Maßstabe 1 : 25000, und unter dem 21. April erhielt Jentzsch eine Dienstanweisung als Hilfsgeologe dieser Behörde mit der Genehmigung seiner weiteren Tätigkeit am Provinzialmuseum.

Jentzsch hat einen großen Teil seiner Arbeitskraft und Arbeitszeit dem Königsberger Museum gewidmet. Er hatte nicht nur weite Kreise dafür interessiert und so ein Museum geschaffen, das von besonderer Bedeutung für die geologische Durchforschung der Provinz wurde und sich der Inanspruchnahme vieler naturwissenschaftlicher Vereine und u. a. der naturwissenschaftlichen Abteilung des Vereins der Wissenschaften in Posen und der livländischen Sozietät zu Dorpat und des Besuches namhafter Gelehrter des In- und Auslandes — es sei an

den Besuch der Teilnehmer vom 10. russischen Archäologenkongreß im Jahre 1896 erinnert — erfreute, sondern er hatte hier eine Fülle eigener Gedanken verwirklicht, die erst später von seinen Fachgenossen als selbstverständlich betrachtet wurden. So war JENTZSCH der erste, der eine Bohrprobensammlung anlegte und nach Gradabteilung und Meßtischblattnummer ordnete. Und dabei leisteten ihm u. a. die bekannte Bohrfima E. Bieske-Königsberg, mit der ihn eine fruchtbare Arbeitsgemeinschaft bis in die letzten Jahre seines Lebens verband, die Westpr. Bohrgesellschaft-Danzig, Studi-Elbing, Phönix-Briesen i. Westpr. wertvolle Dienste. Auf seine Gesuche hin erließen die militärischen und Staatsbehörden für Ost- und Westpreußen Verfügungen, nach denen von jeder Tiefbohrung Schichtenproben an das Provinzialmuseum abzugeben waren. Während seiner Amtszeit sind 1400 Bohrprofile mit etwa 70 km Gesamtbohrtiefe gesammelt worden. Der Führer durch die Geologischen Sammlungen des Provinzialmuseums, den er 1892 der Öffentlichkeit übergab, sollte nicht jedes einzelne Stück aufführen, »sondern das Ausgestellte in seinem inneren Zusammenhang erläutern«. Und das war dem Verfasser voll und ganz gelungen. Man empfindet auf jeder Seite das pädagogische Geschick JENTZSCHs, dem Besucher das Verständnis für den an und für sich trockenen Stoff zu wecken und ihm ein Bild vom geologischen Aufbau Ost- und Westpreußens zu geben. Der Führer bringt am Schluß in Tabellenform eine chronologische Übersicht der Geologie Ost- und Westpreußens, die sich freilich seitdem vielfach, z. B. in der Gliederung des Diluviums und in der Auffassung über das Alter verschiedener Gebirgsschichten geändert hat, wozu die späteren Arbeiten des Verfassers selbst wesentlich beigetragen haben. Damals aber war das die erste geologische Heimatkunde der beiden Provinzen und erschien kurz nach WAHNSCHAFFEs »Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes«. Wie JENTZSCH den Führer mit zahlreichen Abbildungen im Texte versah, so schmückte er auch die Räume der Schausammlung mit Bildern, Karten, Profilen und Tafeln und legte eine Sammlung von photographischen Landschaftsaufnahmen an.

Als JENTZSCH bei seinem Weggang nach Berlin im Jahre 1899 die Leitung des Provinzialmuseums in SCHELLWIENs Hände legte, konnte er die Worte, die einst Goethe über seine Carlsbader Sammlung gesetzt, mit innerer Berechtigung auch für sich in Anspruch nehmen:

»Was ich dort gelebt, genossen,
Was mir all dorther entsprossen,
Welche Freude, welche Kenntnis,
Wär' ein allzu lang Geständnis.
Mög' es jeden so erfreuen,
Die Erfahrenen, die Neuen!«

Wie es naturgemäß die Kartierungstätigkeit des Geologen verlangt, so beschäftigte sich auch JENTZSCH zunächst mit der Topographie der Provinz. Bald nach seinem Amtsantritt in Königsberg i. Pr. lagen die Sektionen der 100000 teiligen Generalstabskarte

von Ostpreußen vollständig und die von Westpreußen größtenteils vor, außerdem waren die Karten der Umgegend von Königsberg und Danzig im Maßstabe 1 : 50000 neu erschienen. Schon 1876 konnte Jentzsch eine Höhenschichtenkarte im Maßstabe 1 : 1850000 vorlegen mit Isohypsen von 100—700 Fuß, und im Begleitwort wies er auf die parallelen Züge in der Topographie Ost- und Westpreußens hin. »Von einem baltischen Höhenzug ist nichts zu sehen. Im Nordosten Deutschlands treten zwei sich fast senkrecht schneidende Richtungen geringsten Widerstandes auf, in denen der tangential zur Fläche des Erdsphäroids in der Erdrinde wirkende Druck die Schichten zu falten und emporzuschieben vermochte. Und es wird die künftige Aufgabe sein, dieses auf geographischem Studium basierende geologische Bild weiter auszuführen ..... und zu bestätigen«. Als er drei Jahre später in einer Sitzung der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft die vom Chef der Kgl. Landesaufnahme versuchsweise veröffentlichten vier Blätter der Umgebung des frischen Haffs und der Danziger Bucht im Maßstabe 1 : 200000 besprach, die die Höhen in 10 zu 10 m wiedergaben, regte er eine Eingabe an das Kriegsministerium über die Herausgabe einer Höhenschichtenkarte im Flächenfarbendruck im Maßstabe 1 : 100000 an, die auch von Hauchecorne befürwortet wurde. Die Eingabe fand an maßgebender Stelle großen Anklang. Graf Moltke interessierte sich persönlich dafür, und im Frühjahr 1880 war ein Probeblatt im Maßstab 1 : 100000 fertig, in dem mit grellen Farben (schwarz, braun, terra sienna, zinnober, grün) die Niveaulinien von 10 zu 10 m aufgedruckt waren. Aber an der Kostenfrage scheiterte die Ausführung. Jentzsch war jedoch nicht die Natur, den einmal gefaßten und für notwendig erkannten Plan fallen zu lassen. Im Jahre 1885 überwies der Generalstab weit über 100 noch nicht veröffentlichte Blätter von Ostpreußen in photographischen Kopien, so daß das Provinzialmuseum in den Besitz eines lückenlosen Kartenmaterials kam. Nun machte sich Jentzsch gemeinsam mit dem Schulamtskandidaten Vogel selbst an die Bearbeitung einer Höhenschichtenkarte von Ost- und Westpreußen, und bereits im Mai 1891 lag sie im Druck vor. Sie war auf den Maßstab 1 : 300000 reduziert und in einer schwarzen und sieben farbigen Platten gedruckt. Die Höhenkurven des Landes, wie die Tiefenlinien der Ostsee hatten je 20 m Vertikalabstand.

Zu der sehr mühsamen Bearbeitung dieser Karte bewog Jentzsch in erster Linie die Hoffnung, »neue bezeichnende Grundzüge der Landesgestaltung aufzufinden, aus denen sich geologische Schlüsse ergeben möchten«. Und bei der Besprechung dieser Karte vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft deutete er auf die zahlreichen »orographischen Homologien« hin, die diese Übersichtskarte veranschaulicht, und entwickelte aus den Linien des Landschaftsbildes Gedanken über die Tektonik des Untergrundes.

Da in weiten Kreisen ein lebhaftes Interesse für die geologische Landesuntersuchung wach wurde, hielt es Jentzsch für zweckmäßig, jährliche Berichte über die Fortschritte der Landesaufnahme der Öffentlichkeit zu übergeben, die zugleich eine Übersicht

bieten sollten über gemachte Beobachtungen und Funde und über wissenschaftliche Arbeiten, die für die heimische Geologie von Bedeutung wären. Es liegen eine ganze Reihe derartiger Jahresberichte aus JENTZSCHs Feder vor. Sie bilden heute ein ausgezeichnetes Repertorium für die Geologie Ost- und Westpreußens, an deren Entwicklung JENTZSCH das Hauptverdienst gebührt.

Während seiner Tätigkeit als Geologe der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft kartierte JENTZSCH die Blätter Friedland, Dirschau, Elbing und unter seiner Leitung noch sein Assistent Dr. KLEBS die Blätter Heiligenbeil und Wormditt im Maßstabe 1 : 100000. Dabei war er bestrebt, ein möglichst vollständiges und vielseitiges geologisches Kartenbild zu entwerfen. So stellte er die erbohrten oder sonstwie erteuften tieferen Erdschichten dar, brachte die Wasserführung der unterliegenden Erdschichten durch + und — zum Ausdruck und führte neue Namen für bestimmte Bildungen ein, wie Seekreide, Deckton u. a. m. Von 1881 arbeitete er zunächst auch in Westpreußen, später in Posen und in den letzten Jahren in der Mark. Sein dienstliches Arbeitsfeld dehnte sich über ein weites Gebiet aus. Und wenn man bedenkt, daß sich JENTZSCHs Tätigkeit doch nicht nur auf die Kartierung der ihm zugewiesenen Blätter erstreckte, sondern der Bau von Eisenbahnstrecken oder die Besichtigung von Bohrungen oder Untersuchungen nutzbarer Lagerstätten oder Wasserversorgungsfragen ihn in alle Kreise der östlichen Provinzen führten, so versteht man es, daß er in den langen Jahren seiner geologischen Tätigkeit sich eine umfassende Kenntnis des deutschen Ostens zu eigen gemacht hatte, die kaum übertroffen werden konnte. Es war kaum möglich, ihm von einer Beobachtung zu berichten, die er nicht schon früher selbst gemacht oder wenigstens vermutet hatte, — möge dabei vielleicht auch bisweilen etwas persönlicher Ehrgeiz mitgesprochen haben.

Die Geologie Norddeutschlands steckte zu Beginn der 70er Jahre des vorigen Jahrhunderts in den Kinderschuhen. So ergaben sich zwei Hauptrichtungen für die Arbeiten JENTZSCHs: einmal mußte die Entwicklung des Diluviums und dann der tiefere Untergrund und seine Tektonik erforscht werden.

Von Jahr zu Jahr erbrachten seine geologischen Arbeiten in den jungfräulichen Gebieten neue Funde und Beobachtungen, und die Sitzungen der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft boten ihm Gelegenheit, sofort darüber zu berichten. Er wäre berufen gewesen, aus seinen Erfahrungen und Erlebnissen heraus eine zusammenfassende Geologie des deutschen Ostens zu schreiben. Leider ist er dazu nicht mehr gekommen.

Nur in großen Zügen können hier die Ergebnisse JENTZSCH'scher Forschung gezeichnet werden.

Die Untersuchungen über die organischen Einschlüsse im Diluvium nahmen ihren Ausgang vom Auffinden der *Leda (Yoldia) arctica*, über die JENTZSCH unter dem 8. August 1876 seinem Lehrer H. B. GEINITZ-Dresden berichtete. Einige Jahre später hatte sich das Bild soweit vervollständigt, daß der Nachweis für eine Eismeerfauna, eine Nord-

seefauna und eine Süßwasserfauna in Ost- und Westpreußen erbracht war. Gleichzeitig wies Jentzsch auf die Bedeutung der Diatomeen für die Bestimmung des limnischen bezw. marinen Charakters einzelner Diluvialschichten hin und erkannte das diluviale Alter der Kohle von Purmallen und Gwilden bei Memel. Man war also zur Erkenntnis gekommen, daß in der Diluvialzeit Land, Süßwasser, kaltes und gemäßigtes Seewasser zeitlich wechselnd vorhanden war. Jentzsch kam nun für Westpreußen zu folgender Gliederung des Diluviums:

1. Frühglazial mit Ton, Sand und Grand, Laub- und Nadelhölzern, Eismeer- und Süßwasserfauna. Hierher gehört vor allem *Yoldia arctica* und *Dreissena polymorpha*, daneben *Cyprina islandica, Astarte borealis, Valvata piscinalis, Unio, Ursus, Equus, Bos* u. a.
2. Altglazial mit grauem Geschiebemergel mit eingelagerten Granden, Sanden und Tonen und einer Frühglazialfauna auf sekundärer Lagerstätte.
3. Interglazial mit mächtigen Sanden und Tonen, örtlich Granden, Diatomeenmergel und Diluvialkohle. Als organische Reste sind bekannt: Nordseeconchylien, Süßwasserdiatomeenmergel und Süßwasserconchylien. Jentzsch fand als erster in Westpreußen: *Cervus megaceros, Mytilus edulis, Litorina litorea, Ostrea edulis, Unio, Pisidium obtusale, Valvata piscinalis, Bythinia tentaculata,* außerdem entdeckte er die inter- und frühglazialen Diatomeen.
4. Jungglazial, entwickelt als gelber und grauer Geschiebemergel in mehreren Bänken mit eingelagerten Sanden und Tonen und als Geschiebesand bezw. Geschiebedecksand. Es enthält frühglaziale und interglaziale Fauna auf sekundärer Lagerstätte.

1899 hat er diese Gliederung auf Grund der Begehung der Haffuferbahn Elbing—Braunsberg dahin abgeändert: Die älteste Schicht ist die 15—20 m starke aus ziemlich feinen Sanden bestehende, fast kalkfreie Süßwasserstufe des Frühglazials. Darüber liegt eine dünne Bank von Geschiebemergel, darüber folgt geschichteter Sand mit Kohlenlamellen und darüber das Haupttonlager mit 25 m Mächtigkeit, darin zu unterst mit *Yoldia,* dann mit *Cyprina.* Dadurch wird der Elbinger *Yoldia-* und *Cyprina*-Ton dem ältesten Interglazial zugeteilt.

Schon in seinen ersten Arbeiten als Student hatte Jentzsch sich mit der Geschiebeführung der diluvialen Schichten beschäftigt. Diese Beobachtungen setzte er fort und zwar jahrzehntelang nicht nur draußen bei der Kartierung ganz systematisch über die Geschiebeführung der einzelnen Bänke, sondern er hat auch daheim ungezählte Bohrproben geschlämmt, um die Geschiebe nach Zahl und Art statistisch auszuwerten. Auf Grund des von Jentzsch gesammelten Materials hatte schon J. Korn für die Königsberger Gegend nachgewiesen, daß in gewissen oberen Schichten des Diluviums eine plötzliche Zunahme der Kreidegeschiebe stattfand. Die jahrelangen Aufsammlungen bestätigten diese Erscheinungen für weite

Teile auch Westpreußens: überall war das oberste Diluvium durch Reichtum an Senongeschieben ausgezeichnet. Diese Charakteristik des jüngsten Glazials, die nach Süden bis an die Mündung des Drewenztales in das Weichseltal zu verfolgen ist, führte JENTZSCH zur Annahme eines »jüngeren baltischen Eisstroms«, der Schweden zuzurechnen ist. Die Zunahme senoner Geschiebe findet nach ihm ihre Erklärung darin, daß durch die Zerstörung weiter Tertiärschichten im Laufe der Diluvialzeit die Kreide näher an die Basis des Inlandeises rückte. Im Zusammenhang damit steht auch die Zunahme der Phosphoritknollen und gerollten Feuersteine (Rollsteine), die der ältesten, das Senon bedeckenden Tertiärstufe entstammen. Der jüngere baltische Eisstrom, der das Danziger Hochland nicht erreichte, macht die Lücke verständlich, die zwischen der pommerschen Hauptendmoräne und den ostpreußischen Endmoränen besteht.

Da JENTZSCH immer mehr die Provinz Posen in sein Arbeitsbereich einbezog, ergab sich die Notwendigkeit einer Gliederung des Tertiärs. Bei Thorn, Schwetz, Czarnikau, Bischofswerder, Schubin und anderen Orten hat JENTZSCH Oligocän als Thorner Ton und als Grünsand oder Grünton nachgewiesen. Den über der »Braunkohlenformation« liegenden Ton, von ihm kurz »Posener Ton« benannt, sprach er für Pliocän an, wenn auch auf Grund einer »faunula«: *Paludina* aff. *Fuchsi* NEUM. von H. MENZEL bestimmt, aus einer Bohrung von Lopatken, das Proximalende des rechten dritten Metatarsale eines kleinen, aber ausgewachsenen Rhinoceros von H. SCHRÖDER bestimmt, aus der Ziegelei zu Budy b. Schildberg, zwei Zähne verschiedener Mastodonarten von Thorn und Obornigk, von ihm selbst beschrieben.

Es darf wohl hier bemerkt werden, daß durch einen Fund, den der Schreiber dieser Zeilen 1925 in einer Bohrung zu Hünern b. Breslau machte, die JENTZSCHsche Annahme von pliocänem Alter des Posener Tons bestätigt wurde. Das aus der Tiefe von 40 zu 42 m gewonnene und in tertiärem Ton eingebettete Bruchstück einer Muschel bestimmte mein Kollege Herr Professor SCHMIERER als *Margaritena sinuata* LEM.

Aus dieser Erkenntnis heraus sieht JENTZSCH in der Flora der Moltkegrube bei Bromberg »den örtlichen letzten Rest einer einst dort verbreiteten Miocän-Flora, von den langsam steigenden Fluten eines großen pliocänen Binnensees überwältigt . . .«

Bereits BERENDT hatte 1867 versucht, den vordiluvialen Untergrund kartographisch darzustellen, JENTZSCH zeichnete 1881 eine Karte im Maßstab 1 : 3 700 000, die das ganze norddeutsche Flachland bis nach Schonen und Helgoland umfaßt. In seiner Arbeit über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens vom Jahre 1888, der zwar eine Kartenbeilage fehlte, ging er ausführlich auf die vordiluvialen Formationen und ihre Tektonik ein. Dann folgte 1896 eine Veröffentlichung über »Neue Gesteinsaufschlüsse in Ost- und Westpreußen 1893 bis 1895« mit vier Tafeln, darunter Profilen durch die Braunkohlengrube Buko bei Tuchel, durch das Pregeltal bei Tapiau und das nördliche Ostpreußen, und 1899 eine Übersichtskarte des vordiluvialen Untergrundes des norddeutschen Flachlandes im Maßstabe 1 : 1 000 000.

Die Festschrift zum XII. Allgemeinen Deutschen Bergmannstage in Breslau 1913 gab ihm Veranlassung zu einer zusammenfassenden Darstellung des vortertiären Untergrundes des norddeutschen Flachlandes nebst Karte im Maßstabe 1 : 1600000 nach dem neuesten Stand der Wissenschaft und er beschreibt dort eine Schichtenreihe von 4600 m, dabei viele erstmalige Beobachtungen im Mesozoicum des deutschen Ostens. Die erfolgreiche Tätigkeit Jentzschs zur Klärung dieser überaus wichtigen Frage kann nicht besser veranschaulicht werden als durch einen Vergleich dieser Reihenfolge seiner Arbeiten.

Schon 1888 hatte er auf die große Bruchlinie hingewiesen, die sich von Schonen über Hohensalza nach Sadomir und von dort durch das südliche Rußland bis zur Halbinsel Mangyschlak verfolgen läßt. Westlich dieser Linie herrscht hercynisches Streichen, östlich davon liegt die russische Tafel. Das westlich gelegene Gebiet löst sich im Untergrund in ein Schollenland auf, in dem sich die Sprunghöhen zu Beträgen von 2000, wahrscheinlich 3000 m summieren und abwechselnd Kreide, Jura und Trias in dieselbe Meereshöhe bei söhliger Lagerung gebracht haben. Aber auch in Ostpreußen müssen postcretaceische Bruchlinien, allerdings mit Bruchlinien geringen Ausmaßes, vorhanden sein.

Diese Ausführungen wurden 1914 ergänzt durch den Nachweis der südlichen Fortsetzung des finnischen Schildes, der durch die Untersuchungen von Bohrungen aus Reval möglich wurde, die das Cambrium erschlossen, und durch eine 1918 abgeschlossene Arbeit über die nördliche Fortsetzung der oberschlesischen Keupertafel, auf die die Ergebnisse der Bohrung Mielencin im posenschen Kreise Schildberg hinwiesen.

Von besonderer Bedeutung war es daher, als auf Jentzschs Gutachten hin bei Schubin in Posen eine fiskalische Bohrung niedergebracht wurde, die mit 2149,45 m Teufe die zweittiefste der Welt war. Durch sie wurde u. a. die Zugehörigkeit des Posener Salzes, das hier mit 513 m senkrechter Mächtigkeit noch nicht durchsunken war, zum Zechstein bewiesen und die Verbreitung des Muschelkalkes von Schlesien über Rüdersdorf bis weit in die Provinz Posen hinein festgelegt.

Außer diesen beiden Hauptaufgaben verfolgte Jentzsch noch eine große Reihe von Fragen der allgemeinen Geologie, von denen nur einige erwähnt werden sollen.

Im Auftrag des Kgl. Ministeriums der öffentlichen Arbeiten schrieb er 1900 im Handbuch des deutschen Dünenbaus »Die Geologie der Dünen« und behandelte in 57 Kapiteln ihr Material, ihre Gestaltung, die Strukturen und Nebenerscheinungen, die Bedingungen des Wachstums in so erschöpfender und gründlicher Weise, daß nichts wesentlich Neues bis heute zu diesem Thema gesagt worden ist. Für das große Dünengebiet zwischen Warthe und Netze vertrat er im Gegensatz zu Solger auf Grund eigener Kartierung den Standpunkt, daß diese Dünen von Winden geschaffen sind, die mindestens eine von Westen her kommende Komponente hatten. Sie wuchsen auf den von Osten nach Westen wachsenden Anschwemmungen eines großen Binnensees. Daher sind die im Osten liegenden die ältesten.

Auf dem internationalen Geologenkongreß zu Stockholm 1910 sprach er über den Schuppenbau der Glazialbildungen und entwickelte Gedanken über den Einfluß subglazialer Wässer auf die Eisbewegung, die durch periodisch anschwellenden Druck eine oszillierende Bewegung der Gletscher fördern müssen. Auch die Bewegungsrichtung des Gletschers wird dadurch beeinflußt, und es können sowohl radiale als auch laterale Schuppenstrukturen in den Glazialbildungen entstehen. — So erklären sich die Wechsellagerungen von Glazial- und Fluvioglazial. Man darf daher gleichartige Schichtenfolgen weit entfernter Gegenden nicht ohne weiteres zeitlich parallelisieren.

In seinen letzten Veröffentlichungen über den Wasserhaushalt des Inlandeises und über die hochlagernden Blöcke Schlesiens knüpft er an diesen Vortrag wieder an, um besonders auf das erhebliche Mitwirken der Eisschmelzwässer beim Bewegungsvorgang einzugehen. Seine alte Neigung für geophysikalische Fragen tritt hier nochmals hervor.

Über die Theorie der artesischen Quellen und einige damit zusammenhängende Erscheinungen stellte er folgende Thesen auf:

1. Das einfache Prinzip kommunizierender Röhren genügt in manchen Fällen nicht zur Erklärung der artesischen Quellen.
2. Letztere sind nicht aus der Hydrostatik, sondern aus der Hydrodynamik in Verbindung mit Geodynamik und Physik zu erklären.
3. Insbesondere wirken dabei mit Gebirgsdruck, Capillarität, Beweglichkeit der Sandkörner, osmotischer Druck, säkulare, jährliche oder tägliche Bewegungen der Erdmassen, sowie makro- und mikroseismische Schwingungen.
4. Die seismischen Schwingungen wirken insofern mit, als sie mit Überwindung des Capillar-Widerstandes das Gesteinswasser nach der Richtung des geringsten Widerstandes befördern.

Das Interesse des neu gegründeten Fischereivereins der Provinz Ostpreußen regte zur Untersuchung der masurischen Seen an. Außer SCHUMANN hatte sich seit dem Jahre 1864 noch niemand wieder mit ihrer Natur beschäftigt. Jetzt aber wurde es notwendig, ihre Tiefen, die Bodenbeschaffenheit und die kleine Tierwelt zu studieren. Gemeinsam mit Prof. KUPFFER begann 1876 JENTZSCH einen Plan zur systematischen Erforschung dieser noch wenig bekannten Gewässer zu entwerfen. Zunächst wurde der Mauersee gelotet und dann die in der Nähe liegenden Seen; ferner wurden hier zoologische Studien getrieben. Aus diesen Arbeiten entwickelte sich von selbst die Frage nach ihrer Entstehung. PENCK sprach die Seen Norddeutschlands als Erosionstäler an, die lediglich infolge der durch das Abschmelzen des Inlandeises bedingten Änderung der Grundfläche als Wannen erscheinen. Demgegenüber war JENTZSCH der Auffassung, daß diese Formen durch die unter dem Inlandeis weit verbreiteten, stetig abfließenden Schmelzwässer, also subglazialen Wasserläufe, geschaffen wären, deren Bewegung in erster Linie von dem Verlauf der Wan-

dungen abhängig wäre und nicht von der Richtung der Schwerkraft, da es sich meistens um geschlossene Röhren handelte. — Auch der Untergrund der norddeutschen Binnenseen und die umgestaltenden Vorgänge in Binnenseen: die Gliederung in Zonen, die Entstehung des Schwefeleisens, die Beziehungen der Kalkabsätze zur Seentiefe, des Pflanzengürtels zum Bodenrelief, die Hakenbildung, die Wirkung der Strömungen und ihre Beeinflussung durch den Wind, durch die Entwicklung der Uferlinien und dergl. mehr, die örtliche Umgebung des Sees, werden sehr bald in den Bereich der Untersuchungen einbezogen, und die Ergebnisse hatten zur Folge, daß die Direktion der Geologischen Landesanstalt Jentzsch mit der Einrichtung eines Seen-Archivs beauftragte. Hier werden seitdem Karten und Nachrichten über alle preußischen Seen gesammelt und Material zur allgemeinen Seenkunde. Es galt zunächst eine Methode für die Seen-Untersuchung zu schaffen, und Jentzsch legte diese nieder in einer ausführlichen Anleitung zur Seen-Untersuchung. Als Ziel bezeichnete er, durch Ansammlung und Vergleichung von Einzelbeobachtungen allmählich zur Physiologie eines Sees zu gelangen, umfassend die Gesamtheit der in dem geschlossenen Raume eines Sees periodisch wiederkehrenden Wechselwirkungen, und darüber hinaus zur Geologie eines Sees, umfassend dessen erste Entstehung, seitherige und voraussichtliche künftige Umwandlung. »Schließlich werden wir die Seen in gewisse geologische, geographische, hydrologische und biologische Normaltypen sondern, und jeden einzelnen See unseres Landes einem oder mehreren dieser Typen mit Angabe der individuellen Abweichungen angliedern können«.

In Halbfass, Schild, Schütze, Samter und seinem Sohne Felix wurden ihm wertvolle Mitarbeiter, und von den Früchten dieser Arbeitsgemeinschaft zeugen die in sechs Bänden der Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt gesammelten »Beiträge zur Seenkunde«. Neben der speziellen Beschreibung vieler Seen der Mark Brandenburg, von Pommern und der östlichen Provinzen finden wir hier viele Arbeiten, die Jentzschs besonderes Interesse an allgemeinen Beobachtungen und Fragen aus der Seenkunde zeigen, so z. B. über die Selbsterhöhung von Seen und die Entstehung der Sölle, über die Chemie des Wassers norddeutscher Binnenseen, über versalzene Seen Norddeutschlands, über rechts- und linksläufige Seen, über das Profil der Ufersande u. a. m.

Die Folgen des Krieges haben leider die Fortführung auch dieser für die Geologie Norddeutschlands wertvollen Arbeiten lahm gelegt.

Die ganze mathematisch-physikalische Schulung, die Jentzsch auf der Schule und Hochschule genossen, brachte es mit sich, daß er sich besonders gern in geophysikalische Fragen vertiefte, zumal seine Studien über den tieferen Untergrund Norddeutschlands ihn fortwährend mit diesem Grenzgebiet in Berührung brachten. Schon 1876 hält er einen Vortrag über Lotablenkungen. Auch über den Zusammenhang der erdmagnetischen Linien mit dem geologischen Schichtenaufbau bestand bei ihm kein Zweifel, er wies aber nachdrücklich

darauf hin, daß der Mechanismus der Wirkungen strittig bliebe, »weil man nicht den Anteil der verschiedenen Erdtiefen an den magnetischen Vorgängen kennt, und weil höchstwahrscheinlich die örtlichen Ablenkungen erdmagnetischer Linien als Komponenten sehr verschiedenartiger Einflüsse zu denken sind«. Die örtlichen Gegensätze in den magnetischen Karten Norddeutschlands müssen in geognostischen Verschiedenheiten einer noch nicht näher bekannten Tiefenregion liegen. JENTZSCH teilte die Auffassung von TORNQUIST, daß die erdmagnetischen Anomalien auf elektrische Erdströme zurückzuführen seien, meinte aber, daß diese durch die chemische Beschaffenheit des Grundwassers beeinflußt würden, und erhoffte von Seiten der Telegraphenverwaltung Förderung dieses Gedankens. — Um Erfahrungen darüber zu sammeln, ob und in welchem Maße die oberen, dem Bergbau und der geognostischen Forschung unmittelbar zugänglichen Schichten der Erdrinde die magnetische Verteilung beeinflussen, hatte die Geologische Landesanstalt erdmagnetische Variationsbeobachtungen in einem der tiefsten Kohlenschächte Deutschlands, nämlich Zeche Grimberg bei Gelsenkirchen, bei 700—800 m Tiefe eingeleitet. Auch diese Messungen verfolgte JENTZSCH zur Klärung des Problems.

Auf der 15. allgemeinen Konferenz der internationalen Erdmessung zu Budapest wurden Untersuchungen angeregt, um festzustellen, ob, in welchem Ausmaß und in welcher Richtung noch gegenwärtig Bodenbewegungen stattfinden. Auf JENTZSCHs Veranlassung wurde daher die Strecke Lauenburg i. Pom. über Neustadt i. Westpr. nach Rheda i. Westpr. neu nivelliert. Diese Linie durchläuft das bekannte Urstromtal, das vom Leba-See zur Danziger Bucht läuft, also Meer und Meer verbindet. In der Mitte aber steigt es bis 50 m an. Eine relative Hebung hat hier das Tal gebrochen. JENTZSCH vermutete hier schon längst eine nach SSW gerichtete Hebungslinie, die von Rixhöft, der Nordspitze Westpreußens, ihren Anfang nimmt und parallel dem preußischen Weichseltal und den Längsachsen der Inseln Öland und Gotland läuft, und da diese Hebung von sehr jugendlichem Alter sein mußte, so lag die Annahme einer Fortdauer sehr nahe. Im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt von 1912 ist von JENTZSCH ausführlich darüber berichtet. Zu einem bestimmten positiven Ergebnis haben die Messungen infolge der Mannigfaltigkeit der Ursachen, die hier gewirkt haben können, leider nicht geführt.

In die Richtung dieser Arbeiten gehört auch ein Gutachten über die von der trigonometrischen Abteilung der Preuß. Landesaufnahme gestellte Frage: »Welche Gegend und welche engere Örtlichkeit zwischen Elbe und Oder, nördlich von Berlin, eignet sich geologisch am besten zur Anlage eines N. H. P. 1. Klasse?«

Nachdem die Sternwarte von Berlin nach Babelsberg verlegt war, wurde die Einrichtung eines anderen Normalhöhenpunktes 1. Klasse notwendig. Die richtige Lösung dieser Aufgabe ist für Menschenalter von weitestgehender Bedeutung.

Vom geologischen Standpunkt diskutierte JENTZSCH zunächst die einzelnen geologischen Schichten und Landschaftsformen für diesen

Zweck und entwickelte daraus die Bedingungen, die für einen so wichtigen Punkt erfüllt werden müssen. Schließlich brachte er einen Punkt dicht südöstlich der Straße Heidekrug—Wildermann an der Strecke Berlin—Manschnow in Vorschlag und konnte mit Genugtuung verzeichnen, die volle Zustimmung des Fragestellers zu seinen scharfsinnigen Ausführungen gefunden zu haben. —

Die erste Publikation Jentzschs war eine Notiz über Urnenscherben aus Lehm von Robschütz. Wenn er später, schon in seiner amtlichen Eigenschaft als Museumsdirektor, der deutschen Vorgeschichte sein Interesse widmete, galt es doch in allererster Linie den Spuren des ältesten Menschen.

Nachdem der Nachweis zweier Interglazialeiszeiten, die man zunächst in den Alpen erkannt hatte, Jentzsch für Ost- und Westpreußen gelungen war, lag die Hoffnung nahe, in diesen Schichten als Genossen der damaligen Tierwelt auch den Menschen zu finden oder wenigstens irgendwelche Anzeichen seiner diluvialen Existenz. Professor Rütimeyers Mitteilungen freilich über die ersten Spuren des interglazialen Menschen hielten der Kritik nicht stand. Er hatte 1875 zugespitzte Hölzer aus der entschieden interglazialen Kohle von Wetzikon in der Schweiz für Produkte menschlicher Tätigkeit angesprochen. Jentzsch erbrachte wenige Monate später durch gleiche Funde auf der Kurischen Nehrung den Nachweis, daß diese Hölzer lediglich durch fliegenden Sand abgeschliffen und zugespitzt sind, und legte auch auf der Naturforscherversammlung in Hamburg 1876 sein Material vor. Aber erst nach 24 Jahren brach sich seine Auffassung Bahn, als Professor Schröter-Zürich sie durch eigene Untersuchungen bestätigte.

Dagegen konnte Jentzsch durch die Untersuchung einer Reihe von Bohrungen, die die königliche Fortifikation zu Posen niedergebracht hatte, die interglaziale Stellung der Fundschicht zweifelsfrei belegen, aus der G. Maas am Schilling jene zwei geschlagenen Feuersteine gesammelt hatte. Er hielt dieses Interglazial für älter, als das von Ost- und Westpreußen.

Auf Veranlassung von Hans Virchow untersuchte er 1915 auch die diluvialen Kalktuffe von Ehringsdorf bei Weimar, die bekanntlich den nordische Geschiebe führenden Ilmschottern aufgelagert, also jünger als die älteste Vereisung Thüringens sind. In der ganzen etwa 20 m mächtigen, horizontal gebankten Kalkablagerung kann der Seenforscher nur das Produkt der Wucherung von jüngerem Chara-Rasen auf älterem erkennen, petrographisch und biologisch ein einziges Ganzes, in dem die menschlichen Spuren in scharf begrenzten Fundschichten beisammen liegen.

Zur 40. Hauptversammlung der Deutschen Anthropologischen Gesellschaft zu Posen 1909 weist er in einem Aufsatz der Zeitschrift der Naturwissenschaftlichen Abteilung der deutschen Gesellschaft für Kunst und Wissenschaft zu Posen auf die Beziehungen zwischen Geologie und Urgeschichte des deutschen Ostens hin.

Aber außer diesen rein wissenschaftlichen Aufgaben galt sein Interesse auch allen praktischen Fragen der Geologie.

So erstattete er in der 5. Sitzung der Kgl. Zentral-Moor-Kommission in Berlin 1877 einen ausführlichen Bericht »über die Moore der Prov. Preußen, ihre Ausdehnung, Beschaffenheit und Verwendungsfähigkeit zu technischen und Kulturzwecken« und empfahl am Schluß 1. die Aufnahme einer Statistik der Moore; 2. Anstellung von Versuchen über die Verwendbarkeit; 3. staatliche Untersuchungen und Subvention für Kultivierung der Moor- und Heideflächen.

Die Kriegsrohstoffwirtschaft veranlaßte ihn zu einer zusammenfassenden Darstellung der von ihm schon 1879 festgestellten Phosphatvorkommen in Westpreußen.

Zahlreich sind seine Gutachten für Wasserversorgungen, von denen besonders die für Königsberg i. Pr., Danzig, Elbing, Memel hervorgehoben seien. Zahlreich sind die Fälle, in denen man ihn um Begutachtung von Bohrungen für andere wirtschaftliche Zwecke ersuchte, z. B. von Bohrungen nach Braunkohle, Sole oder Petroleum, oder in denen man seinen Rat auf anderen Gebieten der praktischen Geologie wünschte (z. B. Schneidemühl, Hohensalza, Sperenberg). Oftmals wurde er zum Gerichtssachverständigen ernannt.

Aber er selbst suchte auch das Verständnis für die Arbeiten der Geologischen Landesanstalt in weiten Kreisen zu beleben. Mit den Leitern der staatlichen oder städtischen Sammlungen in den Städten des Ostens stand er im regen Verkehr und versäumte nicht, bei gelegentlichen Dienstreisen sie zu besuchen. Viel Anregung ist dadurch von ihm ausgegangen, es sei nur an das Kaiser-Friedrich-Museum in Posen und an das Städtische Museum in Thorn erinnert.

Ferner waren es die Landwirte, bei denen er das Interesse für die geologisch-agronomische Karte zu wecken suchte. Zu diesem Zwecke zerlegte er die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Roggenhausen in 12 Einzelkarten so, daß alle für den Landwirt wichtigen Fragen bequem abzulesen waren. Vor dem deutschen Landwirtschaftsrat sprach er zweimal über die Bedeutung der Bodenkunde der geologischen Karte für die praktische Landwirtschaft, und wo es sonst galt, auf die Geologische Landesanstalt als die für Wissenschaft und Wirtschaft wichtigste Kulturbehörde hinzuweisen, tat er es in Wort und Schrift.

Das Bild von der wissenschaftlichen Tätigkeit JENTZSCHs wäre aber unvollständig, wollte man nicht seines Wirkens als Vorsitzender des Preußischen Botanischen Vereins gedenken und der von ihm zum 350jährigen Jubiläum der Universität Königsberg herausgegebenen Festschrift über den Frühlingseinzug des Jahres 1893, und als desjenigen, der den Schutz auch der Naturdenkmäler im Osten in die Wege geleitet hat.

Im Jahre 1893 beschloß der Provinziallandtag die Bildung einer Kommission zur Erforschung und zum Schutze der Denkmäler der Provinz Ostpreußen. Von 1896—1899 hat JENTZSCH dieser Kommission gemeinsam mit dem Prov.-Konservator BÖTTICHER und Prof. BEZZENBERGER angehört, und seiner Anregung war es zu verdanken, wenn außer den Denkmälern und Altertümern im engeren Sinne vor

allem auch gewisse, durch ihr Alter oder besondere Umstände merkwürdige Naturgebilde zum Gegenstand provinzieller Denkmalspflege gemacht wurden. So sollten alte Bäume und einzelne erratische Blöcke von ganz besonderer Größe vor der Zerstörung geschützt werden. Zu diesem Zweck wurde ein von Jentzsch verfaßter Fragebogen durch den Oberpräsidenten verschickt, und das Ergebnis dieser Umfrage legte Jentzsch in dem 8. Heft der Beiträge zur Naturkunde Preußens nieder: »Nachweis der beachtenswerten und zu schützenden Bäume, Sträucher und erratischen Blöcke in der Provinz Ostpreußen. 17 Tafeln. Königsberg 1900«. Aber es genügte ihm nicht, die im Lande verstreuten Naturdenkmäler zu entdecken, zu verzeichnen und nach ihrem wissenschaftlichen und ästhetischen Werte auf ihre Erhaltungswürdigkeit zu prüfen: viele sind auch ohne Zutun des Menschen dem Verfall oder der Veränderung und Fortentwicklung unterworfen. Vielmehr hielt er es für richtig, zunächst festzustellen, ob und durch welche Mittel dem natürlichen Verfall überhaupt vorgebeugt werden könne, und dann erst zu versuchen, die Menschen und Wege zu finden, diese Mittel zu gewinnen.

Aber auch während seiner Amtstätigkeit in Berlin, als dann der Staat die Aufgabe der Naturdenkmalspflege übernommen hatte, hat Jentzsch sich weiterhin rege an der Förderung dieser Bestrebungen beteiligt, und noch im Jahre 1920 hielt er auf der 10. Konferenz für Naturdenkmalspflege einen Vortrag über die Bodenverhältnisse und ihre Denkmäler in den nach dem Friedensvertrag abzutretenden östlichen Gebieten.

Jentzsch hatte sich sofort im Jahre 1875 an der Albertus-Universität zu Königsberg habilitiert. Er wurde auf Grund seiner bis dahin veröffentlichten Arbeiten zur Habilitation für Geologie, Paläontologie und Mineralogie zugelassen. Das Thema seiner Probevorlesung lautete: »Über den Basalt« und das seiner Antrittsvorlesung: »Über das Schwanken des festen Landes«. Seine Referenten waren Prof. Dr. Max Bauer und Geheimrat Prof. Dr. Franz Neumann. Er las Geologie, Mineralogie, Petrographie und Bodenkunde. Seine Vorlesungen brachten eine außerordentliche Fülle von Stoff und Anregungen und waren ebenso, wie die von ihm geleiteten Exkursionen, stets gründlich vorbereitet. Manchem seiner Hörer begegnete er im späteren Leben als Kollegen wieder. Wenn nun auch nicht allein der Vortrag des Redners Glück macht, so ist er doch gerade für den akademischen Lehrer von nicht zu unterschätzendem Werte. Leider war diese Gabe Jentzsch nicht beschieden. Freilich lag dies nicht daran, daß er das Wort nicht meisterte, im Gegenteil: er schrieb einen gewandten Stil, verfügte über klare Disposition seiner Gedanken und war ein Feind aller Phrasen. Die große Zahl seiner Veröffentlichungen zeigt, wie schnell ihm die Tinte aus der Feder floß, und seine Arbeiten mit den zahlreichen eigenen Beobachtungen und Anregungen werden immer grundlegend für die Geologie Norddeutschlands bleiben, aber sein Vortrag litt bedauerlicherweise unter einem Sprachfehler, der sich durch die infolge einer im frühen Kindesalter ausgeführten Tracheotomie entstandene

Schiefstellung des Kehlkopfs herausgebildet hatte. Dieser Operationsfehler erklärt sich daraus, daß JENTZSCH der erste Patient war, an dem der Luftröhrenschnitt in Deutschland ausgeführt wurde. Und JENTZSCH hing mit ganzem Herzen an seiner Dozentenstellung. Sein umfangreiches Wissen und seine pädagogischen Gaben befähigten ihn in besonderem Maße zum Lehrer der akademischen Jugend, und als er später in Berlin seine akademische Tätigkeit nicht fortsetzen durfte, ergriff er stets freudig jede Gelegenheit, wenn es galt, einen Kursus für Landwirtschaftslehrer im Osten oder im Westen abzuhalten, wenn er an der Akademie in Posen einige Vorträge übernehmen konnte, oder wenn sonst ein wissenschaftlicher oder wirtschaftlicher Kreis ihn einlud. Noch 1918 übernahm er vertretungsweise die Vorlesungen für Prof. SCHUCHT an der Landwirtschaftlichen Hochschule. 1889 wurde ihm der Titel »Professor« verliehen.

ALFRED JENTZSCH war es, der zuerst die Notwendigkeit einer technischen Hochschule für den Osten und zwar in Danzig ausgesprochen und in der Presse behandelt hatte, als von anderer Seite die Gründung einer Universität in Danzig, Graudenz, Bromberg oder Posen diskutiert wurde. In der Danziger Zeitung vom 17. und 18. Oktober 1896 veröffentlichte er einen Artikel über »Die Westpreußische Hochschule der Zukunft« und warf die Frage auf: »Brauchen wir denn eine neue Universität?« um darauf zu antworten: »Für den Bedarf, den Staat und Volk an solchen Männern haben — die nach tiefer und allseitiger Ausbildung wichtige Ämter bekleiden und verantwortliche Stellungen im öffentlichen Leben einnehmen sollen, — sind die vorhandenen Universitäten mehr als ausreichend. Es ist sogar wünschenswert, daß der Zudrang zu den Universitäten verringert werde ..... Eine westpreußische Universität würde aber eine der kleinsten sein, denn selbst Königsberg gehört heute zu den kleineren Universitäten«. Er führt des weiteren aus: für die Universität Königsberg würde eine Neugründung in Danzig direkt gefährlich werden. Für die Professoren aber würde dort die Tätigkeit bei der voraussichtlich geringen Zahl der Studierenden auf die Dauer unbefriedigend sein, und für den Staat wäre es eine Verschwendung von Mitteln zu unproduktiven Zwecken. Freilich sind Westpreußen und Posen die einzigen Provinzen ohne Hochschulen und haben ein starkes moralisches Anrecht auf eine solche. Was aber der Osten braucht, ist eine technische Hochschule. Wer aus den östlichen Provinzen Technik studieren will, ist gezwungen, mindestens nach Berlin zu gehen. In dem zwar industriearmen Osten wäre gerade in Danzig, wie in keinem zweiten Orte Deutschlands, Gelegenheit geboten, das Studium des Wasserbaues durch hervorragende, praktische Anschauungen zu unterstützen, denn keine einzige Technische Hochschule liegt am Meere. Aber nicht nur für den deutschen Schiffsbau, auch für den Brückenbau und den Hochbau wären hier die Verhältnisse denkbar günstig. Die Gründung einer Technischen Hochschule im Osten würde auch auf die Industrie der östlichen Provinzen befruchtend wirken und dadurch indirekt der Landwirtschaft zum Nutzen gedeihen.

Dieser Gedanke Jentzschs, der außerdem in seiner Denkschrift an den Oberpräsidenten von Westpreußen, Staatsminister v. Gossler, einen Mann von seltenem Weitblick, zum Ausdruck kam, gab den direkten Anstoß zur Gründung der Technischen Hochschule in Danzig. v. Gossler und der Reichstagsabgeordnete Rickert setzten sich energisch für den glücklichen Vorschlag ein, und die Stadt Danzig selbst stellte sofort einen geeigneten Platz zur Verfügung. Obwohl Jentzsch bei einem Besuch im Kultusministerium im Oktober 1898 die Berufung an die neuzugründende Hochschule bestimmt in Aussicht gestellt war, obwohl sich der damalige Direktor der Geologischen Landesanstalt Geheimrat Hauchecorne und ebenso sein Nachfolger Schmeisser nachdrücklich dafür eingesetzt hatten, sah sich Jentzsch in seinen Hoffnungen schwer getäuscht, als die Hochschule 1904 eröffnet wurde. Wenn er auch wohl selber das Gefühl hatte, daß man in seinem Alter nicht wissen kann, wieviel Jahre zu lehren einem noch beschieden sind, so war es für ihn, den Vater des Gedankens, doch eine bittere Kränkung, sogar mit der Einladung zur Eröffnungsfeier übergangen zu werden. Daß er bei seinem Ausscheiden aus dem Staatsdienste im Jahre 1921 zum Dr. ing. E. h. von der Technischen Hochschule in Danzig promoviert und im Diplom seine Verdienste um die Gründung der Hochschule und um die Erforschung der Braunkohlenlager des Ostens besonders hervorgehoben wurden, hat ihn zwar gefreut, war aber ein zu später Trost für ihn.

Bei seinen wissenschaftlichen Arbeiten kam es Jentzsch außerordentlich zustatten, daß er durch viele Reisen im In- und Ausland seine Anschauung erweitern und durch persönliche Aussprache mit Fachgenossen Gedankenaustausch pflegen konnte. Er konnte von sich sagen: »Was ich nicht erlernt hab', das hab' ich erwandert«. Er besuchte seit 1872 fast regelmäßig die jährlichen Hauptversammlungen der Deutschen Geologischen Gesellschaft und der Deutschen Naturforscherversammlung und durchwanderte auf diesen Exkursionen alle deutschen Gaue. Noch im Jahre 1921 fuhr er zur Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach Darmstadt. 1878 reiste er zur Weltausstellung nach Paris. 1888 machte er eine wissenschaftliche Reise nach Skandinavien und England. Er studierte dort das Kreide-, Lias- und Silurgebiet der Gegend von Tomelilla im nördlichen Schonen, in der weiteren Umgebung von Uddevalla unter der Führung Baron de Geers die berühmten diluvialen Muschelbänke. Holmström führte ihn selbst zu dem klassischen Diluvialaufschluß von Bjerred, sowie zu den Tonen von Lomma. In Kopenhagen besuchte er Johnstrup und mit Torell und Lundbohm, mit denen er in London beim internationalen Geologenkongreß zusammentraf, identifizierte er an der englischen Ostküste schwedische Geschiebe mit ostpreußischen. 1894 beteiligte er sich am internationalen Geologenkongreß in Zürich und lernte unter Pencks und Brückners Führung die Alpenwelt kennen bis hin nach Oberitalien. 1897 war er zur gleichen Veranstaltung in Petersburg und die Exkursionen führten ihn nach Finnland, dem Ural und dem Kaukasus. 1910 zum Kongreß in Stockholm sah er

Lappland und die Lofoten. Und dazu kamen noch seine fast jährlichen privaten Reisen.

Überblicken wir noch einmal das überaus große und vielseitige, hier nur kurz skizzierte Arbeitsgebiet und sehen die Fortschritte, die die Wissenschaft durch JENTZSCH erfahren, und die Erfolge, zu denen die Geologie ausgewertet wurde, so schauen wir staunend zu der Arbeitskraft und dem Schaffensdrang eines Menschen auf, von dem wir mit Stolz bekennen dürfen: »denn er war unser!« Möglich konnte diese Leistung nur einem durch und durch logischen Kopf werden, der in der Lage war, jeden Gedanken bis zu Ende zu denken. Und das fühlt man aus jeder Zeile seiner Publikationen. Es war nicht zuviel gesagt, wenn beim Weggange JENTZSCHs von Königsberg SCHELLWIEN bei der in der Palästra Albertina am 11. November 1899 veranstalteten Abschiedsfeier ihn als »den genialen Erforscher des Diluviums« feierte. Kaum 34 Jahre, hatte das Brockhaussche Konversations-Lexikon eine Biographie von ihm veröffentlicht. Lange Jahre war er in Königsberg der Geologe von Ost- und Westpreußen, und Bände füllen die Schreiben staatlicher und kommunaler Behörden und von Privatpersonen, die ihn um seinen Rat angingen; er konnte mit Recht auf das Ansehen, das er genoß, stolz sein und war es auch. »Freude an der Arbeit kann ohne den berechtigten Stolz auf dieselbe nicht dauernd bestehen.« (Lazarus.)

Vor mir liegen die sorgfältig geführten Verzeichnisse der Fachgenossen, mit denen JENTZSCH im Schriftenaustausch stand. Über 300 Namen des In- und Auslandes enthalten sie. Seine umfangreiche Privatbibliothek war ein stolzer Schmuck seines Studierzimmers.

Viele wissenschaftliche Gesellschaften zählten ihn zu ihrem korrespondierenden Mitgliede, mehrere zu ihrem Ehrenmitgliede. Erwähnt sei nur, daß die Deutsche Geologische Gesellschaft 1921 ihn durch diese Auszeichnung ehrte. Bei der Kaiserlichen Leopoldinischen Akademie in Halle bekleidete er schon seit 1896 das Amt eines Adjunkten.

Aber einer Gelehrtennatur Gedanken gehen über das Einzelne hinaus zum Ganzen, sie streben darnach, den Sinn und die Bedeutung aller Dinge zu gewinnen und sie zu verknüpfen zu einer Weltanschauung. Wie schon einst den Weisen von Königsberg der gestirnte Himmel mit immer neuer und zunehmender Bewunderung und Ehrfurcht erfüllt hatte, so wurde auch für JENTZSCH besonders durch die enge Freundschaft, die ihn mit dem Astronomen JULIUS FRANZ verband, »das Heer der ewig in seinen Grenzen schwingenden Lichtkörper« zur Quelle nicht nur vieler Probleme, sondern der Andacht vor dem Unendlichen und Unergründlichen. Religion war ihm Erleben und ihr schönster Ausdruck »beharrliches Wirken mit den verliehenen Kräften«. So fand er den Weg zur deutschen Freimaurerei. Als Mitglied der Großen Landesloge der Freimaurer in Deutschland, der unsre beiden ersten deutschen Kaiser angehört haben, hat er eine eifrige Tätigkeit entfaltet, während der Kriegszeit besonders auch als zugeordneter Landesgroßmeister. Zahlreiche seiner Reden sind in die freimaurerische Literatur übergegangen. — In der Erkenntnis, daß die Wurzeln echter Geisteswissenschaft nur im Boden eines freien Protestantismus gedeihen

können, trat er schon in Königsberg in den Vorstand des Evangelischen Bundes ein. »Mensch sein, ist die Summe der Religion und der Weisheit.« (Lavater.)

Um so mehr mußte es ihn schmerzen, daß er sich Jahre lang vergeblich bemühte, eine planmäßige Stelle an der Geologischen Landesanstalt zu bekommen. Von 1881—1899 war er Hilfsgeologe und bezog eine unveränderte Jahresremuneration von 2700 M. An seine etatsmäßige Anstellung knüpfte man die Bedingung, daß er seinen Wohnsitz nach Berlin verlegen müsse. Die ungleichmäßige Behandlung, die ihm in diesem Punkte gegenüber seinem jüngeren Kollegen Klebs widerfuhr, kränkte ihn schwer. Dazu kam, daß er mit der niedrigsten Gehaltsstufe als Landesgeologe beginnen mußte — seine wiederholten Eingaben, die wirtschaftliche Lage ihm und seiner großen Familie zu erleichtern, waren wohlbegründet — und bis in sein hohes Alter hinein empfand er diesen Umstand als eine durch nichts gerechtfertigte Zurücksetzung, über die ihm weder die Verleihung der üblichen Ordensauszeichnungen, noch die Ernennung zum Geheimen Bergrat (1907) weghelfen konnte.

Es kann nicht wundernehmen, daß die Betätigung Jentzschs auf den verschiedensten Gebieten hier und dort zu Reibungen führen mußte. Durch die langen Königsberger Jahre war er zu sehr an eine vollkommen unabhängige Tätigkeit gewöhnt, als daß er sich als Gelehrter gleich in eine Behörde eingliederte, die einen Teil ihrer Arbeit geschäftsmäßig erledigen muß. Außerdem hatte sich durch seinen Entwicklungsgang das Streben herausgebildet, alle Aufgaben, die die Geologie des deutschen Ostens stellte, an sich zu ziehen, und dadurch mutete er sich oftmals mehr zu, als er selbst leisten konnte.

Hätte Gott mich anders gewollt,
So hätt' er mich anders gebaut;
Da er mir aber Talent gezollt,
Hat er mir viel vertraut.
Ich brauch' es zur Rechten und Linken,
Weiß nicht, was daraus kommt;
Wenn's nicht mehr frommt,
Wird er schon winken. (Goethe)

Während der Aufnahmetätigkeit im Feld lebte er völlig anspruchslos und gönnte sich kaum eine Erholung. Er war von früh bis zum späten Abend unterwegs. Sein Frühstück verzehrte er im allgemeinen im Gehen, nur wenn er sich Notizen über seine Beobachtungen machte oder Profile zeichnete — es genügt hier zu bemerken, daß das Archiv der Geologischen Landesanstalt weit über 300 Notizbücher mit geologischen Aufzeichnungen von ihm besitzt —, gönnte er sich an einem Feld- oder Waldrand eine kurze Pause. Selbst an das Abendessen schloß er öfters noch einen längeren Spaziergang.

Mit seinen jüngeren Kollegen, die durch gemeinsame dienstliche Aufgaben mit ihm in Beziehungen standen, verkehrte er in liebenswürdigster kollegialer Weise und gab ihnen in der Unterhaltung immer das Beste aus seinem umfangreichen Wissen und seiner reichen

Erfahrung. Und wem sich die Pforten des gastfreien Hauses öffneten, der wird gern der frohen Stunden dort gedenken.

Wenn seine Königsberger Jahre seine glücklichsten genannt wurden, so beruht das zuletzt darin, daß er hier sich einen eigenen Hausstand gründen konnte, aus dem ihm viel Glück und Freude entsprossen ist. Er verheiratete sich am 21. August 1880 mit der Tochter des Königsberger Stadtverordneten Dr. med. FALKSON, die ihm nicht nur ein treuer fürsorglicher Lebenskamerad wurde und ihm zwei Knaben und zwei Mädchen schenkte, sondern die auch mit seltenem Verständnis an seinen wissenschaftlichen Arbeiten teilnahm. Wenn ihm auch das Leid nicht erspart blieb, da sein hochbegabter Sohn ROBERT, Privatdozent der Mathematik an der Berliner Universität, im Weltkriege fiel und seine eine Schwiegertochter von einem tragischen Tod überrascht wurde, so fand er doch aus dem Nachklang schöner Tage die Tröstung für die Gegenwart. Als er im Jahre 1921 in den Ruhestand trat, verlegte er seinen Wohnsitz nach Gießen, um den Lebensabend in der Nähe seines Sohnes FELIX, der, wie einst er, die akademische Laufbahn gewählt hatte, zu genießen. »Das ist der glücklichste Mensch, der das Ende seines Lebens mit dem Anfang in Verbindung setzen kann«, schreibt der Große von Weimar. In den letzten Jahren beschäftigte JENTZSCH sich im Auftrag der Schichauwerft-Elbing mit den Braunkohlenlagerstätten des Ostens und der Frage ihrer Nutzbarmachung. So wurde es ihm mitten in der schwierigsten Inflationszeit 1923 vergönnt, noch einmal seine zweite Heimat Königsberg aufzusuchen und liebgewordene Erinnerungen und, sei es auch nur an den Gräbern lieber Menschen, an sich vorüberziehen zu lassen. Es sollte sein Abschiedsbesuch gewesen sein. Sein sonst so unverwüstlicher Gesundheitszustand war seit 1921 stark geschwächt infolge fortschreitender Arteriosklerose. Er entschlief am 1. August 1925 und ward auf dem Friedhof in Gießen bestattet.

»Sterben ist nur eines Tages Enden,
Tod nur Schlaf der niemals wach Gewes'nen.
Nie entschläft, wer einmal wach gelebt!« (Wildenbruch)

J. Behr.

Schriften

1871. Urnenscherben aus Lehm von Robschütz. In Mitt. a. d. Kgl. mineralog. Museum zu Dresden. 1870—1871.
— Mikroskopische Untersuchung eines Braunkohlenholzes, *Cupressoxylon protolarix*, von Beiersdorf bei Grimma. Isis Dresden 1871, Sitzber. S. 90—91.
— Erdiger Vivianit am Bienitz bei Leipzig. Isisber. 1871, 91.
— Über den Fund von *Buccinum* in einem geschiebefreien Sande von Pulsnitz. Isis Dresden 1871, Sitzber. S. 91—92.
— Über den Löß des Saaltales. Isisber. 1871, 148—150.
1872. Bemerkungen zu: SCHAUFUSS »über archäologische Funde bei Gauernitz«. (Zool. Mitt. Dresden 1871, S. 161.) In Corresspbl. d. d. anthrozol. Ges. 1872, S. 31.
— Über seine Vorarbeiten zur geologischen Karte von Sachsen, spez. über die beim Bau der Leipzig—Zeitzer Eisenbahn erlangten Aufschlüsse. Tageblatt des Leipziger Naturforscherver. 1872 vom 14. Aug., S. 128—129.

1872. Über die Gliederung und Bildungsweise des Schwemmlandes in der Umgegend von Dresden. (Neues Jahrb. f. Min., Geolog. u. Pal. Jg. 1872, S. 449—480.)
— Über das Quartär von der Gegend Dresden und über die Bildung des Löß im Allgemeinen. Leipziger Inaug.-Diss., Halle 1872. (Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. Halle, Bd. 40, 1872, S. 1—99.)
1873. Über die ersten Pfahlbauten in Sachsen. Isisber. 1873, 1—3.
— Über Pfahlbauten in der Elster bei Leipzig. Verh. geol. Reichsanstalt. 1873, S. 46—47.
— Über den ersten Pfahlbau in Sachsen. Leipz. Ztg., 21. Jan. 1873, No. 18, S. 450, cf. Corr. Bl. d. d. anthop. Ges. 1873, 14.
— Über die Ursachen der Eiszeit. (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Jg. 1873, S. 28—32.)
— Bemerkungen zu: Mothes »Über die Ausgrabungen in der Elsterniederung«. Leipz. Tagebl. 24./I. 1873, No. 24. In Leipz. Tagebl. 28./I. 1873, No. 28, 2. Beilage, S. 473.
— Über die Systematik und Nomenclatur der rein klastischen Gesteine. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 25, 1873, S. 736—744.)
1874. Die Erzgänge von Langenstriegis bei Frankenberg. Sitzber. d. Naturf.-Ges. Leipz. 1874, S. 44—50. Sitzg. v. 11. Dez. 1874.
— Die Geologische und mineralogische Literatur des Königreichs Sachsens und der angrenzenden Länderteile von 1835—1873. Leipzig 1874. XVIII. u. 132 S. R. Z. f. d. ges. Naturwiss., Bl. XLIV. 1874, S. 523—528.
— Nachträge zur geognostischen Literatur Sachsens. Zeitschr. f. ges. Naturwiss., Bd. XLIV, 1874, S. 528 - 532.
— Bemerkungen zu: Credners »Mitteilung über schwedische Silurgeschiebe bei Leipzig«. Sitzber. d. Naturfr. Ges. Leipzig I. 1874, S. 2—3.
1875—1877. Berichte an die Physikal.-Ökonom. Gesellschaft Königsberg über seine geognostische Tätigkeit. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1875, S. 42 u. Beilage A; 1876, S. 35; 1877, S. 6, 43.)
— Bericht über die geognostischen Kartenaufnahmen innerhalb der Provinz Preußen in den Jahren 1874 und 1875. (Schriften der Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg 1875, Beilage A, S. 6—9.)
— Bericht über die Provinzialsammlung der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft. 1. Geologische Sammlung. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Sitzber. 1875, Beilage B, S 10—11, 37—38, 42—43)
— Über einen angeblichen Beweis für die frühere Existenz des Menschen in Europa. (Schriften d. Phys.-Ök. Ges. Königsberg. Sitzber. 1875, S. 42).
— Das Schwanken des festen Landes. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 25. 1875, S. 91—106.)
— Aufruf zum Sammeln, Königsberg i. Pr.
1876. Über Sektion Nordenburg der geologischen Karte der Provinz Preußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1876, S. 3—4.)
— Über Reste von Büffeln in der Provinz Preußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1876, S. 9—10.)
— Über Lothablenkungen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1876, S. 10—11.)
— Über einen Pfahlbau unbekannten Alters bei Claussen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1876, S. 21.)
— Feuersteinwerkstätte bei Claussen in Masuren. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1876, S. 22.)
— Über die neuesten Entdeckungen in der Diluvialfauna Ostpreußens. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1876, S. 22.)
— Kupffer u. Jentzsch, Excursion nach den masurischen Seen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1876, S. 26.)
— Beiträge zur Kenntnis der Bernsteinformation. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 17. 1876, S. 101—108.)
— Die geognostische Durchforschung der Provinz Preußen im Jahre 1876. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 17. 1876, S. 109—170.)
— Mitteilungen an Professor H. B. Geinitz über das Auffinden von Ledathon in der Provinz Preußen. (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Jg. 1876, S. 738—740.)
— Über eine Glazialfauna in Ost- und Westpreußen. (Tageblatt der Naturforscherversammlung zu Hamburg, S. 98.)
— Vorlage gutgespitzter Hölzer. (Naturforscherversammlung zu Hamburg, S. 99.)

1877. Über eine Seekarte des späten Mittelalters. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 4. Jan. 1877, S. 3—5.)
— Jahresbericht über die geognostische Durchforschung der Provinz, Fortsetzung. (Ztg. d. phys. ökonom. Gesellsch. 1877. Sitzber. 4. Jan. 1877, S. 6.)
— Über Abbildungen heidnischer Preußen auf einer Weltkarte von 1452. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1877, S. 24.)
— Wassergewinnung aus artesischen Brunnen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1877, S. 24.)
— Die geologische Durchforschung Ost- und Westpreußens im Jahre 1877. (Altpreußische Monatsschrift, Bd. XV, Heft 3 u. 4, p. 318—332.)
— Über den angeblichen Steppencharakter Mitteleuropas am Schlusse der Eiszeit. (Sitzber. der Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, 2. Nov. 1879, S. 10—11.)
— Für das Geologische Provinzialmuseum eingegangene Geschenke. (Sitzber. d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, S. 25, 26—27, 36—38.)
— Die geognostische Durchforschung der Provinz Preußen im Jahre 1877. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, Bd. 18, S. 185—257.)
— Über Gletschertöpfe in Sachsen und die Verbreitung des Eises in der Diluvialzeit. Isis Dresden 1877. Sitzber. S. 110.
— Bericht über die Moore der Provinz Preußen. (Protok. d. V. Sitzung d. Kgl. Central-Moor Commission zu Berlin vom 13. Dezbr. 1878.)
1877—1878. Über Richthofens Lößtheorie und den angeblichen Steppencharakter Central-Europas am Schlusse der Eiszeit. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 18. 1877, S. 161—168. Sitzber. 1878, S. 10—11.)
1878. Über Section Friedland der geologischen Karte der Provinz Preußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1878, S. 33.)
— Über geologische Karten auf der Pariser Weltausstellung. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königberg. Sitzber. 1878, S. 41—43.)
— Über geologische Specialkarten Deutschlands. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1878, S. 44.)
— Über die Moore der Provinz Preußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 19. 1878, S. 91—131.)
— Bemerkungen über Diluvialfauna. (N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Jg. 1878, S 388—391.)
1879. Blatt 97. Schellenberg-Flöha. Aufnahme gemeinsam mit A. SAUER, TH. SIEGERT, A. ROTHPLETZ abgeschlossen 1879.
— Über das Vorkommen von Cenoman und Untersenon-Geschieben usw. (Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 31, S. 790. 1879.)
— Über das Projekt einer detaillierten Höhenschichtenkarte Ost- und Westpreußens. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1879, S. 4—5.)
— Über den Untergrund des norddeutschen Diluviums. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1879, S. 45—48.)
— Die Zusammensetzung des altpreußischen Bodens. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellschaft Königsberg. Jg. 20. 1879, S. 43—102.)
— Mittheilungen an Professor H. B. GEINITZ über die Diluvialfauna Ost- u. Westpreußens. (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Jg. 1879, S. 145—146.)
1880. Über die Statik der Kontinente und die angebliche Abnahme des Meereswassers. (Tageblatt d. 53. Versamml. d. Naturforsch. S. 1—6.)
— Über Phosphoritvorkommen in Westpreußen und im nordöstlichen Deutschland überhaupt. Tageblatt der 53. Versammlung deutscher Naturfreunde u. Ärzte in Danzig. S. 284—285.
— Über völlig abgerundete große Gerölle. (Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 32, S. 421.)
— Übersicht der silurischen Geschiebe Ost- und Westpreußens. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 32. 1880, S. 623—630.)
— Über geschichtete Einlagerungen des Diluviums und deren organische Einschlüsse. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 32, S. 666—670, 1880.)
— Über Spuren der Trias bei Bromberg. Vorläufige Mitteilung. (Dieses Jahrb. 1880, S. 346—350.)
— Über ein senones Geschiebe im Diluvium von Riesa bei Meißen. Isis Dresden 1880, Sitzber. S. 4—5.
— Riesenkessel und geologische Orgeln in Norddeutschland. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1880, S. 8.)

1880. Über den neuesten Versuch des Generalstabes zu einer Höhenschichtenkarte der Provinz Preußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1880, S. 9—11.)
— Über Section Heiligenbeck der geologischen Karte der Provinz Preußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1880, S. 11.)
— Für das Geologische Provinzialmuseum eingegangene Geschenke. (Sitzber. der Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, 1878, S. 29—30, 1879, S. 12, 1880, S. 30—31.)
— Renthierreste Ost- und Westpreußens. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 32, S. 760—762 in Struckmann, Über die Verbreitung des Renthiers.)
— Einige periodische Erscheinungen in der anorganischen Natur. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1880, S. 13—16.)
— Über einige Beziehungen zwischen altpreußischen und mitteldeutschen Tertiär. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1880, S. 16.)
— Die organischen Einschlüsse des norddeutschen Diluviums. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber, 1880, S. 37—38.)
— Die geolog. Erforschung des norddeutschen Flachlandes insbesondere Ost- und Westpreußens in den Jahren 1878, 1879, 1880. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, Bd. 21, S. 131—208, 1880.)
1881. Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder. (Dies. Jahrb. 1881, S. 546—570.)
— Geognostische Skizze des Kreises Lötzen in v. Lyncker, Statistik des Kreises Lötzen.
— Über Kugelsandsteine als charakteristische Diluvialgeschiebe. (Dies. Jahrb. 1881, S. 571—582.)
— Ein Tiefbohrloch in Königsberg. (Dies. Jahrb. 1881, S. 583—594.)
— Cleve und Jentzsch, Über einige diluviale und alluviale Diatomeenschichten Norddeutschlands. (Schriften d. Phys-Ök. Gesellsch. Königsberg, Jg. 22, 1881, S. 129—170.)
— Über die ersten Blätter der geologischen Karte Finnlands. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1881, S. 8.)
— Die ältesten Spuren des Menschen in Mitteleuropa. (Schriften d. Phys.Ök. Gesellschaft Königsberg. Sitzber. 1881, S. 9—11.)
— Mineralproduktion Preußens. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1881, S. 41—44.)
— Diluviale Ditomeenschichten. (Schriften d. Phys.-ök. Gesellsch., XXII, S. 158.)
— Der Untergrund des norddeutschen Flachlandes mit Karte 1 : 3700000. (Schriften d. Phys.-ök. Ges. XXII, Taf. I.)
1882. Über rote Quarze in preußischen Gesteinen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 34, 1882, S. 440—442.)
— Über die Verquarzungstheorie des Oberförsters Emeis. (Forstliche Blätter, Märzheft.)
— Die Böden Ostpreußens in v. Hagen, Die forstlichen Verhältnisse Preußens. (2. Aufl.)
— G. Berendt und A. Jentzsch, Neuere Tiefbohrungen in Ost- und Westpreußen, östlich der Weichsel. (Dies. Jahrb. 1881, S. 325—403.)
— Über Granit und Gneiß und deren gegenseitige Beziehungen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1882, S. 11—13.)
— Über den Untergrund Königsbergs. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1882, S. 14.)
— Über Dr. Anger's Auffindung bearbeiteter Knochengeräthe bei Elbing. (Schriften d. Phys. Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1882, S. 27—31.)
— Über einige tertiäre Säugethierreste aus Ost- und Westpreußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 23, 1882, S. 201—205.)
1883. Über Aufnahmen im Weichseltale bei Mewe und Rehhof (Westpr.). (Dies. Jahrb. p. LXIV—LXX.)
— Das Profil der Eisenbahn Konitz—Tuchel—Laskowitz. (Dies. Jahrb. 1883, S. 550—593.)
— Über Section Dirschau und Elbing der geologischen Karte der Provinz Preußen. (Schriften der Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1883, S. 19—20.)
— Über Phosphorite. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1883, S. 20.)
— Zusammen mit Hasse, Fossile Fischreste des Provinzialmuseums. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1883, S. 38—40.)

1883. Der Jura der Gegend von Inowrazlaw. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1883, S. 41—45.)
— Die Mikrostruktur des Torfes. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. 1883, S. 45—53.)
1884. Über Aufnahmen in Westpreußen innerhalb der Sectionen Rehhof und Mewe. (Dies. Jahrb. 1884, S. CI—CIII.)
— Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. (Dies. Jahrb. 1884, S. 438—524.)
— Über Diatomeen führende Schichten des westpreußischen Diluviums. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 36, 1884, S. 169—176.)
— Über die Bildung der preußischen Seen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 36, S. 699—702.)
— Rede auf Osw. HEER. (Schriften der Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, Jg. 25, 1884, S. 1—26. Sitzber. 1884, S. 4.)
— Bericht über die Aufnahme der geologischen Karte. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, Beilage Nr. 1, S. VII—X.)
1885. Über Aufnahmen in Westpreußen (Sektion Mewe und Münsterwalde). (Dies. Jahrb. 1885. S. LXXXV—XC.)
— Das Profil der Eisenbahn Berent—Schöneck—Hohenstein. (Dies Jahrb. 1885, S. 395—423.)
— Das Profil der Eisenbahn Zajonskowo—Löbau. (Dies. Jahrbuch 1885, S. 424—429.)
— Die Aufgaben der Heimatkunde Ostpreußens. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 26, 1885, Sitzber. S. 18.)
— Vorlegung von Messtischblättern aus Ost- und Westpreußen in photographischen Copien der Generalstabsaufnahme. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 26, 1885. Sitzber. S. 18 u. 39.)
— Kleinere mineralogische und petrographische Mitteilungen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 26, 1885. Sitzber. S. 42—43.)
1886. Über Aufnahmen in Westpreußen. (Dies. Jahrb. 1886, S. LXXXIV—LXXXVII.)
— Vorlegung neuer Arbeiten über die Geologie der Provinz Preußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 27, 1886. Sitzber. S. 15—16.)
— Über eine bemerkenswerte Holzstruktur. (Schriften d. Phys.-Ök. Ges., Bd. 38, p. 46 u. 47.)
— Vorlegung und Besprechung von neu erschienener Literatur, die für die Heimatskunde von Interesse ist. (Schriften d. Phys.-ök. Ges., Jg. 27, 1886. Sitzber. S. 59.)
— Für das geologische Provinzialmuseum eingegangene Geschenke. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. S. 59—61.)
— Die Herkunft unserer Diluvialgeschiebe. (Schriften d. Phys.-ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 27, 1886. Sitzber. S. 61—63.)
1887. Über Aufnahmen auf den Blättern Pestlin und Groß-Krebs. (Dies Jahrb. 1887, S. XCVII—CI.)
— Über eine diluviale Cardium-Bank zu Succase bei Elbing. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 39, 1887, S. 492—495.)
— Über den Seehund des Elbinger Yoldia-Thones. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 39, 1887, S. 496—498.)
— Über den neuesten Stand der geologischen Kartierung Preußens. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 28, 1887. Sitzber. S. 17).
— Mitteilungen aus dem Provinzialmuseum. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 28, 1887. Sitzber. S. 17—19.)
— Über das Vorkommen des Bernsteins in und bei Berlin. (Sitzber. d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg vom 5. Mai 1887.)
1888. Über Aufnahmen auf Gr.-Krebs und Riesenburg (Westpreußen). (Dies. Jahrb. 1888, S. CXXXIX—CXL.)
— Oxford in Ostpreußen. (Dies. Jahrb. 1888, S. 378—389.)
— Neue Zugänge zu den geologischen Sammlungen des Provinzialmuseums. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 27, 1888. Sitzber. S. 4.)
— Über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens. (Schriften d. Nat.-Ges. in Danzig. N. F. Bd. 7, H. 1, S. 157—179.)
1889. Über die Bodenbeschaffenheit des Kreises Pillkallen in Dr. Schnauberts statistisch. Beschreibung des Kreises Pillkallen. (Vlg. E. Morgenroth-Pillkallen.)

1889. Bericht über die Verwaltung des Geologischen Provinzialmuseums im Jahre 1888. (Sitzber. d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, Bd. XXX, 3 Seiten. — Ebenso im Jahre 1889, 4 Seiten.)

— Bericht über eine wissenschaftliche Reise nach Skandinavien und England. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 30, 1889. Sitzber. S. 18—19.)

1890. Über Aufnahme aus den Blättern Rohdau und Freistadt. (Dies. Jahrb., Bd. 11, 1890, S. CIII—CVII.)

— Ein neues Vorkommen von Interglacial zu Neudeck bei Freystadt, Kr. Rosenberg, Westpreußen. (Deutsch. Geol. Ges., Zeitschr. 1890, Bd. 42, H. 3, p. 597—599.)

— Einige Züge in der Oberflächengestaltung Westpreußens. (Deutsch. Geol. Ges., Zeitschr. 1890, Bd. 42, H. 3, p. 613—618.)

— Vorlegung der von Dr. R. Klebs aufgenommenen Section Wormditt der von der Gesellschaft herausgegebenen geologischen Karte der Provinz Preußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 31, 1890. (Sitzber. S. 13—14.)

— Geologische Erläuterungen zu den von Dr. Schellong vorgelegten Gesteinen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 31, 1890. Sitzber. S. 25.)

— Besprechung des Werkes von Conwentz H.: Monographie der baltischen Bernsteinbäume. Danzig 1890. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 31, 1890. Sitzber. S. 35.)

— Die Blätter Marienwerder, Rehhof, Mewe und Münsterwalde der von der Kgl. geologischen Landesanstalt herausgegebenen geologischen Karte von Preußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 31, 1890. Sitzber. S. 35—36.)

— Vorlegung eines Stückes obersilurischen Korallenkalkes. (Schriften der Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, Jg. 31, 1890. Sitzber. S. 36.)

— Bericht über die geologische Abteilung des Provinzial-Museums der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft bei Gelegenheit der Feier des 100jährigen Bestehens der Gesellschaft 1890. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 31, 1890. Jubiläumsschriften S. 105—145.)

— Bericht über die Verwaltung des Provinzialmuseums im Jahre 1890. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, Bd. 31, S. 1—4. — Ebenso für 1891, S. 70—77. — Ebenso für 1892, S. 61—75.)

1891. Über den der Gesellschaft geschenkten Nachlaß Otto Tischlers. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 32, 1891. Sitzber. S. 63—64.)

— Über die Aufnahme auf Blatt Freistadt und Niederzehren. (Dies. Jahrb., Bd. 12, 1891, S. LXXIX.)

— Über die angeblichen Yoldia-Thonkerne des schlesischen Diluviums. (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Jg. 1891. Bd. 1, S. 290—291.)

1892. Führer durch die geologischen Sammlungen des Provinzialmuseums der physik.-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. 106 Seiten. Königsberg 1892.

— Bericht über die Verwaltung und Vermehrung der archäologischen Sammlungen des Provinzial-Museums in dem Jahre 1890 und 1891. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 33, 1892. Sitzber. S. 26—38.)

— v. Fellenberg-Riviers, Analysen gefärbter römischer Gläser. Aus dem Nachlaß herausgegeben von A. Jentzsch. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 33, 1892, S. 68—73.)

1893. Über die Aufnahme im Jahre 1893. (Dies. Jahrb., Bd. 14, 1893, S. L—LVII.)

— Bemerkungen über den sogenannten Lias von Remplin in Mecklenburg. (Dies. Jahrb., Bd. 14, 1893, S. 125—133.)

— Über den artesischen Brunnen in Schneidemühl. (Chemiker- und Techniker-Ztg., S. 571—572, und Zeitschr. f. prakt. Geologie S. 347—354.)

— Vorlegung von Druckschriften, die für die Naturgeschichte der Provinz von Interesse sind. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 34, 1893, Sitzber. S. 15.)

1894. Mittheilung über die Aufnahmen des Jahres 1894. (Dies. Jahrb., Bd. 15, 1894, S. LXXII—LXXV.)

— Über die kalkfreien Einlagerungen des Diluviums. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 46, 1894, S. 111—115.)

— Gutachten über die Aussichten einer im Kgl. Schullehrerseminar zu Angerburg auszuführenden Brunnenbohrung. Ein Beitrag für die Wasserverhältnisse der preußischen Seenplatte. (Zeitschr. f. pr. Geol., S. 279—281.)

1894. Der Frühlingseinzug des Jahres 1893. Nach den phänologischen Beobachtungen des Preußischen Botanischen Vereins und des Botanischen Vereins der Provinz Brandenburg zusammengestellt. Festschrift 2. 350jähriges Jubiläum der Universität Königsberg i. Pr. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 35, 1894, S. 1—23.)

— Kurze Anleitung zum Sammeln von Altertümern und geologischen Funden in Ost- und Westpreußen. (2 Seiten.)

— Ostpreußen im Lichte der Statistik. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 35, 1894. Sitzber. S. 23.)

1895. Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. (Dies. Jahrb., Bd. 16, 1895, S. 165—208.)

— Über den versuchten Nachweis des Interglacial durch Bohrmuscheln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 47, 1895, S. 740—741.)

— Der Frühlingseinzug des Jahres 1895 in Kur-, Liv- und Estland. (Baltische Wochenschrift für Landwirtschaft, Gewerbefleiß und Handel, Organ der Kaiserlichen livländischen gemeinnützigen und ökonomischen Sozietät, No. 48, S. 618 bis 621, 1895 und No. 4, S. 1—10, 1896.)

— Neue Funde zur preußischen Diluvialfauna. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 36, 1895. Sitzber. S. 13—14.)

— Kann Zoppot ein Soolbad werden? (Danziger Zeitg. 12. 12. 1895.)

1896. Bericht über Aufnahmen in Westpreußen während der Jahre 1895 und 1896. (Dies. Jahrb., Bd. 17, 1896, S. XCII—XCVI.)

— Bericht über die Verwaltung des Ostpreußischen Provinzialmuseums in den Jahren 1893—1895. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, Bd. 37, S. 49—138, mit 4 Tafeln.)

— Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreußen 1893—1895. (Dies. Jahrb., Bd. 17, 1896, S. 1—125.)

— Ist weißgefleckter Feuerstein ein Leitgeschiebe? (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 48, 1896, S. 169—170.)

— Die abnorme geothermische Tiefenstufe der Keweenaw-Halbinsel. (Peterm. Mitt., Bd. 42, 1896, S. 42/43.)

— Die Chronologie der Eiszeiten. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Sitzber. S. 18—20.)

1897. Maaße einiger Renthierstangen aus Wiesenkalk. (Dies. Jahrb., Bd. 18, 1897, S. 28—31.)

— Zur Danziger Hochschulfrage. (Hochschulnachrichten. Jg. 8, 1897, No. 87, S. 51—54.)

— Das im Jahre 1896 in Deutsch-Ostafrika entdeckte, abbauwürdige Kohlenlager. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 38, 1897. Sitzber. S. 33.)

— Über die im Ostpr. Provinzialmuseum aufbewahrten Gewichte der jüngsten heidnischen Zeit Preußens. (Sitzber. d. Altertumsgesellsch. Prussia, Königsberg. Bd. 21, S. 278—289.)

— Zur Fabrikation von Glas und Porzellan geeignete Rohmaterialien in der Provinz Westpreußen. (Zeitschr. f. prakt. Geologie, S. 201—210.)

— Eine bemerkenswerte Holzstruktur (»Wetzikon-Stäbchen« und Nehrungshölzer). (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 38, 1897, S. 46—47.)

1898. Über Dünenbildungen. (Verh. d. Ges. deutsch. Naturforscher u. Ärzte. 70. Versammlung Düsseldorf 1898. T. 2, Hälfte 1, S. 190.)

— Bericht über die Aufnahmen in Westpreußen während der Jahre 1897 und 1898. (Dies. Jahrb., Bd. 19, 1898, S. CCXVIII—CCXXXVII.)

— Geologische Erläuterungen zu der in Königsberg erbohrten Mineralwasserquelle. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königberg. Jg. 39, 1898. Sitzber. S. 18.)

— Vorlegung der 75. Lieferung der von der Königl. geologischen Landesanstalt zu Berlin herausgegebenen geologischen Spezialkarte von Preußen, enthält die Blätter Schippenbeil, Dönhoffstädt, Langheim, Lamgarben, Rössel und Heiligelinde, bearbeitet von R. KLEBS bezw. H. SCHRÖDER. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellschaft Königsberg. Jg. 39, 1898. Sitzber. S. 19.)

— Deutsche Grönlandforschungen. (Schriften d. Phys. Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 39, 1898. Sitzber. S. 24—25.)

— Eine Tiefbohrung in Graudenz. (Schriften d. Naturforscher Ges. in Danzig. N. F., Bd. 9, 1895—1898. H. 3/4, 1898, S. 178—184.)

1899. Der tiefere Untergrund Königsbergs mit Beziehung auf die Wasserversorgung der Stadt. (Dies Jahrb., Bd. 20, 1899, S. 1—172. Mit 13 Tafeln.)
— Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. (Dies Jahrb. 1899, S. 266—285 mit Karte 1 : 1000000.)
— Bemerkungen zu dem Vortrag des Herrn Prof. Gisevius: »Ein Vorkommen von interglacialem Süßwassermergel in der Sektion Wormditt«. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 40. 1899. Sitzber. S. 8.)
— Spuren des interglacialen Menschen in Norddeutschland. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 40. 1899. Sitzber. S. 16—18.)
— Bericht über die Verwaltung des Ostpreußischen Provinzialmuseums in den Jahren 1896—1898. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg, Bd. 40, S. 19—42.)
— Über den Grundwasserstrom der Stadt Danzig. (Schriften d. Naturforscher Ges. in Danzig. N. F., Bd. 10. H. 1, S. 16—23.)
1900. Geologie der Dünen. (Handbuch d. deutsch. Dünenbaues, herausgegeben von P. Gerhardt, 1900, S. 1—124.)
— Beobachtungen über Kreide, Tertiär, Diluvium und Alluvium Westpreußens. (Dies. Jahrb., Bd. 21, 1900, S. LXXXI—LXXXV.)
— Nachweis der beachtenswerten und zu schützenden Bäume, Sträucher und erratischen Blöcke in der Provinz Ostpreußen. (Beitr. zur Naturkunde Preußens. No. 8, 1900, S. 1—150, mit 17 Tafeln, herausgegeben von der Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg.)
— —. und Conwentz: Wissenschaftlicher Ausflug Ost- und Westpreußen 22. bis 27. Sept. 1899. Verhandlungen des VII. Internationalen Geographen-Kongresses in Berlin 1899.
1901. Über einen neuen Aufschluß von Interglacial in Westpreußen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 53, 1901. Verh. S. 97—98.)
— Über große Schollen im Diluvium. (Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges., Bd. 53 1901. Verh. S. 102—106.)
1902. Die geologische Landesuntersuchung von Großbritannien und Irland.
— — u. R. Michael über die Kalklager im Diluvium bei Zlottowo in Westpreußen. (Dies. Jahrb., Bd. 23, 1902, S. 78—92.)
— Über Bergstürze im nordeutschen Flachlande. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 54, 1902. Verh. S. 196—202.)
— Über den Untergrund norddeutscher Binnenseen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 54, 1902. Verh. S. 144—148.)
1903. Über die Verbreitung der Bernstein führenden »blauen Erde«. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 55, 1903, S. 9—17. Mon.-Ber. S. 122—130.)
— Die geologische Landesuntersuchung von Großbritannien und Irland. (Zeitschr. f. prakt. Geologie Bd. 11, S. 4—15.)
1904. Zwölf landwirtschaftliche Fragen, beantwortet aus einer und derselben geologischen Karte. Berlin 1904, 4 Seiten.
— Vogtländische Erdstöße und die sächsische Schweiz. Über Berg und Tal. (Dresden Bd. 27, 1904, S. 321—323.)
— Über die beiden Eisrücken auf der Westseite des Gaußberges. (Naturwiss. Wochenschrift. N. F., Bd. 3, 1904, S. 425—427.)
— Ein permisches Riesentier aus dem nördlichen Rußland. (Naturwiss. Wochenschrift, N. F., Bd. 3, 1904, S. 635—636.)
— Über die Sammlung der »Tertiär-Silex« des Herrn Klaatsch. (Zeitschr. f. Ethnologie, Heft 2, S. 311—313.)
— Dünenbildungen. (Schriften d. Naturforscher Ges. in Danzig. N. F., Bd. 11, 1904. H. ½, S. LXI—LXIII.)
— Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse einer westpreußischen Aufnahme in den Jahren 1903 und 1904. (Dies. Jahrb., Bd. 25, 1904, S. 791—794.)
— Über die Theorie der artesischen Quellen und einige damit zusammenhängende Erscheinungen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 56, 1904. Mon.-Ber. S. 5—6.)
— Der jüngere baltische Eisstrom in Posen, West- und Ostpreußen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 56, 1904. Briefl. Mitt. S. 155—158.)
— Über das nordostdeutsche Erdbeben vom 23. Oktober 1904. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 56, 1904. Mon.-Ber. S. 187—188.)
1905. Geologische Bemerkungen zu einigen westpreußischen Bodenanalysen. (Landwirtschaftliches Jahrb., Bd. 34, 1905, S. 165—176.)

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

1905. Geologische Bemerkungen über Eisenbahnbau in Flugsandgebieten. (Deutsche Kolonial-Zeitung, Jg. 22, 1905, S. 391—393; 399—400; 416—417.)
— Die erste Yoldia aus Posen. (Dies. Jahrb., Bd. 26, 1905, S. 173—177.)
— Der erste Untersenon-Aufschluß Westpreußens. (Dies. Jahrb., Bd. 26, 1905, S. 370—378.)
— Umgestaltende Vorgänge in Binnenseen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 57, 1905, Mon.-Ber. S. 423—432.)
— Zur Kritik westpreußischer Interglacialvorkommen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 57, 1905. Mon.-Ber. S. 483—485.)

1906. Dünen. (Die Woche. 1906, Nr. 30, S. 1297—1299.)
— Beschreibung von sieben geologischen Karten mit Tiefenlinien der Gewässer. (Führer durch die Deutsche Binnenfischereiabteilung der Internationalen Ausstellung Mailand 1906, 8 Seiten.)
— Ein Âs bei Borowke in Westpreußen. (Dies. Jahrb., Bd. 27, 1906, S. 107—113.)
— Die Kosten der geologischen Landesuntersuchung verschiedener Staaten. (Zeitschr. f. prakt. Geol., Jg. 14, 1906, S. 47—53)
— Über die Auswertung erdmagnetischer Linien zur Erkennung des geologischen Schichtenbaues. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 58, 1906. Mon.-Ber. S. 305—306.)
— Die Braunkohlenformation in den Provinzen Posen, Westpreußen und Ostpreußen. (Handb. f. d. Deutsch. Braunkohlenbergbau, herausgegeben von G. KLEIN, Halle 1907, S. 203—212.)

1907. Eine neu entdeckte Höhle in Westfalen. (Illustrierte Zeitung, Leipzig, Bd. 129, 1907, S. 353—356.)
— Diskussion zum Vortrag von SOLGER über die Entstehung des brandenburgischen Odertals. (Deutsch. Geol. Ges., Monatsber., Bd. 59, Jg. 1907. No. 10/11, p. 249.)
— Bericht über die Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Provinz Brandenburg in den Jahren 1906 und 1907. (Dies. Jahrb., Bd. 28, 1907, S. 1032—1033.)
— Bericht über die Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Provinz Posen in den Jahren 1906 und 1907. (Dies. Jahrb., Bd. 28, 1907, S. 1054—1065.)
— Bericht über die Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Provinz Westpreußen in den Jahren 1906 und 1907. (Dies. Jahrb., Bd. 28, 1907, S. 1066—1069.)

1908. Über den Eiswind und das Dünenbild zwischen Warthe und Netze. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 60, 1908. Mon.-Ber. S. 120—123.)
— Große Züge im geologischen Bau der Provinz Posen. (Zt. d. Naturwiss. Abt. d. Deutsch. Ges. f. Kunst u. Wissenschaft in Posen. XV. Jg., p. 86—91.)
— Das Alter der Samländischen Braunkohlenformation und der Senftenberger Tertiärflora. (Dies. Jahrb., Bd. 29, 1908. S. 58—61.)

1909. Über die Nordostgrenze der deutschen Kreide. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 61, 1909. Mon.-Ber. S. 406—410.)
— Beziehungen zwischen Geologie und Urgeschichte im deutschen Osten. (Zeitschr. d. Naturwiss., Abt. d. deutsch. Ges. f. Kunst u. Wissenschaft in Posen. Jg. 16, 1909. S. 21—32.)

1910. Geologie in der Schule. (Unterrichtsblätter f. Math. u. Naturk. Jg. 16, 1910, S. 121—127.)
— Über den Schuppenbau der Glazialbildungen. (Compte Rendu de la XI. Sess. du Congrés Geol. Internat. Stockholm 1910, S. 1073—1077.)
— Geologisches über die Haffziegeleien bei Elbing. (Tonindustrie-Zeitung, Jg. 34, 1910, S. 11—12.)
— Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von Moltkegrube. (Dies. Jahrb., Bd. 31, 1910. T. 1, S. 192—201.)
— Bericht über geologische Beobachtungen des Jahres 1909; Blatt Herzfelde. (Dies. Jahrb., Bd. 31, 1910, S. 566—567.)
— Bericht über seine Aufnahmen auf Blatt Schwerseuz. (Dies. Jahrb., Bd. 31, 1910, S. 608—610.)
— Intern Geolog. Congr. Stockholm. Diskussion »sur le climat postglaciaire«, S. 411—413, und zur Einheit und Ursache der diluvialen Eiszeit in Europa, S. 1036.

1911. Schutz den Natururkunden! (Naturwiss. Wochenschrift. N.F. Bd. 10, 1911, S. 9—10).

1911. Stand der geologisch-agrenomischen Aufnahmen in Deutschland und die Nutzbarmachung derselben für die landwirtschaftliche Praxis. (Arch. d. deutsch. Landwirtschaftsrats. Bd. 35, 1911, S. 757—765.)
— Trias im russischen Ostseegebiet. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 62, 1910. Mon.-Ber. S. 729—730.)
— Geologisches über Salzpflanzen des norddeutschen Flachlandes. (Dies. Jahrb., Bd. 32. 1911. T. 1, S. 487—493.)
1912. Diskussionsbemerkuug zum Vortrage Hess v. Wichdorff über einige noch unsichere Vorkommen von typischer Litorinafauna in Ostpreußen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 64, 1912. Mon.-Ber. S. 17.)
— Die geologische Karte vor dem Deutsch. Landwirtschaftsrat. (Intern. Mitt. f. Bodenkunden. Bd. 2, 1912, S. 3—42)
— Der geologische Kurs für Landwirtschaftslehrer 1911. (Landwirtschaftl. Jahrb., Bd. 42, 1912, S. 365—414.)
— Der geologische Kurs für Landwirtschaftslehrer 1912. (Landwirtschaftl. Jahrb., Bd. 43, 1912, S.373—404.)
— Über die geologischen Bedingungen des preußischen Normalhöhenpunktes. (Dies. Jahrb., Bd. 33, 1912. T. 2, S. 350—366.)
— Das Präzisions-Nivellement Lauenburg—Neustadt—Rheda. (Dies. Jahrb., Bd. 33, 1912. T. 2, S. 367—384.)
— Bericht über die Aufnahme auf den Blättern, Posen-Süd, Gondek und Bromberg. (Dies. Jahrber., Bd. 33, 1912. T. 2, S. 570—572)
1913. Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. (Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift z. 12. Allg. Deutschen Bergmannstage in Breslau 1913. Bd. 1, No. 1) mit Karte 1 : 1600000.
— Das Tertiär des nordöstlichen Deutschlands. (Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift z. 12. Allg. Deutschen Bergmannstage in Breslau 1913. Bd. 1, No. 3.)
— A. Jentzsch u. G. Berg: Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östlichen Deutschland. (Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. H. 72, S. 1—86.)
— Bericht über seine wissenschaftlichen Ergebnisse in der Provinz Posen. (Dies. Jahrb., Bd 34, 1913, S. 662.)
— Über ostdeutsches Pliocän. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 65, 1913. Mon.-Ber. S. 1—3.)
1914. Der Weg ins Erdinnere. Neue Methode. (Vossische Zeitung, 12. 7. 1914.)
— Der Grunewald 1884—1914. (Vossische Zeitung, 19. 4. 1914.)
— Diskussionsbemerkung zu Schuchardt, Skulpturen aus der älteren Steinzeit. (Zeitschr. f. Ethnologie.)
— Über die südliche Fortsetzung des finnischen Schildes. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 66, 1914. Mon.-Ber. S. 371—378.)
— Masurische Sümpfe und Seen. (Vossische Zeitg. 31. 4. 1914.)
— Geologische Wirkungen der Sturmflut der Jahreswende 1913/14 auf die Küsten der Ostsee. IV. Beobachtungen am Ostseestrand in Hinterpommern und Westpreußen. (Dies. Jahrb., Bd. 35. T. 2, H. 1, S. 131—145.)
1915. Über eine Oslandschaft bei Berlin. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 67, 1915. Mon.-Ber. S. 198—203.)
1916. Seeschlamm zur Streckung des Schweinefutters. (Mitt. d. Deutsch. Landwirtschafts-Gesellsch. Jg. 31, 1916, S. 376—377 u. 448—449.)
— Über das örtlich beschränkte Vorkommen diluvialer Cenomen-Geschiebe. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916. Mon.-Ber. S. 92—94.)
— Diskussion zum Vortrag Oppenheim über die Tertiärbildungen von Deutsch-Ostafrika. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916. Mon.-Ber. S. 132.)
— Diskussion zum Vortrag Hennig über die Lagerung des Tertiärs im südlichen Deutsch-Ostafrika. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916. Mon.-Ber. S. 132.)
— Über Bohrkerne aus West- und Ostpreußen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68 1916. Mon.-Ber. S. 133—138.)
— Über die diluvialen Kalktuffe von Ehringsdorf bei Weimar. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916. Mon.-Ber. S. 179—180.)
1917. Die Aufschlüsse der Eisenbahn Czersk—Marienwerder—Riesenburg. Ein Querschnitt des preußischen Weichseldeltas. (Dies. Jahrb., Bd. 38, 1917. T. 1, S. 513—538.)

1917. Der oberschlesische Industriebezirk. Referat über: MICHAEL R.: Die geologischen Verhältnisse des oberschlesischen Industriebezirks. Festschrift z. 12. Allgem. Deutsch. Bergmannstag in Breslau 1913, Bd. 2, S. 14—61. (Petermanns Mitteilungen, Bd. 63, 1917, S. 219—220.)

1918. Über Phosphatvorkommen in Westpreußen. (Dies. Jahrb., Bd. 39, 1918. T. 1, S. 96—132.)

— Über die nördliche Fortsetzung der oberschlesischen Keupertafel. (Dies. Jahrb., Bd. 39, 1918. T. 1, S. 133—140.)

— Diskussion zum Vortrag BEYSCHLAG über Bauxitvorkommen im Behargebirge. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 70, 1918. Mon.-Ber. S. 14.)

1919. Die Gefährdung der Danziger Hochschule. Danziger Ztg., 62. Jahrg., No. 545, vom 23. Novbr.

— Geologischer Führer durch die Umgegend Thorns. 56 S. Thorn 1919.

— Über den Keuper der Provinz Posen. (Zeitschrift d. Deutssh. Geol. Ges., Bd. 71, 1919. Mon.-Ber. S. 15—18.)

— Cyrenenfund aus der Provinz Posen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges, Bd. 71, 1919. Mon.-Ber. S. 18—19.)

— Über den Kern der Kernsdorfer Höhe. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 71, 1919. Mon.-Ber. S. 19—20.)

1912—1919. Beiträge zur Seenkunde. T. 1—5. (Abhandl. d. Kgl. Preuß. geologischen Landesanstalt. N. F. H. 48, 51, 57, 64, 78, 83.)

Teil I. 1912, H. 48. Entwurf einer Anleitung zur Seen-Untersuchung, S. 1—37, Nachtrag dazu, S. 51—56.
Über einige Seen der Gegend von Meseritz und Birnbaum, S. 57—93.
Über die Selbsterhöhung von Seen und die Entstehung der Sölle, S. 94—109.

Teil II. 1912, H. 51. Studien an Seen der Inseln Usedom und Wollin, S. 34—94.
Norddeutsche Seen aus der Vogelschau, S. 95—98.
Beiträge zur Chemie des Wassers norddeutscher Binnenseen, S. 99—107.
Eine Seebrücke in Ostpreußen, S. 108.
Versalzene Seen in Norddeutschland, S. 109—126.

Teil III. 1922, H. 57. Über einige Seen Westpreußens, S. 1—49.

Teil IV. 1915, H. 64. Gemeinsam mit F. SCHILD, Über einige Seen im nordwestlichen Posen, S. 1—107.
Die Erwärmung eines ostpreußischen Sees, S. 117—124.

Teil V. 1918, H. 78. Das Profil der Ufersande in Seen, S. 124—128.

Teil VI. 1919, H. 83. Über rechts- und linksläufige Seen, S. 93—95.

1921. Die Bodenverhältnisse und ihre Denkmäler in den nach dem Friedensvertrag abzutretenden östlichen Gebieten. Beitr. zur Naturdenkmalpflege, Bd. IX, H. 1, p. 110—118.

1922. Der Wasserhaushalt des Inlandeises. (Geol. Rundschau, Bd. 12, 1922, S. 309—314.)

— Über die hochlagernden Blöcke Schlesiens. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 74, 1922. Mon.-Ber. S. 161—162.)

— Über den Wasserhaushalt des Inlandeises. (Deutsche Geol. Ges. Zeitschr., Bd. 77. Mon.-Ber., No. 11/12, S. 284—285.)

Karten

Höhenschichten-Karte der Provinz Preußen. 1 : 850000. Nebst Begleitworten: Das Relief der Provinz Preußen. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 17, 1876, Taf. VI, S. 176—181.)

Geologische Karte der Provinz Preußen. Herausgegeben von der Physik. Ökonom. Ges. zu Königsberg. Begonnen von G. BERENDT, fortgesetzt von A. JENTZSCH. 1 : 100000. Berlin 1878.

Der Untergrund des norddeutschen Flachlandes. 1 : 3700000. Nebst: Begleitworte zur Übersichtskarte. (Schriften d. Phys.-Ök. Gesellsch. Königsberg. Jg. 22, 1881, Taf. 1, S. 45—53.)

A. JENTZSCH und G. VOGEL: Höhenschichten-Karte Ost- und Westpreußens. 1 : 300000. Blatt 1, Bromberg-Marienwerder. — Blatt 2, Danzig. — Blatt 3, Königsberg. Königsberg i. Pr. 1890—1891. Hierzu: Begleitworte. (Schriften d. Phys.-Ök. Ges. Königsberg. Jg. 32, 1891, S. 24—28. Sitzber. S. 47, Jg. 36, 1895, S. 74—75.)

Der vordiluviale Untergrund des Nordostdeutschen Flachlandes. 1 : 1000000. M. Erl. (Dies. Jahrb., Bd. 20, 1899. Taf. XIV, u. S. 266—285.)

Geologische Übersichtskarte der Gegend von Scharnikau (Provinz Posen). 1 : 100000. M. Erl. S. 1—72. Berlin 1909.

Geologisch-agranomische Karte der Gegend östlich von Bromberg. M. Erl., S. 1—47. Berlin 1912.

Geologisch-agronomische Karte der Gegend südöstlich von Hohensalza. M. Erl., S. 1—56. Berlin 1912.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. 1 : 25000

1889.	Lfg. 43.	Mewe.	Erl. 1889
		Rehhof.	» »
		Münsterwalde.	» »
		Marienwerder.	» » Von G. Berendt u. A. Jentzsch.
1895.	Lfg. 65.	Pestlin.	Erl. 1895
		Gr. Rohdau.	» »
		Gr. Krebs.	» »
		Riesenburg.	» »
1898.	Lfg. 85.	Niederzehren.	Erl. 1898
		Freystadt.	» »
		Lessen.	» »
		Schwenten.	» »
1900.	Lfg. 86.	Feste Courbière.	Erl. 1900
		Roggenhausen.	» »
1901.	Lfg. 97.	Graudenz.	Erl. 1901
		Okonin.	» »
		Linowo.	» »
		Gr. Plowenz.	» »
1909.	Lfg. 103.	Goßlershausen.	Von A. Jentzsch und J. Behr. — Erl. von A. Jentzsch. 1910.
		Briesen.	Von A. Jentzsch und J. Schlunck. — Erl. von A. Jentzsch. 1910.
		Bahrendorf.	Erl. 1910. — Von A. Jentzsch und J. Schlunck.
		Gollub.	» »
		Schönsee mit Schewen.	Erl. von A. Jentzsch, G. Maas und F. Soenderop.
1903.	Lfg. 107.	Nickelswalde.	Erl. 1903
1909.	Lfg. 125.	Warlubien.	Von A. Jentzsch und F. Schucht. — Erl. von A. Jentzsch. 1911.
		Schwetz.	Erl. 1911
		Sartowitz.	» »
1913.	Lfg. 186.	Gultsch.	Erl. 1915
		Lubasch.	» »
		Schrotthaus.	» 1914
		Wronke.	» »
		Obersitzko.	» »
		Polajewo.	» »
1911.	Lfg. 224.	Herzfelde.	Erl. 1921
		Beerfelde.	» »
		Spreenhagen.	» »
1921.	Lfg. 243.	Sperenberg.	Von G. Fliegel und A. Jentzsch. — Erl. von G. Fliegel. 1924.
		Storkow.	Erl. von A. Jentzsch und G. Fliegel. 1924.

L. A. Schulte †

Am 16. November 1926 abends verstarb, kurz vor Vollendung des 62. Lebensjahres, nach langem, schwerem Leiden, im Kreiskrankenhause Lichterfelde der Preußische Landesgeologe Professor Dr. SCHULTE.

LOUIS AUGUST SCHULTE wurde am 14. Dezember 1864 in Berlin geboren. Sein Vater war der Berliner Großkaufmann LOUIS SCHULTE, seine Mutter dessen Ehefrau AUGUSTA geborene ERNST.

Nach dem frühen Tode seiner Mutter kam er in das Haus seines Großvaters mütterlicherseits in Frankfurt a. O. und verlebte hier einige recht freudenarme Jahre, da der alte, an militärische Strenge gewöhnte Herr wohl nicht mehr das richtige Verständnis für das lebensfrohe Gemüt des Knaben besaß.

Wieder in das Elternhaus zurückgekehrt, wo inzwischen wieder eine Hausfrau eingezogen war, besuchte er das Gymnasium zum Grauen Kloster in Berlin und zum Schluß für kurze Zeit das Königstädtische Gymnasium, wo er Michaelis 1885 das Zeugnis der Reife erhielt.

Er widmete sich nunmehr zunächst an der Universität Berlin, indem er gleichzeitig vom 1. Oktober 1885 bis 30. September 1886 seiner Militärpflicht als Einjährig-Freiwilliger beim Dritten Garde-Regiment zu Fuß genügte, dem Studium der Naturwissenschaften und setzte dasselbe dann an den Universitäten Bonn, Straßburg und zuletzt wiederum in Bonn fort.

Hier entschied sich dann auch die Wahl seines späteren Lebensberufes. Während in Berlin und Straßburg seine Hauptstudienfächer Physik (HELMHOLTZ und FITTIG), Chemie (HOFMANN, GABRIEL und KUNDT) und Meteorologie (BEZOLD und GLAN) waren, denen sich in Bonn wieder Chemie bei ANSCHÜTZ, KEKULÉ und WALLACH anschloß, traten hier, außer Zoologie bei LUDWIG und VOIGT und Botanik bei STRASSBURGER und SCHENK, besonders Mineralogie und Geologie bei LASPEYRES, Geologie bei POHLIG und Paläontologie bei SCHLÜTER und RAUFF hinzu. Unter diesen fesselte ihn die Geologie, zunächst mit vorherrschend petrographischem Charakter, am meisten und nachhaltigsten. Die unmittelbare Nähe des neben seiner landschaftlichen Reize auch geologisch-petrographisch so hochinteressanten Siebengebirges, auf das sein Blick täglich fiel, und die Nachbarschaft



Schulte

35

BIBLIOTHEK
DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT ZU DANZIG

der mindestens ebenso ausgezeichneten Eifel dürften seine Wahl stark beeinflußt haben. Es beziehen sich dann auch seine beiden ersten Arbeiten, die geologisch-petrographischer Natur sind, auf die von ihm so geliebte Eifel. Es sind das »Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare«, die 1891 und 1893 in den Mitteilungen aus dem mineralogischen Institut der Universität Bonn erschienen. Der erste Teil bildete seine Dissertation, auf Grund deren er am 24. November 1891 von der phylosophischen Fakultät der Universität Bonn zum Doktor promoviert wurde.

Eingehende Belehrung über die geologische Aufnahme hatte er inzwischen bei dem von ihm hochgeschätzten königlichen Landesgeologen Grebe-Trier gefunden, dem er stets ein dankbares Andenken bewahrte.

Nachdem er in Bonn auch weiter seiner wissenschaftlichen Ausbildung obgelegen hatte, wurde Schulte vom 1. Juni bis 31. Oktober 1893 als Assistent am Mineralogischen Museum der Universität Bonn beschäftigt. Dann siedelte er Anfang November nach Berlin über.

In Berlin trat er am 15. November 1893 bei der damaligen Königlichen Geologischen Landesanstalt ein und ihr gehörte er bis zu seinem Lebensende an. Nachdem er zunächst (vom 1. Februar 1894 als besoldeter Assistent) in der petrographischen Abteilung beschäftigt worden war, wurde er am 1. April 1894 Hilfsgeologe und war fortan in dem ihm bis dahin fremden Flachlande tätig, dem nunmehr seine ganze fernere Lebensarbeit gewidmet blieb. Am 1. April 1901 wurde er zum königlichen Bezirksgeologen befördert. Spät erst, am 1. Oktober 1920, wurde Schulte zum Landesgeologen ernannt.

Mit Schulte ist ein umgänglicher, liebenswürdiger, stets hilfsbereiter Kollege hingeschieden, dem wir alle ein getreues Andenken bewahren werden.

Er war ein grundehrlicher, offener, gerader Charakter von peinlichster Gewissenhaftigkeit, dem hinterhältiges Wesen verhaßt war. Mit seiner Meinung hielt er nicht zurück, selbst auf die Gefahr hin, damit Anstoß zu erregen.

Schulte war eine durchaus praktisch veranlagte Natur und besaß dazu eine nicht unbedeutende organisatorische Befähigung. Beides ist wohl auf seine Herkunft aus einem alten Kaufmannsgeschlechte zurückzuführen und zum großen Teile ein direktes Erbteil seines Vaters.

Seine peinliche Gewissenhaftigkeit zeigt sich in sämtlichen Schriftstücken und Tagebüchern und hat die Anerkennung aller gefunden, die damit zu tun hatten. Diese Sorgfalt, die manchem vielleicht übertrieben erschien und daher nicht selten falsch gedeutet worden ist, kam aber gerade seinen Aufnahmearbeiten besonders zugute.

Durch die Beamtenlaufbahn aus seiner bis dahin gewohnten wissenschaftlichen Betätigung plötzlich heraus kam er nach einer nur kurzen Vorbereitung in eine ihm bis dahin völlig fremde wissenschaftliche Beschäftigung, in die geologische Aufnahme des diluvialen Flachlandes. Das Gebiet, in dem sich seine ersten Arbeiten bewegten,

war das recht verwickelte Endmoränengebiet um Ortelsburg in Ostpreußen.

Das leider auch heute noch von vielen Geologen, die als die für sie einzig würdige Beschäftigung die Arbeit im Gebirge ansehen, nur über die Achseln betrachtete Diluvium birgt ja mehr Rätsel und verlangt ein viel umfangreicheres und eingehenderes Studium und schärfere Beobachtung, als die meisten der Gebirgskollegen es sich träumen lassen. Hier im Diluvium haben wir es nicht mit durch Leitfossilien scharf fixierten Schichten und mit weithin an der Hand von Gesteinen verfolgbaren Verwerfungen zu tun, hier besteht der Boden aus wenig verfestigten bis lockeren Bildungen, die, ohne charakteristische Versteinerungen immer und immer wiederkehren und durch ihre Gesteinszusammensetzung und ihr Aussehen keinen Schluß auf Alter und Zugehörigkeit erlauben und endlich an der Oberfläche durch den Einfluß des Menschen noch gleichmäßiger geworden sind.

Verhältnismäßig selten sind tiefere und gute Aufschlüsse; die meisten Kenntnisse über die Beschaffenheit des Bodens gewinnt der Flachlandsgeologe durch seine Bohrungen, die er, je nach dem schnelleren oder langsameren Wechsel der Bodenbeschaffenheit, bald dichter, bald weiter stellen muß. Verhältnismäßig selten sind in den allermeisten Gebieten tiefere, meist zu Wasserversorgungszwecken gestoßene Bohrungen. So ist der Flachlandsgeologe ganz erheblich mehr als sein Kollege im Gebirge darauf angewiesen, sich die zur Erkennung des Bodenaufbaues notwendigen Aufschlüsse selbst herzustellen, und seine Arbeit wird eintöniger und ermüdender. Trotzdem hat Schulte gerade in der Flachlandkartierung durch seinen eisernen, gegen die eigene Person völlig rücksichtslosen Fleiß und seine peinliche Genauigkeit Hervorragendes geleistet, und der Herr Präsident der Geologischen Landesanstalt hat dies in seinen Gedenkworten in der Dezembersitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft und in der Wochen-Sitzung der Kollegenschaft mit den ehrenden Worten anerkannt, daß Schulte's Aufnahmen zu dem Besten gehören, was im Flachlande geschaffen worden ist.

Nur wenige Jahre hat Schulte in Ostpreußen gearbeitet; nach einer schweren Lungenentzündung während der Aufnahmezeit im Jahre 1897 war er seitdem in der Mark, in Pommern und Mecklenburg-Strelitz tätig und hier nahm er als letztes im Sommer 1926 noch das Blatt Strelitz auf. Diese seine letzte Aufnahme war eine Anerkennung seiner Aufnahmetätigkeit. Mecklenburg-Strelitz war erst jüngst in eine Arbeitsgemeinschaft mit der Preußischen Geologischen Landesanstalt getreten, und da hatte diese Schulte mit der Bearbeitung des ersten und zugleich schwierigen Blattes Strelitz beauftragt. Die zeichnerische Vollendung des Blattes und die Ausarbeitung der Erläuterungen war ihm nicht mehr vergönnt, sie muß sein junger Mitarbeiter an demselben Dr. Udluft bewerkstelligen. Nach dem durch die Ungunst des Wetters besonders anstrengenden Sommer hatte er nach Abschluß seiner Aufnahmearbeiten noch mit seiner Frau eine Erholungsreise in den Harz angetreten, von der er so schwer krank zurückkehrte, daß er seinen Dienst nicht wieder antreten konnte.

Die Zahl von Schulte's wissenschaftlichen Arbeiten ist nur gering; sie bestehen, abgesehen von den beiden bereits genannten, in den kurzen Berichten über die wissenschaftlichen Ergebnisse bei den jeweiligen Aufnahmearbeiten. Das ist auch weiter nicht verwunderlich. Zu der Zeit, als Schulte mit der Arbeit im Diluvium begann, war die Diluvialgeologie in ein recht starres Schema gezwängt, von dem es ein Abweichen kaum gab; erst später ist es durchbrochen worden, als die Vorgänge während der diluvialen Vergletscherungen auf Grund des Studiums noch lebender Eisbedeckungen großer Gebiete mehr bekannt wurden.

Daß wir es auf den Ortelsburger Blättern mit Eisrandlagen und dazugehörigen Bildungen zu tun hatten, war uns bei der Aufnahme der Blätter unbekannt geblieben, zu der Erkenntnis haben wir uns erst später durchgerungen. Es wurde einfach nur petrographisch darauf loskartiert und alles zu Papier gebracht, was im Maßstabe 1:25000 nur möglich war. Größere Probleme sind besonders im Diluvium ja nur auf großen Flächen diskutabel; solche standen Schulte aber nicht zur Verfügung; da ihm außerdem große Probleme nicht lagen und er bei seiner Gewissenhaftigkeit nur das verantworten zu können glaubte, was er auch voll belegen konnte, seine Arbeitskraft aber auch noch anderweitig dienstlich in Anspruch genommen wurde, so beschränkten sich folgerichtig seine Veröffentlichungen ganz auf die Ergebnisse seiner Aufnahmearbeiten.

Sein Ordnungssinn und seine Gewissenhaftigkeit sind der Geologischen Landesanstalt auch auf anderen Gebieten zugute gekommen. Längere Zeit war ihm die Verwaltung der Feld- und Bohrgeräte übertragen, und da hat er, der kartierende Geologe, seine und der anderen Kollegen Erfahrungen bei der Verbesserung des Bohrgerätes in weitestgehenderweise verwertet.

Zuletzt hat er mehrere Jahre das Bohr- und Montanarchiv, diese wichtigste Nachrichtensammlung der Geologischen Landesanstalt, in mustergültigerweise verwaltet und das reiche Material derselben durch Vervollständigung und übersichtliche Ordnung der Benutzung weiter zugänglich gemacht.

Fügen wir dieser Übersicht und Charakterisierung seiner wissenschaftlichen und dienstlichen Tätigkeit über sein kollegiales Verhalten noch die wenigen Bemerkungen hinzu, daß er ein stets zu Rat und Tat bereiter, liebenswürdiger und lebensfroher Kollege war, so haben wir den Schulte vor uns, wie wir ihn im Amt und im Aufnahmegebiet kannten.

Die ansprechenden Charaktereigenschaften, die wir vorher an Schulte kennen und schätzen gelernt haben, traten in seinem privaten Leben, wo er sich ganz ohne Zwang geben konnte, noch mehr hervor. Er war von Hause aus eine heitere, frohe Natur, der Frohsinn liebte und um sich zu verbreiten verstand, zu Witzen und harmlosen Späßen jederzeit aufgelegt. Musik liebte er, namentlich in den früheren Jahren sehr, und war selbst ein tüchtiger Klavierspieler. Es ließ sich gut mit ihm in allen Lebenslagen auskommen. Das hat der Schreiber dieser Zeilen

so recht während des Sommers 1896 kennen gelernt, als wir beide auf den damals recht entlegenen Grenzblättern Liebenberg und Willenberg-Opalenietz auf Anordnung unserer Behörde die sehr dünn gesäten und dann meist noch recht mangelhaften Quartiere, die z. T. nur für einen ausreichten, teilen mußten. Wir sind hier reibungslos unter meist recht dürftigen Verhältnissen miteinander ausgekommen. In dem nur aus Holzhäusern bestehenden, auf einer Sandinsel inmitten großer Moorflächen unweit der russischen Grenze gelegenen Dorfe F. mußten wir uns im Kruge wohl mit einem geräumigen, aber desto mangelhafteren Unterkommen eine Reihe von Wochen begnügen und verlebten auch die Sonntage dort, da der nächste größere Ort, die Kreisstadt Ortelsburg, nur auf Sandwegen von mehr als 20 km Länge zu erreichen war. Wenn dann die Arbeiten und das Briefschreiben erledigt, auch die Unterhaltung erschöpft war, und sich die Gedanken über unsere abgeschiedene Lage in den dumpfen Räumen aufzudrängen begannen, dann unternahmen wir einen Spaziergang zu der wenige hundert Meter entfernten Grenze und an dieser ein Stück entlang. Wenn wir dann eine zeitlang die jenseits derselben liegende öde Landschaft, in der nur vereinzelte ganz verwahrloste Gehöfte zu sehen waren, betrachtet hatten, gingen wir mit dem beruhigenden Gefühl, nicht drüben tätig sein zu müssen, wieder nach unserem primitiven Quartier zurück, und unsere Stimmung war neu belebt. Freundschaft verband uns vom ersten Augenblicke unserer Bekanntschaft an der gemeinsamen Behörde bis zum Ende. Auch alle, die Schulte näher getreten sind, werden ihn als treuen Freund kennen und schätzen gelernt haben.

Das Leben ist unserem Freunde nicht leicht gemacht worden. Nach einer sorgenfreien Studien- und ersten Amtszeit sind ihm schwere Schicksalsschläge nicht erspart geblieben und haben seinem Lebensmut und seinem ursprünglich heiteren Sinn harte Stöße versetzt; aber immer wieder siegte sein Wille zum Durchhalten und gab ihm das seelische Gleichgewicht wieder.

Anfang 1900 gründete sich Schulte ein eigenes Heim, indem er am 5. Februar Selma Hackland, die Tochter eines Langenburger Kaufmanns heimführte. Die glückliche Ehe wurde Anfang Januar 1914 durch den Tod der Frau gelöst, die nach langem Siechtum einem unheilbaren Leiden erlag. Wenige Wochen nach dem Heimgange der Gattin selbst schwer an Influenza erkrankt, fand er Heilung und Kräftigung während eines mehrwöchentlichen Aufenthaltes am Gardasee und konnte dann neugestärkt wieder die von ihm so geschätzte Aufnahmetätigkeit antreten, aus der ihn aber nur wenige Monate später der Weltkrieg herausriß. Wenn der Krieg Schulte auch ganz besonders Schweres brachte, so half er ihm doch andererseits auch wieder über den Verlust der Lebensgefährtin und die dadurch eingetretene Vereinsamung hinweg. Durch die Nachwehen einer gleich bei Beginn des Feldzuges erlittenen schweren Verwundung, die Leiden einer jahrelangen französischen Gefangenschaft körperlich stark mitgenommen und durch das Unglück des Vaterlandes auch seelisch sehr herabgestimmt, kehrte er in sein Heim zurück, das durch die Verheiratung

seiner angenommenen Tochter, einer Verwandten seiner verstorbenen Frau, nun ganz verwaist war, und führte hier, zumal in der ersten Nachkriegszeit, ein desto unfreundlicheres Einsiedlerleben. Es war daher für ihn eine wahre Erlösung, als er im Dezember 1919 mit der verwitweten Frau Valeska Schilling geb. Meyer eine neue Ehe einging. Eine Tochter und ein Sohn, die ihm seine zweite Frau aus ihrer ersten Ehe mitbrachte, wurden von ihm adoptiert und tragen nunmehr seinen Namen. Sie alle betrauern nun in dem so früh Dahingegangenen den liebevollen Gatten und den treusorgenden Vater.

Schulte war ein guter Gatte und Vater, dessen Bestreben dahin ging, der Gattin ein freundliches Heim, den Kindern ein rechtes Vaterhaus zu bieten. Die Überzeugung gewann man bei jedem Besuche, es war inmitten der Familie Schulte behaglich, man fühlte sich dort wohl und war gern bei ihr.

Schulte's Charakterbild wäre unvollständig, wollten wir nicht auch seines Militärverhältnisses kurz gedenken. Schulte nahm dieses sehr ernst, er hielt es ebenso gewissenhaft damit wie mit seinem Lebensberuf als Geologe der Preußischen Geologischen Landesanstalt, und seine militärischen Übungen faßte er nicht bloß als mehr oder weniger angenehme Abwechslungen im Einerlei des Berufes auf, sondern als ebensolche Pflicht. Er hat es denn ja auch zu der im nicht aktiven Verhältnis nicht gerade häufigen Stufe eines Majors gebracht. Daß er ein tüchtiger und tapferer Soldat war, geht aus einem Schreiben seines Bataillonskommandeurs, unter dem er ins Feld rückte, an die vorgesetzte Militärbehörde hervor, worin er noch nachträglich zu einer Ordensauszeichnung vorgeschlagen wird, die er auch erhalten hat (Württembergischen Friedrichsorden 1. Kl. mit Schwertern). Es wird Schulte, der die 11. Kompagnie des Landwehr-Infanterie-Regiments 123 führte, darin anerkennenswerte Energie und rühmliche persönliche Tapferkeit nachgesagt. Am 2. September nahm seine, gerade wegen des tatkräftigen bisherigen Verhaltens ihres Führers, als erste eingesetzte Kompagnie im Verein mit zwei anderen Kompagnien in heißem Kampfe den stark besetzten Kapellen-Berg bei Weier im Tal. Leider wurde Schulte hier schwer verwundet und fiel infolge geänderter Gefechtslage in französische Gefangenschaft. Auch in dieser hat er sich als aufrechter, pflichttreuer und mutiger Offizier erwiesen. Ende August 1917 wurde er krank nach der Schweiz entlassen und hier bis Mitte Dezember 1917 interniert; dann durfte er endlich nach Deutschland zurückkehren.

Wenn Schulte nach den heutigen Bestimmungen über die Dienstzeit der Beamten auch nur noch wenige Berufsjahre zur Verfügung standen, so hätte er während derselben bei seinem Fleiße doch noch vieles leisten können. Er ist nicht allein den Seinen, sondern uns allen, die mit ihm dienstlich zu tun hatten, oder ihm freundschaftlich näher standen, viel zu früh genommen. Wir alle werden ihm ein treues Andenken bewahren.

Arbeiten

1. Schriften

1891. Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare. Mit einer farbigen geologischen Karte. I. Teil. Dissertation.
1893. II. Teil (Schluß) der vorigen Arbeit. Beide Arbeiten erschienen in den »Mitteilungen aus dem mineralogischen Institut der Universität Bonn«.

Die folgenden Arbeiten sind sämtlich im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt erschienen.

1896. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen der Blätter Babienten, Schwentainen und Liebenberg (mit Kaunhowen).
1898. Wissenschaftlicher Bericht zu Blatt Staffelde.
1904. Bericht über die Aufnahme der Blätter Lychen, Himmelpfort, Dannenwalde und Fürstenberg in den Jahren 1902—1904.
1905. Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Bäk, Gorlosen und Lenzen.
1910. Geologische Beobachtungen aus dem Küstengebiete Hinterpommerns (Bericht über Aufnahmen der Blätter Treptow a. d. Rega und Robe im Jahre 1910).
1911. Das Diluvialprofil der Küste südwestlich von Saßnitz (Rügen).
1911. Bericht über die Aufnahmeergebnisse der Blätter Karnitz und Kirchhagener Fichten.
1912. Cenomanschichten in Pommern.
1912. Aufnahmeergebnisse auf Blatt Stuchow.
1913. Bericht über die Jura- und Kreidevorkommen auf den Blättern Schwiersen und Groß-Justin.
1919. Über die vorquartären Bildungen in der Umgebung von Cammin in Pommern.

2. Karten und Erläuterungen

a) Ostpreußen
- Groß-Schöndamerau (Klebs und Kaunhowen; erläutert durch Klebs)
- Schwentainen
- Babienten (Kaunhowen, erläutert durch diesen)
- Liebenberg (Kaunhowen, erläutert durch Schulte)
- Willenberg-Opalenietz (Kaunhowen, erläutert durch diesen)
- Groß-Steinort (Gagel und Klautzsch, erläutert durch ersteren).

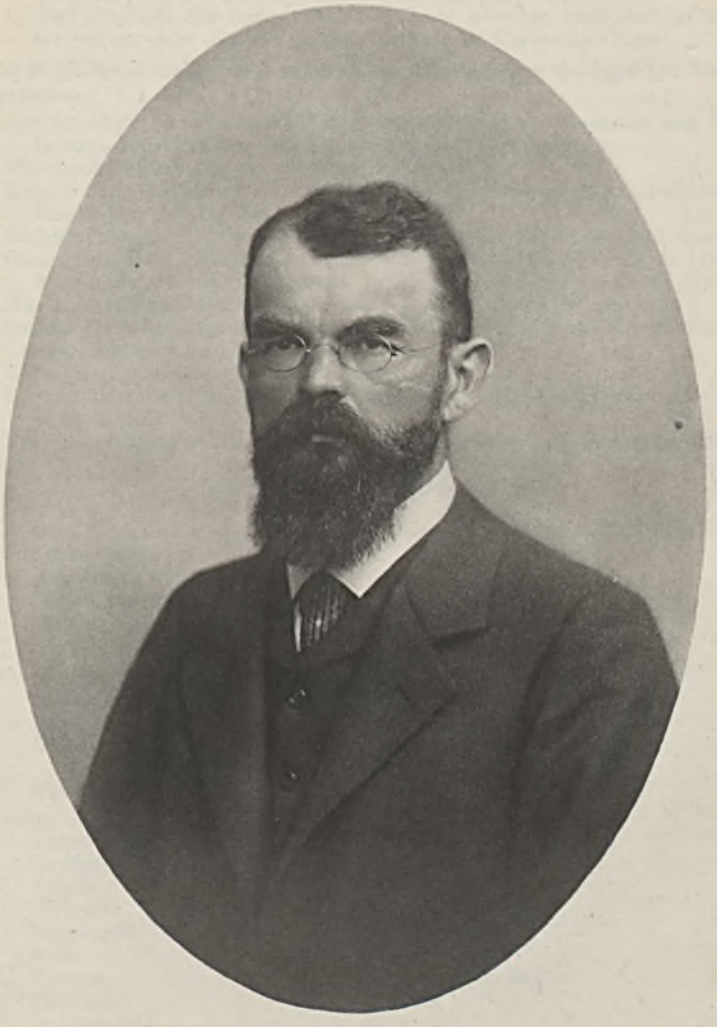
b) Mark Brandenburg
- Staffelde
- Hülsebeck
- Bäk (Wahnschaffe, erläutert durch Schulte)
- Fürstenberg
- Lychen
- Himmelpfort
- Dannenwalde
- Gorlosen
- Lenzen.

c) Pommern
- Treptow a. d. Rega
- Greifenberg
- Kölpin
- Witzmitz
- Regenwalde
- Robe
- Fritzow
- Cammin
- Dobberpfuhl
- Kolzow
- Bollin
- Alt-Hagen
- Falkenwalde
- Neuwarp
- Eggesin
- Kirchhagener Fichten
- Karnitz.

d) Mecklenburg-Strelitz
- Strelitz (Udluft).

10. Februar 1927. F. Kaunhowen.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK



R. Scheibe

Robert Scheibe †

Vorwort

Durch verschiedene Umstände waren wir leider nicht in der Lage, unmittelbar nach seinem Ableben unserem früheren Kollegen SCHEIBE einen Nachruf zu widmen. Wir glauben aber, auch heute noch unsere Ehrenpflicht auf dem Wege erfüllen zu können, daß wir die bisher noch nicht veröffentlichte Gedächtnisrede, welche Geheimrat RAUFF auf seinen verstorbenen Kollegen in der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule gehalten hat, zum Abdruck bringen und daran einen von Herrn Geh. Bergrat ZIMMERMANN verfaßten Nachruf anschließen, der sich in eingehender Weise mit der Würdigung der Verdienste des Verstorbenen während seiner Tätigkeit als Geologe bei der Geologischen Landesanstalt beschäftigt. P.

Gedächtnisrede*)

Es war uns nicht vergönnt, dem teuren Freunde, dessen Manen wir diese Feierstunde weihen, das letzte Geleit zu geben; denn fern von der Heimat und den Seinen, jenseits des Ozeans, ist er in fremder Erde, aber liebevoll und von treuen Händen zur ewigen Ruhe gebettet worden. Mit dem Verstorbenen hat die Bergbauabteilung einen ihrer ausgezeichnetsten und erfolgreichsten Lehrer verloren.

ROBERT SCHEIBE wurde am 29. September 1859 in Gera geboren. Ostern 1878 machte er auf dem Realgymnasium seiner Vaterstadt das Abiturientenexamen, um auf der Universität Halle Mathematik und Naturwissenschaften, denen er sich bald überwiegend zuwandte, zu studieren. Je ein Semester war er in Jena und Göttingen, im übrigen in Halle, wo er sich unter der anregenden Leitung von K. VON FRITSCH und LÜDECKE, in Göttingen auch unter KLEIN und VON KOENEN hauptsächlich der Mineralogie und Geologie widmete. Schon damals beschäftigte er sich vorzugsweise mit kristallographisch-physikalischen Arbeiten, zu denen er nach dem Urteil VON FRITSCH's eine besondere

*) Gehalten bei der am 15. Mai 1923 von der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule Berlin für den Verstorbenen veranstalteten Trauerfeier.

Befähigung zeigte. 1882 wurde er auf Grund seiner, wie es im Bericht des Referenten heißt, »mit großem Geschick« durchgeführten »Kristallographischen Untersuchung des Lupinins und seiner Salze« zum Doktor philosophiae promoviert, und 1883 legte er die Prüfung pro facultate docendi in Chemie, Mineralogie und Geographie, Mathematik, Botanik und Zoologie ab. 1883—84 leistete er am Gymnasium zu Jauer sein Probejahr ab mit der Anerkennung des Provinzial-Schulkollegiums, daß sein naturgeschichtlicher und namentlich sein mineralogischer Unterricht die Schüler in ungewöhnlichem Maße anzuregen und zu fesseln verstehe. Aber schon vorher hatte VON FRITSCH, in einem für den Studenten SCHEIBE sehr ehrenvollen Zeugnis über dessen Tätigkeit im mineralogischen Seminar, der Hoffnung und Überzeugung Ausdruck gegeben, daß der Kandidat dereinst als Lehrer wie als Forscher Hervorragendes leisten werde. Und diese Hoffnung ist nicht getäuscht worden. SCHEIBE war der geborene Lehrer; zugleich tragen alle seine Arbeiten den Stempel gewissenhaftester Forschertätigkeit und exakter Wissenschaftlichkeit an sich.

Obwohl ihm die erfolgreiche Lehrtätigkeit an der Schule durchaus zusagte, folgte er 1885 doch gern einem Rufe nach Berlin als Assistent von Prof. Dr. E. WEISS für die mineralogischen und geologischen Sammlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie. Während einer längeren Krankheit von WEISS in den Jahren 1886 und 1887 wurde er mit dessen Vertretung, auch in den Vorlesungen, betraut. Nach dem im Sommer 1890 erfolgten Tode von WEISS, des ausgezeichneten Lehrers und hochverdienten Forschers und Landesgeologen, wurde SCHEIBE zum Lehrer für Mineralogie und zum Bezirksgeologen, und 1895 zum etatsmäßigen Professor an der Bergakademie ernannt. An der Landesanstalt verblieb er nunmehr und bis zu seinem Tode als freiwilliger Mitarbeiter. 1910 wurde ihm der Charakter als Geheimer Bergrat verliehen. 1916 kam die Berliner Bergakademie als Bergbauabteilung, und damit auch SCHEIBE als Professor an die Technische Hochschule zu Charlottenburg.

Ein im ganzen stilles, nur seinem Berufe geweihtes, immer gleichmäßig arbeitsreiches Leben des akademischen Gelehrten liegt hinter ihm. In den Semestern konzentrierte er seine Kräfte vor allem auf seine Vorlesungen und Übungen. Diese für die Studierenden erfolgreich zu gestalten, erachtete er für seine vornehmste Pflicht und Aufgabe. Daneben war er unermüdlich in der Sorge für die systematische Ordnung und Vermehrung der in einem hohen Rufe stehenden mineralogischen Sammlung der Bergakademie, die 1916 mit an die T. H. übersiedelt wurde. Die großen Sommerferien waren Jahr für Jahr seinen geologischen Aufnahmearbeiten in Thüringen gewidmet.

Eigentliche Erholungsreisen kannte SCHEIBE nicht. Selbst für seine Vermählung hat er sich nur einen Urlaub von 4 Tagen, vom 25. bis zum 28. Mai 1891, erbeten, gerade Zeit genug, um nach Mecklenburg zu reisen, dort Hochzeit zu machen und mit seiner Gattin zurückzukehren.

Einige größere Studienreisen unterbrachen die gewöhnliche stille Lebensweise. 1897 nahm er an dem internationalen Geologenkongreß in St. Petersburg und an den Exkursionen nach dem Ural teil. 1898 war er zur Untersuchung einer Goldgrube in Portugal, 1900 in den Pyrenäen und auf dem Geologenkongreß in Paris, 1903 zum Geologenkongreß in Wien und in den österreichischen Alpen; ins Jahr 1907 fällt seine Reise nach Mazedonien zur Untersuchung eines Manganerzvorkommens bei Saloniki, und im Sommer 1908 wird ihm ein einjähriger Urlaub erteilt, um für die Gibeon Schürf- und Handelsgesellschaft in Berlin die in Deutsch-Südwestafrika bekannt gewordenen und weitere noch aufzusuchende Lagerstätten von Blue ground auf ihren Gehalt an Diamanten zu prüfen. Wie nur irgend einer war Scheibe geeignet, diese Aufgabe zu übernehmen. Denn schon seit Jahren hatte er sich, der kenntnisreiche Mineraloge und Petrograph, der durch seine langjährige Tätigkeit bei der Landesanstalt auch praktisch durchaus erfahrene und geschulte Geologe, mit dem Diamantenvorkommen in Südafrika wissenschaftlich beschäftigt und schon 1906 eine wichtige Arbeit darüber veröffentlicht. Von ihm durfte man eine gründliche und sachgemäße Durchführung der Untersuchung erwarten, die für die Zukunft des deutschen südwestafrikanischen Schutzgebietes von großer Bedeutung werden konnte und tatsächlich auch geworden war.

Als Scheibe eben ausreisen wollte, meldete der Draht die Diamantenfunde im Wüstenflugsande des Küstengebietes von Lüderitzbucht. Infolgedessen änderte Scheibe seinen ersten Reiseplan, der in die Blue ground-Gebiete führen sollte, und fuhr zu seiner vorläufigen Information sogleich nach Lüderitzbucht. Er ging aber von da zunächst ins Innere und kam Ende 1908 nach Lüderitzbucht zurück. Hier hatte er sich bereits mit August Stauch, dem intellektuellen Entdecker der Lüderitzbuchter Diamanten, bekannt gemacht und ein gemeinsames Vorgehen mit ihm verabredet. Anfang Januar 1909 gelang es den beiden Männern, die seitdem immer freundschaftlich verbunden blieben, in einem kühnen Zuge, nach einem höchst anstrengenden dreitägigen Marsche, bis in das heutige Pomonagebiet im südlichen Teile der Namibwüste vorzustoßen. Ahnungslos schlug man in dem von ihnen benannten Idatal die notwendigsten Zelte auf, um gegen die unbeschreiblichen Sandstürme und nächtlichen Seenebel notdürftig geschützt zu sein. Scheibe legte sich danach sogleich in den Sand, um Diamanten zu suchen, während Stauch die Umgebung abritt, um mit der Seekarte in der Hand festzustellen, an welchem Küstenpunkte sie sich eigentlich befanden. Als er kurz vor Dunkelheit zum Lager zurückkehrte, hatte Scheibe schon mehrere Diamanten gefunden. Da rief Stauch einem Hererojungen, den man mitgenommen hatte, und dessen Auge bereits geübt war, noch vom Pferde herab zu: »Jakob, such' einmal hier nach Diamanten.«. Jakob warf sein mühsam zusammengesuchtes Holz, das er gerade auf dem Arm trug, weg und kniete nieder. Aber kaum war das geschehen, so schrie er in der Hererosprache, wild gestikulierend, in einem fort: »Mister, ei je tita-

tita! ei je titatita!« Als sich STAUCH ebenfalls niederließ, hatte Jakob schon die Höhlung seiner linken Hand mit Diamanten gefüllt, und da er diese nicht anders zu lassen wußte, steckte er sie in den Mund, um die Hände zum Weitersammeln freizubekommen. Als nun SCHEIBE herankam, war er derartig überrascht, daß er ein über das andere Mal in die Worte ausbrach: »Ein Märchen, ein Märchen.« Die Diamanten lagen hier buchstäblich in solcher Menge beisammen wie die Pflaumen unter einem Pflaumenbaum. Bald entzog die Dunkelheit den fabelhaften Reichtum den Blicken der Beteiligten. Dann aber ging der Mond auf und bestrahlte das Märchental mit seinem Silberlicht. Und da ausnahmsweise an diesem Abend weder Sandstürme noch Nebel herrschten, und ein tiefer Friede über der Wüste lag, konnten die beiden Reisenden nicht widerstehen, noch weiter zu suchen; und in der Tat, die Diamanten funkelten derartig im Licht des Mondes, daß sie auch in der Nacht mühelos aufgelesen werden konnten.

Durch diese und durch STAUCH's voraufgegangenen Feststellungen war es klar geworden, daß das Diamantenvorkommen in Südwestafrika an die Küste gebunden ist und in irgendeiner Beziehung zum Meere steht. Dagegen sind die Untersuchungen der in Südwest auftretenden Blaugrundröhren auf Diamanten in den Bezirken Gibeon, Berseba und Bethanien völlig erfolglos geblieben. Das eigentliche Muttergestein der südwestafrikanischen Diamanten ist bis heute unbekannt.

Gegen Ende 1909 kehrte SCHEIBE nach fast $1^1/_2$jährigem Aufenthalt in Südafrika nach Deutschland zurück. Reich an neuen Kenntnissen und Erfahrungen, nicht nur über die Diamantenverbreitung und -gewinnung, sondern auch über andere wichtige Lagerstätten, wie die Kupfererze von Otawi, interessante Tantal- und Aquamarinvorkommen usw., sowie über die allgemeinen geologischen Verhältnisse Südafrikas; reich vor allem aber auch an äußeren wirtschaftlichen Erfolgen — nicht für sich selbst, denn das verstand er nicht, sie zu erhaschen —, wohl aber für die Gibeon-Schürf-Gesellschaft, für die er als Prospektor hinausgegangen war, und deren Blaugrundbesitz im Gibeon- und Berseba-Gebiet sich, wie schon gesagt, als wertlos erwies. Seiner arbeitsfreudigen, vor keiner Anstrengung, keiner Unbill des unwirtlichen Wüstenlandes zurückschreckenden Tatkraft gelang es, seiner Gesellschaft einen Löwenanteil an den reichsten Diamantenfeldern zu sichern. Ohne das wäre sie, die nachher in der Pomona-Diamanten-Gesellschaft aufgegangen ist, wohl zur Liquidation gezwungen gewesen. Gründlich hat SCHEIBE die im In- und Auslande so weit verbreitete Ansicht über den »unpraktischen deutschen Gelehrten« widerlegt.

Nicht nur für seinen Auftraggeber, zugleich auch für seine Bergakademie war er draußen unaufhörlich bedacht. Ein ganz unschätzbares Belegmaterial an Gesteinen und Mineralien, an Gold-, Kupfer-, Zinn-, Blei-, Zinkerzen, Kohle usw. hat er für die Sammlungen heimgesandt und mitgebracht, viele Edelsteine, dabei eine große Reihe prächtiger Diamanten, ein kostbares Geschenk von befreundeter Seite

an ihn selbst, in der uneigennützigsten Weise unserm Museum überwiesen.

Zurückgekehrt stürzte er sich sogleich wieder in die heimatliche Arbeit, seine Lehrtätigkeit und die Bearbeitung seiner wissenschaftlichen Schätze.

Leider hat er über die Ergebnisse nur wenig veröffentlicht. Aber ihm fehlte überhaupt das, was man literarischen Ehrgeiz nennt. Wenn er die Lösung einer Aufgabe für sich erarbeitet und sich damit wissenschaftlich bereichert hatte, so wandte sich der rastlos Beschäftigte stürmisch sofort neuen Zielen zu. So ist die Zahl seiner Publikationen beschränkt geblieben. Sie behandeln neue Gestalten an Magneteisenkristallen in mehreren Mitteilungen, ferner die Inesit und Rhodotilit genannten Apophyllite, Agalit oder Asbestin aus Nordamerika, Turmaline in Kupfererz aus Lüderitzland; goldführendes Gestein von Otjimbinque, Schwerspatzwillinge, ein neues, von ihm Hauchecornit genanntes Nickelwismutsulfid, Nicol'sche Prismen aus Kalkspat von Auerbach, kristallisiertes Arsen aus Japan, Arsenikalkies aus dem Radautal, den Blue ground und die Diamanten Südafrikas. Den Schwerpunkt seiner Veröffentlichungen bilden aber die mustergültigen geologischen Aufnahmen in Thüringen, vornehmlich der von ihm in Gemeinschaft mit von Fritsch, Loretz, Bauer, Weiss, Beyschlag, Zimmermann bearbeiteten Meßtischblätter Ilmenau, Plaue, Ohrdruf, Friedrichroda, Brotterode, Mehlis, Suhl, Schleusingen und seine dazugehörigen Aufnahmeberichte und Kartenerläuterungen, worin besonders auch die Ergebnisse seiner petrographischen Untersuchungen niedergelegt sind.

Aber der soeben angegebene Grund für die literarische Zurückhaltung, die Scheibe eigen war, war nicht allein dafür bestimmend, sondern auch die großen Zeitopfer, die er seinen Vorlesungen und Übungen brachte. Jede neue Vorlesungsstunde wurde sorgfältigst vorbereitet, nicht nur für den Vortrag, sondern auch hinsichtlich der nötigen zeichnerischen Erläuterungen. Sein Vortrag war einfach, ohne rhetorischen Schmuck, aber immer gleich klar und eindringlich, das wesentliche scharf hervorhebend, dabei anziehend lebendig. Größten Wert legte er und viel Zeit verwendete er auf die Übungen, in denen er auf die praktische Mineralienkenntnis der jungen Bergleute hinwirkte. Aber für so wichtig er auch die praktische Vorbildung unserer Studierenden auf der Hochschule erachtete, als gesichertes Fundament für die Praxis ließ er doch nur die tüchtige wissenschaftliche Durchbildung gelten. Und wenn er einen Kandidaten bei seiner geologischen Prüfungsarbeit, gewöhnlich dessen erstem selbständigem wissenschaftlichem Versuche, unterstützte, so suchte er dessen Sinn vor allem für wissenschaftliche Genauigkeit und unbedingte Wahrheitsliebe bei der Behandlung seiner Aufgabe zu wecken.

Scheibe war nicht nur ein ausgezeichneter Lehrer, sondern ebenso auch Erzieher unserer akademischen Jugend. Schnell wußte er, und das erfuhr jeder, wer sich ihm nur immer nähern wollte, ein persönliches Verhältnis zu seinen Schülern zu schaffen, die ihm ihr Vertrauen nicht

nur in akademischen, sondern vielfach auch in andern Angelegenheiten und Sorgen entgegenbrachten. Und niemand, der seine Hülfe in Anspruch nahm, ging ohne guten Rat, gar mancher aber auch nicht ohne Unterstützung durch die opferwillige Tat von ihm fort. Wie viele hat er sich nicht auf solche Art zu großem Danke für immer verpflichtet. Ihrer Verehrung für den Lehrer, Erzieher und väterlichen Freund haben die Studenten auch dadurch einmal Ausdruck gegeben, daß der akademische Verein »Schlägel und Eisen« ihn zu seinem Ehrenvorsitzenden machte.

SCHEIBE, eine tiefernste Natur, konnte streng erscheinen; aber nie war er gegen andere strenger als gegen sich selbst. Er konnte eine rauhe Außenseite zeigen, aber dahinter verbarg er ein grundgütiges Herz. In wichtigen Dingen wich er nicht um Haaresbreite von den Grundsätzen ab, die er für richtig hielt, und die ihn leiteten. Überraschend schroff konnte er unter Umständen widersprechen, manchmal vielleicht etwas schulmeisterlich Kritik üben, oder auch durch beharrliches Schweigen einen stillen, doch nicht mißzuverstehenden passiven Widerstand entwickeln. Aber das war nur die natürliche Kehrseite seines lauteren Wesens und Strebens; es war der Selbstschutz, den er nötig hatte, um er selbst zu bleiben, um sich seine männliche, durch Selbstzucht und Arbeit gewonnene Festigkeit gegenüber seiner immer auch zur Milde neigenden Gutherzigkeit zu bewahren.

Trotz gelegentlicher Schroffheiten, die aber doch eigentlich nur da hervortraten, wo sie nicht unangebracht waren, war doch ein liebenswürdiges Wesen SCHEIBE's Grundzug. Immer, wo es ihm nur möglich war, entgegenkommend, stets bereit jedem Auskunft und Belehrung zu erteilen, hat er sich überall, wo er hinkam, viele warme Freunde erworben.

Wer SCHEIBE in seiner ganzen Eigenart als Lehrer, Erzieher und warmherzigen, verständnisvollen Freund der akademischen Jugend kennen lernen wollte, der mußte mit ihm und den Studenten wandern. Da enthüllten sich ganz in glücklichem Ineinanderwirken seine geologischen und pädagogischen Befähigungen. Da staunten die Studenten, und die Bequemen oftmals seufzend, über die zähe, anspruchs- und bedürfnislose Rüstigkeit des geschulten Bergsteigers und zugleich über die nie erlahmende geistige Spannkraft, die nicht müde wurde zu belehren, dazwischen aber auch ein frisches Wanderlied liebte. Der erste des Morgens heraus und Achtung heischend vor der Heiligkeit der Zeit, glücklich im verständnisvollen Genusse unserer schönen deutschen Berge, war SCHEIBE bei allem Ernst seines Wesens doch stets auch fröhlich mit den Fröhlichen, wobei er es verstand unmerklich dahin zu wirken, daß immer Distanz gehalten wurde von einem unerlaubten Übermaß der Fröhlichkeit. 10 Jahre lang habe ich zusammen mit ihm alljährlich die größeren geologischen Belehrungsreisen mit den Studierenden geleitet, die zu den schönsten Erinnerungen meines Lebens gehören. Dankbar gedenke ich der vielen Anregungen und Belehrungen, die ich selbst von ihm auf diesen Wanderungen erhalten

habe, besonders wenn es durch sein geliebtes Thüringen ging, das er so eifrig durchforscht hatte und so genau kannte. Und niemals ist unsere gemeinsame Arbeit, obschon uns beiden wohl bei Meinungsverschiedenheiten wissenschaftlicher oder anderer Art eine rückhaltlos offene Aussprache immer gleich starkes Bedürfnis war, auch nur durch den geringsten Mißklang getrübt worden.

Für diese Ausflüge hat Scheibe auch mehrere kleine als Führer dienende Schriften veröffentlicht, nämlich 1895 einen Exkursionsbericht, 1902 die Geologischen Spaziergänge im Thüringer Walde und 1906 den Bericht über eine geognostische Studienreise nach dem Thüringer Wald und Franken. Und gleichen Wanderzwecken dient das schöne von Scheibe und Zimmermann bearbeitete geologische Längsprofil durch den Rennsteig.

Im Februar 1914 ging Scheibe für ein deutsches Konsortium zur Untersuchung von Smaragdlagerstätten nach Kolumbien. Da begann der bewegte, sorgen- und zweifelsvolle, aber für den Gelehrten, den Erforscher unerforschter Gebiete doch zugleich auch beglückende letzte Abschnitt seines Lebens und Lebenswerkes. Er hatte für acht Monate Urlaub genommen, den er aber nicht einhalten konnte, weil ihm durch den Ausbruch des Krieges die Rückkehr in die Heimat abgeschnitten war. Nach Erledigung seiner Arbeit über die Smaragdmine in Chivor gewann ihn die kolumbianische Regierung für den neugeschaffenen Posten eines Chefs der geologischen Landeskommission. In dieser Stellung hat Scheibe in kurzer Zeit und mit sehr bescheidenen Mitteln und Hilfskräften ganz außerordentliches geleistet. Namentlich um die geologische Erforschung der Departements Cundinamarca, Antióquia und Tólima hat er sich, so heißt es in einem Schreiben unserer Gesandtschaft, ungewöhnliche Verdienste erworben. Seine Berichte über die dortigen Salz- und Kohlenlager und über die Smaragdvorkommen stellen unstreitig das beste Material dar, was über diese für das Wirtschaftsleben Kolumbiens ungemein wichtigen Bodenschätze vorhanden ist. Er galt im ganzen Lande als höchste Autorität in geologischen Fragen, und seine Gutachten waren nahezu mit dem Nimbus der Unfehlbarkeit umkleidet.

Seinen Aufenthalt in Kolumbien unterbrach er im Jahre 1916 durch eine halbjährige Reise nach Bolivien zur Erstattung eines Privatgutachtens über Zinnerzvorkommen. In demselben Jahre wurde er zum Ehrenprofessor an der Nationaluniversität in Bogotá ernannt, eine Auszeichnung, die er, so wenig Gewicht er sonst auf Titel und andere äußere Würdezeichen legte, als eine Anerkennung seiner dem Staate drüben geleisteten Dienste sehr hoch einschätzte.

Im Frühjahr 1920 kehrte Scheibe, wiederum unsere Sammlungen mit einer Fülle wertvoller Funde bereichernd, in die Heimat zurück, nur mit größtem Widerstreben von der Kolumbianischen Regierung entlassen und von ihr bereits mit einem neuen Anstellungsvertrage versehen, der in Kraft treten sollte, wenn die preußische Regierung ihn noch einmal beurlaubte. Die Nichtgewährung des Urlaubs, so schrieb der deutsche Gesandte in Bogotá an unser Aus-

wärtiges Amt, würde die Kolumbianische Regierung, die unbegrenztes Vertrauen zu SCHEIBE's Wissen und Können, sowie zu seinem Organisationstalent als Leiter eines noch zu schaffenden Bergamtes hätte, die niemals zuvor so große Anstrengungen gemacht habe, sich die Dienste eines ausländischen Fachmannes zu sichern, als eine große Unfreundlichkeit betrachten.

Nun begann hier bei uns der Kampf um SCHEIBE. Die Bergbauabteilung wollte den hochverdienten Lehrer um keinen Preis missen. Kolumbien drängte ihn zur Rückkehr, und das Auswärtige Amt hier begünstigte diese Bestrebungen im Interesse des deutschen Einflusses und wirtschaftlicher Ziele. SCHEIBE selbst, der sonst so Bestimmte, war in einer quälenden Unschlüssigkeit durch Bedrängnis widersprechender Pflichten gegen Heimat, Familie und Schüler hier, gegen das unvollendete Werk drüben und seine ganze wissenschaftliche Tätigkeit daselbst, die womöglich Gefahr liefe umsonst getan zu sein.

Wir können es verstehen, wenn schließlich die Sehnsucht nach dem herrlichen Tropenlande, mit dem er nun schon eine Vertrautheit hatte, wie sie nur der Geologe gewinnt, wenn sein Forscherdrang und die Überzeugung, daß er für sein Vaterland und Deutschtum drüben zunächst mehr zu wirken vermöge als hier, seinen Entschluß gereift haben, noch einmal auf zwei Jahre hinüber zu gehen. Und der Entschluß wurde ihm erleichtert, weil er an den Verhältnissen hier und ihrer Besserung glaubte verzweifeln zu müssen. All' das giftige Unkraut, das wir während des Krieges und nach unserem Zusammenbruche nach und nach haben emporwachsen und überwuchern sehen, der ganze zerstörende Einfluß, den die Ereignisse der letzten acht Jahre auf die Volksseele und das Rechtsgefühl unseres Volkes in allen seinen Kreisen ausgeübt haben, das trat ihm, dem von einem so feinen Rechtsempfinden Erfüllten, bei seiner Rückkehr im Jahre 1920 so unvermittelt, so erschreckend überraschend entgegen und erschien ihm so schmerzlich hoffnungslos, daß er glaubte, dem Ansehen und der Wohlfahrt seines Vaterlandes zunächst draußen mehr als hier nützen zu können. Über die aber, die den Argwohn hegten und aussprachen — und die in solchen Fällen niemals fehlen, — daß er uns materieller Vorteile wegen wieder verließe, kann derjenige, der SCHEIBE und die Geschichte seines Aufenthaltes in Kolumbien kennt, nur lächeln. Zu allem andern war er mehr geschickt als zum Geschäftsmann für den eigenen Nutzen. Nein, die Schätze, die er drüben für sich gesammelt hat, das waren nur solche, die die Motten und der Rost nicht fressen.

Im Mai 1921 ging er zur Fortsetzung seiner Arbeiten abermals nach Kolumbien. Die Ergebnisse seiner Studien dort sind in verschiedenen, spanisch geschriebenen amtlichen Berichten veröffentlicht. Die Vollendung seines Werkes war ihm nicht beschieden.

Am 3. März dieses Jahres erlag er, auf einer Dienstreise erkrankt, den Folgen einer Blinddarmentzündung. Wie mit fürstlichen Ehren ist er auf Kosten der kolumbianischen Republik, dessen Präsident einen öffentlichen Nachruf für ihn erließ, unter der Teilnahme

von Ministern und anderer hoher Beamten, vieler Gelehrten, der Journalistik, eines großen kolumbianischen Gefolges und der ganzen deutschen Kolonie einschließlich der Schuljugend auf dem deutschen Friedhofe von Bogotá zur letzten Ruhe bestattet worden. Der deutsche Gesandte hat ihm nach der geistlichen Predigt eine tief empfundene, ebenso liebevoll wie scharf und fein kennzeichnende Grabrede gehalten. Ich darf mir nicht versagen, einige Worte dieser Rede zu wiederholen. Jedes Lob, sagte der Gesandte, das der Persönlichkeit unseres Professors Scheibe ausgesprochen wird, ist eitel und kann nie der Wesensart dieses Gelehrten entsprechen. Seine reiche Begabung, seine umfassenden Kenntnisse, seine spartanische Genügsamkeit und eine Bescheidenheit, wie sie nur Menschen von wahrer Würdigkeit besitzen, seine unbestechliche Rechtschaffenheit, sein treues Pflichtgefühl und unermüdlicher Arbeitsdrang, seine Charakterfestigkeit, die sprichwörtliche Güte seines inneren Wesens und seine vornehme Denkungsart, das sind die hervorragendsten Eigenschaften eines Menschenlebens, das der Zufall vorzeitig ausgelöscht hat.

So der Gesandte. So deckt sich das Urteil seiner neuen Freunde im fremden Lande mit dem seiner alten Kreise hier. An das Auswärtige Amt hier aber berichtete der Gesandte, welch unausfüllbare Lücke ihm durch den Tod des Mannes entstanden sei, der, ohne viel Aufhebens, nur durch sein stilles Wirken, als Muster eines deutschen Gelehrten und altpreußischen Beamten, in Kolumbien Sympathien für uns geschaffen hat, die vom kulturpolitischen Standpunkte aus nicht hoch genug bewertet werden könnten.

Mit Scheibe schied der Besten einer, der nicht nur fast ein halbes Jahrhundert als Forscher und Lehrer, sondern auch als Erzieher und warmherziger Freund unserer akademischen Jugend ungemein segensreich gewirkt hat und ihr, wie uns allen durch die Lauterkeit seiner Gesinnung, die sichere Gradheit seines ganzen Wesens, die Unbestechlichkeit seiner ethischen Anschauungen und Grundsätze, die Gründlichkeit seiner Arbeitsweisen in Forschung und Lehre und seinen nie erlahmenden Fleiß stets ein leuchtendes leitendes Vorbild war und bleiben wird.

H. Rauff.

Robert Scheibe und die Geologie des Thüringer Waldes

Die vorstehende Gedächtnisrede, aus wärmstem Freundschaftsgefühl entsprungen, hat trotzdem, wie jeder, der Scheibe kannte, gern zugeben wird, ohne jede Übertreibung und Schönfärberei, sein Wesen, seine Güte, seine Geradheit, Bescheidenheit, Wahrhaftigkeit und Treue, seine wissenschaftliche und körperliche Unermüdlichkeit der Nachwelt überliefert und seinen Lebensgang und sein Wirken im allgemeinen dargestellt. Nun sei es mir, dem er nicht nur Heimatgenosse war (wir stammten beide aus Gera, wo schon unsere Väter befreundet

waren) und kurze Zeit in Jena auch Studienkamerad, sondern, seit wir uns in Berlin wieder zusammengefunden, auch der treueste Freund und jahrelang der vertraute und vertrauende Mitarbeiter, — mir sei es gestattet, noch im einzelnen auf seine Tätigkeit für die Geologische Landesanstalt einzugehen.

SCHEIBE hatte während seines Studiums in Halle als Mitglied des Gesangvereins Paulus enge Freundschaft mit FRANZ BEYSCHLAG geschlossen, und so lag es nahe, daß dieser, der schon im Frühjahr 1883 in die Geologische Landesanstalt eingetreten und auf Grund seiner Dissertation über das Rotliegende von Crock Assistent von E. WEISS für Pflanzenpaläontologie geworden war, ihn WEISS vorschlug für die mineralogisch-geologische Assistentenstelle. So kam SCHEIBE 1885 nach Berlin.

Damals war die Geologische Landesanstalt noch in vielfacher engster Personalunion mit der Bergakademie verbunden, und wie viele Professoren während ihrer vorlesungsfreien Zeit als kartierende Geologen tätig waren, so auch WEISS, der außer dem Saargebiet seit 1875 auch den nordwestlichen Thüringer Wald (Blätter Friedrichroda, Brotterode-Ruhla und Wutha) bearbeitete. Auch hierbei zog WEISS SCHEIBE zu seiner Unterstützung heran, und so kam dieser in den Thüringer Wald, der dann auch immer ($2^1/_2$ Jahrzehnte lang) sein Arbeitsgebiet während der Ferien blieb. Hierbei hat er ihn besonders in seinem mittleren und nordwestlichen Teile so gründlich untersucht und kennen gelernt wie wohl niemand vor ihm, so daß er berufen war, seine Geologie gründlich zu reformieren. Zugleich umfaßte er dies liebliche Gebirge immer inniger auch mit seiner Seele, und ich glaube, selbst bei seinen schönsten späteren Erfolgen in Afrika und Amerika hat er die Zeiten, die er im Thüringer Wald — arbeitend und genießend — verbrachte, für die glücklichsten seines Lebens erachtet. Wenn er seine Arbeiten dort leider nicht abschließen konnte und er darob immer wieder amtliche Mahnungen erhielt, so quälte dieser Gedanke ihn selbst am meisten, und er gab sich die redlichste Mühe, Karten und Text zu fördern. Aber die Fülle des Materials, die für die Feinheiten des Darzustellenden ganz unbrauchbare topographische Unterlage und seine Gewissenhaftigkeit, die ihm jede oberflächliche Arbeit verbot, waren neben seiner übrigen amtlichen Tätigkeit einerseits das Hindernis. Und anderseits: wer dürfte es ihm verübeln, daß er Aufträge so einziger Art wie die Reisen nach Afrika und Amerika, die auch seinen geologischen Gesichtskreis ungeahnt erweitern konnten, nicht von sich wies, wo er doch nach $^1/_2$—1 Jahr — so lange nur dauerte der erbetene Urlaub — erwarten durfte, seine Thüringer Arbeit fortsetzen und vollenden zu können? Daß er dann doch sechs Jahre in Amerika festgehalten wurde, daran war er nicht schuld, und daß er schließlich nochmals hinüberging, dafür war, vermute ich, neben den von RAUFF angedeuteten Gründen auch ein stiller Gram über seine Verkennung mit ausschlaggebend.

Scheibe hatte sich noch nicht kartierend betätigt, als er 1887 von Weiss die anfangs leicht und einfach erscheinende, aber, wie sich bald erwies, von sehr kräftigen Störungen betroffene feinere Gliederung des Waltershausen-Friedrichröder Muschelkalkzuges und das dortige Diluvium zur Bearbeitung erhielt, die schon Weiss im großen beendet zu haben glaubte, und im Anschluß daran die Revision des Grenzanschlusses von Blatt Friedrichroda gegen Blatt Ohrdruf, das M. Bauer kartiert hatte. Hier lernte Scheibe zum ersten Male ein Stück Rotliegendes kennen, und seine Ausscheidung der Tuffe hat dazu beigetragen, dort die Abtrennung eines posteruptiven Rotliegenden von älteren Gliedern klarzustellen. Er hat, wie nachher Weiss berichtete, »diese Arbeiten mit der größten Sorgfalt ausgeführt, ich kann ihnen nur mit Freude zustimmen«.

Damals bestand nun schon seit einigen Jahren, nachdem die 1844 von Cotta, 1855 von H. Credner d. Ä. bearbeiteten Karten des Thüringer Waldes veraltet und vergriffen waren, bei der Geologischen Landesanstalt der Plan, eine neue geologische Übersichtskarte des Gebirges herauszugeben. Hatten doch schon seit langem Beyrich und Bornemann in der Eisenacher Gegend gearbeitet, seit 1871 E. E. Schmid die Blätter Ilmenau, Plaue und Crawinkel, K. v. Seebach Tambach und Schwarza, seit 1874 E. Weiss Friedrichroda, Brotterode und Wutha, K. v. Fritsch Suhl, Schleusingen und Tambach, seit 1879 H. Bücking Schmalkalden kartiert, zuletzt mit seinem Assistenten G. Linck; von Süden her vorrückend hatte Loretz das Rotliegende von Masserberg und — im Anschluß an Beyschlag's Crocker-Arbeit — das von Eisfeld bearbeitet und schon die Grenze von Ilmenau erreicht. Und alle die genannten Blätter galten »bis auf letzte Revisionen« als fertig, Zuletzt noch hatte nach E. E. Schmid's 1885 erfolgtem Tode ich (neben meiner Tätigkeit in Ostthüringen) 1886 den Auftrag erhalten, dessen Blätter Crawinkel und Plaue zu revidieren und zu erläutern, und als allerletzter trat, wie schon bemerkt, 1887 Scheibe in die Reihe der Thüringer-Wald-Geologen ein.

Um nun unter allen diesen, die bis dahin anscheinend sich wenig umeinander gekümmert hatten, für die Übersichtskarte 1:100000 (und nicht bloß für diese, sondern natürlich auch für die Spezialkarten) Übereinstimmung insbesondere in der Behandlung des Rotliegenden und der zugehörigen Eruptivgesteine in den verschiedenen Aufnahmegebieten herbeizuführen, ordnete die Direktion der Geologischen Landesanstalt eine gemeinschaftliche Exkursion an, die unter Leitung von E. Beyrich in den ersten Septemberwochen 1887 stattfinden sollte. An ihr nahmen alle die genannten Herren außer Bornemann und v. Seebach († 1878) teil. Sie kreuzte mehrmals den Thüringer Wald, jeder Herr zeigte in seinem Gebiete die ihm wichtig oder zweifelhaft erscheinenden Punkte, aber ein Ausgleich der Meinungen, ein allgemeingiltiges Gliederungsschema, eine gleichmäßige Benennung der Eruptivgesteine konnte zunächst nicht erreicht werden; die Frage, ob außer Rotliegendem auch Carbon vorhanden, und was zu letzterem zu rechnen sei, wurde wohl nicht einmal gestreift, ein Protokoll nicht auf-

genommen; man konnte nur erwarten, daß jeder Teilnehmer die erhaltenen Eindrücke und Belehrungen bei den Revisionen, die nun jeder in den nächsten Jahren machen sollte oder wollte, anwenden und so doch schließlich ein einheitliches Werk zustande kommen würde.

Wir zwei jüngsten, SCHEIBE und ich, waren fast nur als Lernende mitgegangen, denn das von mir schon vollständig begangene Blatt Crawinkel bildet zwar einen sehr großen Hauptteil des gesamten Rotliegendgebietes im Thüringer Wald, war aber wegen der Zahl und Masse seiner Eruptiva (fast bloß Quarzporphyre), wegen seiner zahlreichen Lagerungsstörungen und seines Mangels an leitenden Fossilien selber nur der Belehrung bedürftig, und der winzige von SCHEIBE kartierte Zwickel bei Ohrdruf wäre auch jetzt noch ohne Aufklärung von anderswoher kaum verständlich.

Wie ich auf Blatt Plaue und Ilmenau, so hatte K. v. FRITSCH auf Ilmenau die große Revisionsbedürftigkeit der SCHMID'schen Aufnahmen erkannt, die den inzwischen ja schon sehr gesteigerten Ansprüchen auf Genauigkeit und Einzelgliederung nicht mehr entsprachen. Und so wurde für das Jahr 1888 LORETZ beauftragt, den größeren Ostteil des letztgenannten Blattes zu revidieren, während SCHEIBE und mir der Westteil (etwa von der Linie Gabelbach-Schortetal-Schleusetal) an zugewiesen wurde.

Von der Umgebung von Ilmenau lag außer den beiden alten Uebersichtskarten von COTTA und von CREDNER und außer der SCHMID-schen Karte noch die von K. v. FRITSCH 1860 herausgegebene mit sehr eingehender und recht plausibel erscheinender Beschreibung vor, und so gingen wir — trotz der hier bestehenden Fülle von verschiedenen, uns damals noch so gut wie unbekannten Gesteinsarten — mit Zuversicht an unsere Aufgabe heran und hofften sie bald zu erledigen. Unser Standquartier war Manebach, der eine sollte nach Norden, der andere nach Süden arbeiten.

Ein gutes Geschick hatte uns, gerade uns Jüngsten, aber wir ahnten es nicht, denjenigen, im Verhältnis zum ganzen Thüringer Wald sehr kleinen Zipfel als erstes Arbeitsgebiet zugewiesen, der, wie sich später ergab, die Keimzelle für die richtige Erkenntnis des ganzen Gebirgsbaues wurde, soweit Rotliegendes in Betracht kommt.

In Jugendkraft und in Freude zogen wir nun täglich hinaus, unbekümmert um die Höhe und Steilheit der Berge, uns gegenseitig in unbewußtem Wetteifer zu übertreffen suchend. Im Anfange war die Auswahl der Wege natürlich noch ganz planlos. Jeder Tag brachte andere Gesteine, andere Zusammenstellungen und Reihenfolgen auf engen Räumen; keine Regel schien zu bestehen. Schon nach wenig Tagen ergab sich beim abendlichen gegenseitigen Austausch der gemachten Feststellungen, daß jeder dem anderen wichtiges, überraschendes, grundlegend erscheinendes zu berichten oder zu zeigen oder ihn in zweifelhaften Fällen um seinen Rat zu fragen hatte und daß es, mindestens für die erste Zeit (es ist aber lange so geblieben), ersprießlicher und sogar Zeitersparnis sein würde, wenn wir alle Begehungen gemeinsam oder auf engen Parallellinien machten, die jeden Augenblick ein

Zusammentreffen zu einer Besprechung oder gemeinsamen Besichtigung ermöglichten. So sind die Aufnahmen von uns beiden auf Blatt Ilmenau völlig untrennbar (und wurden es auch später auf großen Teilen der Nachbarblätter) und darum möge man mir zugute halten, wenn ich oft genug auch mich selbst mitnennen muß.

Es stellte sich aber weiter heraus, daß man hier nicht, wie es Schmid noch getan, mit großem Pinsel vorgehen konnte, sondern, wenn man auch nur die wichtigsten Gesteinswechsel und die Feinheiten der Lagerungsverhältnisse darstellen und es durch zuverlässig genaue Eintragungen zum richtigen Verständnis zunächst für sich selbst bringen und zur geeigneten Grundlage für weitere Betrachtungen machen wollte, man, um mit Liebe zu reden, Miniaturmalerei treiben und überhaupt dessen Methode befolgen mußte, jede einzelne Beobachtung, und natürlich immer möglichst schrittgenau an der richtigen Stelle, in abgekürzten Zeichen mit Blei, später mit Tusche, einzutragen, nur erst die wirklich ermittelten Grenzpunkte farbig (mit feinem Pinsel, nicht Buntstift) anzulegen und erst mit dem Fortschreiten der Kartierung die Grenzpunkte zu Linien zu verlängern und zu verbinden. Wo doch unsere Darstellungen so häufig von denen unserer — mit geziemender Hochachtung angesehenen — Vorgänger abwichen, glaubten wir jungen Anfänger auch nur mittels der beschriebenen Methode unsere Auffassungen verantworten, vor allem aber auch selbst nur so die richtigen Zusammenhänge erfassen zu können.

Da ein Überblick über alle Beobachtungen zur Feststellung (oder zunächst auch nur Vermutung) solcher Zusammenhänge nur möglich ist, wenn sie alle auf demselben Blatte vereinigt dargestellt sind, so machte uns bei der anerkannten Unvollständigkeit und Ungenauigkeit der damaligen Meßtischblätter ihre richtige Eintragung sehr große Schwierigkeiten und die zunächst vorzunehmende Aufnahme der topographischen Berichtigungen und Nachträge im Gelände und dann ihre genaue Eintragung in das Meßtischblatt kostete uns viel Mühe und Zeit. Auch die Berichtigung der Druckplatten kostete späterhin der Geologischen Landesanstalt, wenn sie nicht richtige Geologie auf falscher Topographie veröffentlichen wollte, noch viel Geld, half mit an der verspäteten Herausgabe der geologischen Karten, und das Ergebnis läßt sich, wie man nach Erscheinen der Neuaufnahmen der Meßtischblätter sagen kann, an Güte und Schönheit doch nicht mit diesen vergleichen; immerhin boten unsere damaligen geologischen Karten auch schon dem einfachen Wanderer einen erheblichen Gewinn gegenüber den damaligen Meßtischblättern.

Unsere Methode, »nach Profilen zu kartieren«, führte uns aber nun gar bald zu schönen Ergebnissen. Diese Methode bestand darin, unter Beachtung aller, auch scheinbar unbedeutender petrographischer Eigenschaften möglichst viele Einzelglieder festzustellen (gleichgültig, ob sie in die endgültige Karte aufgenommen werden oder nicht), andererseits allerdings auch das etwa wechselnde Aussehen der zu einem und demselben Gliede gehörigen Gesteine zu erkennen, und nun alle Glieder einer auf einer begangenen Linie festgestellten Schichtenfolge

auch auf anderen Linien, wo sich mehrere Glieder dieser Reihe fanden, in derselben Abfolge wiederzufinden und die Reihe, das »Idealprofil«, nötigenfalls zu berichtigen und zu ergänzen: im Waldboden mit seinen mangelhaften Aufschlüssen oder im dicken Gehängeschutt müssen oft ein paar kleine (natürlich unzweideutige) Bröckchen den Ausschlag für die Annahme und Darstellung einer Schicht liefern, die für die richtige Erkenntnis des Ganzen vielleicht sehr wichtig ist; und mit Hilfe dieser Methode haben wir in der Tat viele bedeutsame Funde gemacht, die den Vorgängern entgangen waren. Auch entdeckt man oft, wenn man bei dieser Methode scheinbar dasselbe Gestein an verschiedenen Stellen der Reihenfolge, des »Idealprofils«, wiederfindet, dann doch bei genauerem Zusehen feine, bisher unbeachtete und doch kennzeichnende Unterschiede. Es ist hier nicht der Ort, dies näher auszuführen, ich erwähne nur kurz, daß wir so dazu kamen, die Mandelsteine des Glimmerporphyrits, des Höllkopf- und des Rodaer Melaphyrs, unter den Felsitporphyren den Stützerbacher und den Kickelhahnporphyr, und unter den Quarzporphyren den Bundschildskopf- und den Rumpelsberg-Porphyr zu unterscheiden.

Dank dieser Methode fanden wir uns aber auch verhältnismäßig rasch aus dem scheinbar regellosen Durcheinander heraus, das um Manebach herum zu herrschen schien. Wir fanden nämlich, daß sein Bau beherrscht wird durch drei je mehrere hundert Meter mächtige Profile, die — zunächst wenigstens auf Blatt Ilmenau — kein Glied miteinander gemeinsam haben und deren Verbreitung gegeneinander sich (das gilt sicher wenigstens für die zwei ersten) durch tektonische Kontakte, Verwerfungen, abgrenzt. Das eine bestand vorwiegend aus Eruptivgesteinen[1]), meist basischer Natur, aber mit dem sauren Kickelhahnporphyr nach oben abschließend, ganz untergeordnet aus Sedimenten und Tuffen: das »Eruptivgesteinsprofil« (I), während ein zweites, das unten mit den Manebacher kohleführenden Schichten beginnt, ebenso vorwiegend aus echten Sedimenten besteht und nur oben zwei Lager von (sehr sauren) Eruptivgesteinen führt: das »Sedimentärprofil« (II), und ein drittes wesentlich aus Konglomeraten mit ganz nebensächlichen (sauren und basischen) Eruptivlagern aufgebaut ist.

Daß die Konglomerate des dritten Profils von denen des zweiten, mit denen sie bisher vereint waren, zu trennen sind, und daß dieses Profil das jüngste ist und mindestens in der Hauptsache zum Oberrotliegenden gehört, das war uns sehr bald klar. Aber wie sich I zu II statigraphisch verhielt, das war die große Frage. Die Altersstellung der postgranitischen Ablagerungen im Thüringer Walde war, selbst

[1]) In diesem Zusammenhange ist die Erwähnung angezeigt, daß 1860 K. v. FRITSCH in den Ilmenauer Eruptivgesteinen noch wesentlich Gänge und Stöcke sah und eine Bindung derselben an bestimmte Schichtfugen in Abrede stellte, wir dagegen in — wenigstens theoretischer — Übereinstimmung mit E. E. SCHMID, in ihnen im wesentlichen aufeinanderfolgende, durch Sedimente oder Tuffe getrennte, in ihrer Mächtigkeit z. T. sehr schwankende und oft auskeilende, aber im selben Horizont gleichartig wiederkehrende Deckenergüsse, echte Lager erkannt haben und nur ganz untergeordnet ein Auftreten in Form von Gängen.

im Groben, noch nicht allgemein gültig festgestellt: Nachdem lange Zeit sie alle, auch die steinkohlenführenden, ins Rotliegende gestellt waren, trennte man (Credner) die steinkohlenführenden, und mit ihnen alle grauen, feinkörnigen als carbonisch ab, um so mehr, als auch die reiche Manebacher Flora mit der Wettiner übereinzustimmen schien und keine leitende Rotliegendpflanze daraus bekannt war. Für die Manebacher Kohlenschichten schien das um so annehmbarer, als sie in der Tiefe des Ilmtales auftreten und allseitig von hoch aufsteigenden Bergen aus Eruptivgesteinen überhöht werden, die man überall dem Rotliegenden zurechnete, zumal da sich in ihren im allgemeinen sehr fossilarmen Sedimentzwischenlagen an mehreren Stellen auf dem Ostteil von Blatt Ilmenau einige Walchien gefunden hatten, also die Leitfossilien des Rotliegenden.

Nun mußte es aber doch auffallen, daß unser Profil I überall sich unmittelbar an Granit anschließt, in normaler Auflagerung auf diesem, daß dagegen II niemals mit Granit in Berührung kommt, nicht einmal in tektonische. Wenn man nun auch annehmen könnte, daß das Manebacher Carbon und der Granit sich als Unterlage vertreten, trotzdem dann die große Mächtigkeit des Carbons mit Rücksicht auf die geringe, nur 800 m betragende Entfernung vom anstehenden Granit Schwierigkeiten bereitet, so ist eben doch das »Rotliegende« über dem Granit ganz anderer Art (eben basisch-vulkanisch) als das (reinsedimentäre) Rotliegende über den Flözen, und nirgends sieht man die eine Serie sich, wenn auch nur verkümmert, stratigraphisch in die andere einschieben. So blieb uns nichts übrig als die Annahme, Serie II sei jünger als I, sie sei nachträglich grabenartig in dem Keil zwischen den zwei von WNW und von NW her kommenden, am Südabhang des Kickelhahns sich spitzwinkelig schaarenden Verwerfungen eingesunken, auf den Höhen außerhalb des Grabens durch Abtragung zerstört. Demzufolge mußte, wenn Profil II unten mit dem Manebacher »Carbon« anfängt, die Schichtreihe I ebenfalls oder vielmehr erst recht dem Carbon zugerechnet, also als »Unteres Manebacher Carbon« bezeichnet werden. Mit diesem wichtigen Ergebnis konnten wir die wenigen Wochen unseres ersten Jahres auf Blatt Ilmenau abschließen. — K. v. Fritsch hatte, wie gerechterweise festgestellt werden muß, auch schon einmal eine ähnliche Vermutung geäußert, ist aber nicht zu einem sicheren Schluß gekommen.

Weiss, der Pflanzenpaläontolog, dem wir unsere Ergebnisse bei einem Besuch in Ilmenau vorführten, wollte nicht so recht zugeben, und auch Beyschlag, dem diese Frage für die Kolorierung der ihm übertragenen Übersichtskarte besonders wichtig war, sprach vorläufig ein non liquet aus.

Unser Ergebnis, daß Profil I unter II liegen müsse, war auch von großer bergmännischer Wichtigkeit, indem man nun die Fortsetzung der Manebacher Flöze, selbst wenn man sie für wertvoll genug hält, nicht mehr unter dem Profil I aufsuchen darf, wie es bisher geschehen war, sondern im Bereiche des Profils II.

Im nächsten Sommer (1889) dehnten wir unsere Aufnahmen auf Blatt Ilmenau weiter nach Süden aus, fanden in diesem ganz ausschließlich das Profil I vertreten, konnten immer wieder dessen normalen Anschluß an den Granit feststellen und konnten es auch um ein — später auch für den nordwestlichen Thüringer Wald sehr wichtig gewordenes — Glied, den Stützerbacher Felsitporphyr, erweitern. Vor allem aber machten wir ganz am Schluß des Jahres im alten nördlichen Gebiet noch eine wichtige Beobachtung, die wir leider nicht mehr gleich weiterverfolgen konnten: wir fanden in einem Sandstein knapp über einem Konglomerat im Goldhelm, das wir als das Grundkonglomerat der Reihe II auffaßten, zahlreiche *Walchia*-Reste. Damit wäre die Zugehörigkeit des Manebacher Flöz-Horizontes zum Carbon schwer erschüttert worden. Um sie, der herrschenden Anschauung entsprechend, dennoch zu halten, ließen wir uns zuerst zur Annahme einer kleinen Lagerungsstörung überreden und veröffentlichten dies leider auch schon gleich in einer nachträglichen Anmerkung zu unserem ersten Tätigkeitsbericht im Jahrbuch für 1888.

Aber schon im nächsten Jahre (1890) konnten wir nachweisen, daß eine solche Störung nicht vorhanden ist. Weiter machten wir drei wichtige Feststellungen, erstens, daß Walchien, wenn auch als Seltenheiten, zwischen den Flözen vorkommen, ferner, daß eine zweite wichtige Leitversteinerung des Rotliegenden, der *Calamites gigas*, schon in den untersten Sedimenten der Reihe I auftritt, endlich daß der leicht und sicher wiedererkennbare Höllkopfmelaphyr, der eine bestimmte hohe Lage innerhalb der Reihe I einnimmt, geröllebildend auftritt in einem Konglomerat, das knapp über den Flözen liegt. Wenn also die paläontologisch als Rotliegendes anerkannte Reihe I über dem »carbonischen« unteren Teile von II einzuschieben wäre, so müßte dies schon unterhalb der letztgenannten Konglomeratschichten geschehen. Das würde aber äußerst gekünstelt sein und doch nicht allen Tatsachen Rechnung tragen. Und so schien uns unsere ursprüngliche Auffassung, daß II mit allen seinen Teilen jünger als das ganze I ist, als die allein haltbare, wenn auch ein unmittelbarer Anschluß nirgends mit ausreichender Sicherheit zu beobachten ist.

Die Konsequenz aus dieser Auffassung ist dann aber, daß die Manebacher flözführenden Schichten ebenfalls rotliegendes Alter besitzen müssen. Um dieses nun auch paläontologisch sicherzustellen — oder aber zu widerlegen —, erhielt H. POTONIÉ den Auftrag, die gesamte Flora des »Carbons« und Rotliegenden im Thüringer Walde gerade mit Rücksicht auf diese Frage zu untersuchen.

Wir hatten nun schon den Sommer 1889 zu einigen Begehungen auf dem Blatte Suhl benutzt; wir wollten uns an Hand der von Herrn v. FRITSCH eingereichten Karte und Beschreibung belernen und auf diesem Blatte, auf dem allein noch Steinkohlen vorkamen, die denen von Manebach zu vergleichen sind, unsere Frage zu klären suchen, womöglich auch einmal einen normalen Anschluß von II an I finden. Diesen Anschluß konnten wir allerdings auch dort nicht feststellen (wegen völlig ungenügender Aufschlüsse gerade an den vermutlich ausschlag-

gebenden Stellen), dafür aber eine fast völlig gleichartige Wiederholung der Manebacher Verhältnisse, z. B. auch des tektonischen Kontaktes von II mit I. Leichterklärlicherweise fanden wir auch einige Erweiterungen oder auch leichte Abänderungen der von uns aufgestellten Schichtenfolgen, aber nirgends einen Widerspruch.

Daß wir bei dieser Gelegenheit auch eine erhebliche Verbesserungsbedürftigkeit der ganz gewiß sehr fleißigen Karten unseres von uns beiden hochverehrten Lehrers feststellen mußten, tat uns beiden sehr leid, hatte aber zur Folge, daß wir nach der 1890 erfolgten Fertigstellung von Blatt Ilmenau mit der Revision von Blatt Suhl und Schleusingen auch amtlich beauftragt wurden, um so mehr, als die v. Fritsch-schen Karten oft auch zeichnerisch recht unklar waren.

Diese Revisionen, die sich nun über die Jahre 1890 bis 1893 ausdehnten, hatten wesentlich die Herstellung der Übersichtskarte im Auge, beschränkten sich auf das Rotliegende, ließen also die Granit- und Schiefergebiete außer Acht, kümmerten sich auch nicht um die Genauigkeit der geologischen Grenzen, sofern sie nicht als wichtige Verwerfungslinien erkannt wurden (wie z. B. die Kehltalspalte, die sich als die Fortsetzung der südlichen Manebacher Verwerfung erwies), übernahmen darum vieles aus den v. Fritsch'schen Karten, wurden aber doch stellenweise auch zu vollkommenen Neuaufnahmen. Sie mußten aber auch zur Zusammenstellung der Spezialkarten der genannten beiden Blätter dienen, die darum leider, wie sie nun vorliegen, nicht so gleichmäßig durchgearbeitet und so zuverlässig sind, wie es ihr in wissenschaftlicher und wirtschaftlicher Hinsicht so reicher Inhalt und die Ansprüche der zahlreichen naturgeschichtlich interessierten Besucher des Thüringer Waldes erfordern. Bei ihrer Würdigung ist auch immer in Betracht zu ziehen, daß sie auf veralteten sehr ungenauen Meßtischblättern vorgenommen werden mußten, deren Mängel unsere mühevollen Verbesserungsbestrebungen doch nur teilweise beseitigen oder verringern konnten.

Unsere gemeinsame Arbeit war schon immer dadurch eingeschränkt worden, daß Scheibe ja nur die vorlesungsfreie Zeit benutzen konnte, ich dagegen mich nach den zeitlichen Anordnungen Liebe's in Ostthüringen richten mußte. Nachdem wir aber doch nun schon zwei Jahre lang genügende Erfahrungen gesammelt hatten, machte sie sich auch immer mehr entbehrlich, zumal sie im allgemeinen nur immer wieder Bestätigungen, höchstens geringfügige Abänderungen oder Bereicherungen unserer bisherigen Auffassungen brachte. Gelegentlich fand sie aber doch wieder statt und wiederholt beteiligte sich auch Beyschlag daran, der nach E. Weiss' im Sommer 1890 erfolgten Tode auch formell die Leitung der Geologischen Übersichtskarte übertragen erhalten hatte.

So war noch einmal eine zwar sehr anstrengende, aber besonders glückliche Zeit für uns drei Freunde der schöne Herbst 1890, wo wir (Beyschlag und ich mit unsern Frauen und mit Frl. Pentzlin, Scheibe's späterer Frau) zusammen im Dörrberger Hammer im schönen Geratale hausten und von da aus in oft gemeinsamen Wande-

rungen bis weit über den Rennsteig hinüber besonders das Blatt Suhl und später allein, vom Stutenhaus aus, Blatt Schleusingen bearbeiteten. Frisch und wohlgemut zogen wir des Morgens hinaus auf die Berge, deren keiner uns zu hoch und zu steil war, zum Frühstück nur eine kurze Pause auf dem Rasen einer Waldwiese mit herrlicher Aussicht oder auf einem schwellenden Moospolster machend, und erst spät abends, wenn schon lange alle andern, die im Walde ihr Tagwerk verrichteten, heimgekehrt waren und unsere Frauen schon um uns sich zu sorgen begannen, kehrten auch wir zum »Mittagbrod« zurück, die Tagesergebnisse vertrauensvoll austauschend, mit früheren vergleichend, in ihren Konsequenzen besprechend und den »Schlachtplan« für den nächsten Tag entwerfend.

Im Jahre 1891 hatten wir endlich auch BEYSCHLAG von der Richtigkeit unserer schon 1888 vermuteten Gliederung und Idealschichtenfolge überzeugt und stimmten nunmehr alle drei darin überein, daß auch die Manebacher flözführenden Schichten dem Rotliegenden angehören und im Thüringer Walde das Carbon zu streichen ist. Unser »Unteres Manebacher Carbon« wurde demgemäß unterste Stufe des Rotliegenden. Im November 1891 bringt BEYSCHLAG in einem »Vorläufigen Bericht« dies zur amtlichen Kenntnis und fügt dem dann auch, unter Begründung im einzelnen, die weitere Gliederung des höheren Rotliegenden bei, die er diesem auf Grund unserer ihm von uns vorgeführten Feststellungen zu geben gedenkt, jene seitdem allgemein angenommene Gliederung des gesamten Rotliegenden in die 5 Stufen der Gehrener, Manebacher, Goldlauterer, Oberhöfer und Tambacher Schichten, die gedruckt wohl zum ersten Male im Januar 1893 in der inzwischen fertig gewordenen POTONIÉ'schen Flora des Rotliegenden von Thüringen veröffentlicht wurde. Diese »Flora« war gedacht und im Titel bezeichnet als der zweite Teil einer allgemeinen Beschreibung des »Rotliegenden des Thüringer Waldes«, dessen ersten, geologischen, Teil BEYSCHLAG liefern wollte, der aber nicht zustande gekommen ist. In dieser Gliederung sind nun wieder, aus paläontologischen Gründen, die zwei ersten Stufen als »Unterrotliegendes (Cuseler Schichten)«, die zwei nächsten als »Mittelrotliegendes (Lebacher Schichten)« zusammengefaßt, und die Tambacher Schichten sind die Vertreter des »Oberrotliegenden«. Vom rein erdgeschichtlichen Standpunkte aus und unter Berücksichtigung der petrographischen Verhältnisse (Zeiten vorwiegend basischer, Zeiten vorwiegend saurer und Zeiten vielleicht ganz ruhender vulkanischer Tätigkeit) und der großen Diskordanz zwischen den Goldlauterer Schichten (einschließlich der Manebacher, wo sie vorhanden sind) und ihrer Unterlage hätten wir (SCHEIBE und ich) die Zusammenfassung anders vorgenommen. Das hat uns aber ebensowenig wie die Streichung unseres »Manebacher Carbons« betrübt; war es uns doch vielmehr eine Genugtuung, daß die von uns schon im ersten Jahre festgestellte Aufeinanderfolge der Schichten nach verschiedenen Schwierigkeiten und Widerständen als zutreffend anerkannt war und wir die Paläontologie erst auf die richtige Bahn gelenkt hatten. Damit hatte, wie ich nebenbei bemerken möchte, auch

unsere, die Liebe'sche, Aufnahmemethode einen glänzenden Erfolg errungen.

Ich sagte oben schon, daß nach 1890 gemeinsames Arbeiten zwischen Scheibe und mir nur noch gelegentlich nötig war; und noch seltener fanden Begehungen zusammen mit Beyschlag und gar mit Hrn. v. Fritsch statt, der durch Kränklichkeit und andere Abhaltungen daran häufig behindert war, so oft wir ihn auch zur gemeinsamen Besichtigung und zur Aufklärung zweifelhafter Fälle einluden. Auch zu einer Neubearbeitung der Erläuterungen der doch eigentlich ihm gehörigen Blätter Suhl und Schleusingen ist er nicht mehr gekommen, so daß wir schließlich auch diese übernehmen mußten. Auch hier erfolgte dann unsere Zusammenarbeit so innig und auch so harmonisch, daß der getrennte Anteil jedes einzelnen kaum oder nicht angegeben werden kann, wenn auch zuzugeben ist, daß der erste Entwurf zu Schleusingen von Scheibe, der zu Suhl von mir ausgegangen ist entsprechend der Länge der Zeit, die jeder von uns auf diese Blätter verwandt hatte.

Die Herstellung der Übersichtskarte erforderte aber auch Begehungen — und als deren Ergebnis schließlich auch eingehendere Revisionen — der anderen Rotliegendblätter, um die von den früheren Bearbeitern darauf dargestellten Sedimente und Eruptiva in unser nunmehr angenommenes Schema einzugliedern. Solche hat dann Scheibe auch bis 1892 auf Blatt Tambach ausgeführt, das von K. v. Seebach und von K. v. Fritsch, in der SW-Ecke von H. Bücking bearbeitet worden war, während ich in denselben Jahren entsprechende Arbeit auf meinem eigenen anstoßenden und weitgehende Übereinstimmung mit Tambach zeigenden Blatte Crawinkel-Oberhof ausführte. Auf beiden Blättern waren nur Goldlauterer und jüngere Schichten vorhanden, aber die Ausbildung der Sedimente wich vielfach von derjenigen auf Blatt Suhl ab und die Zahl der Porphyrergüsse schien außerordentlich zuzunehmen. Die Feststellung der Lagerungsverhältnisse erforderte es, auch von diesen Porphyren die in ihrem Zusammenhange durch Lücken getrennten zusammengehörigen Stücke zu erkennen und möglichst nach den einzelnen Ergüssen zu unterscheiden, was aber infolge dieser Lücken oder des Fehlens oder Aussetzens von Sediment- und Tuffzwischenlagen, wegen unzureichender Aufschlüsse ihres Schichtenstreichens und -fallens und wegen scheinbarer oder wirklicher petrographischer Übergänge oft recht schwierig war.

Wie wir es bisher auf Blatt Ilmenau, Suhl und Schleusingen immer feststellen zu können geglaubt hatten, so nahm Scheibe auch auf Blatt Tambach Schichtgebundenheit der Porphyre, wenigstens der in großen Massen auftretenden, an und scheint an keine anderen Lagerungsformen für diese gedacht zu haben. Dadurch fühlte er sich aber auch genötigt, manche »Lager« in die uns bis dahin nur als eruptionsfrei bekannten Goldlauterer Schichten zu setzen. Wurde die Karte schließlich auch in der Scheibe'schen Fassung gedruckt, so hat doch B. Kühn in seiner Bearbeitung der Erläuterung zu diesem

Blatte (da SCHEIBE keine solche hinterlassen hatte) für den Quarzporphyr des Gr. Hermannsberges die Auffassung als Intrusivstock wahrscheinlich zu machen gesucht. Dagegen war die schon von CREDNER bewiesene Intrusivnatur des mächtigen Hühnberggesteins, das gerade auf Blatt Tambach seine Hauptverbreitung hat, unserm SCHEIBE von vornherein so unzweifelhaft, daß es ihm besondere Freude machte, für die Kontaktmetamorphose des Hangenden und für Apophysen in dieses noch neue gute Aufschlüsse zu finden.

Damals setzte SCHEIBE auch eine Entdeckung noch in eine gelinde Aufregung, die wohl zuerst der eifrige Gothaer Sammler H. SCHÄFER gemacht hatte: die Auffindung von Pflanzenresten *(Walchia imbricata)* und Tierfährten im Oberrotliegenden bei Tambach. Widersprach sie doch dem damals giltigen Kriterium für Oberrotliegendes, daß es fossilfrei sei. Er machte darüber auch eine Mitteilung in der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Nachdem er aber doch auch selbst schon das zweite Kriterium, die Freiheit von Eruptionen, auf dem Blatte Ilmenau als nicht absolut giltig anerkannt hatte, beruhigte er sich auch bei den Tambacher Fossilfunden wieder.

Mit Schluß des Jahres 1893 konnten die Revisionen im ganzen Thüringer Wald, soweit sie das Rotliegende betrafen (wir hatten zwischendurch auch die notwendigen Begehungen weiter nordwestlich ausgeführt, um danach die von den verschiedenen Autoren vorliegenden Karten redigieren zu können), als soweit abgeschlossen gelten, wie es der Stich der Übersichtskarte erforderte. An deren zeichnerischer Zusammenstellung und Redaktion und an der Durchsicht der verschiedenen Andrucke hat sich SCHEIBE wieder in hervorragender Weise mitbeteiligt. 1894 konnte sie in Stich gehen und 1895 auf der Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Meiningen das erste handkolorierte Exemplar des Grenzenandruckes vorgelegt werden, wobei BEYSCHLAG auch die erste umfassende Darstellung der Geologie des Thüringer Waldes auf der neuen von uns geschaffenen stratigraphischen und damit auch tektonischen Auffassung geben konnte. Der Auflagedruck der Karte verzögerte sich allerdings noch bis zum Jahre 1897; leider kommt auf dem Titel der Karte der hervorragende Anteil gerade auch SCHEIBE's an ihrem Zustandekommen nicht zum Ausdruck.

Wenn man diese Karte und die von BEYSCHLAG gegebene Erläuterung mit der CREDNER'schen Übersichtskarte und den dieser beigegebenen Profilen und Erläuterungen aus dem Jahre 1855 vergleicht, so erkennt man, auch wenn man die aus dem viel größeren Maßstab sich ergebenden Unterschiede gebührend in Abzug bringt, den gewaltigen Fortschritt, den die Erkenntnis des Thüringer Waldes gemacht hat. Ich erwähne hier nur drei Punkte: erstlich die gänzlich veränderte Auffassung in der tektonischen Stellung der größeren Eruptivmassen, die aus unregelmäßig nebeneinander aufragenden, aktiv hebend wirkenden Stöcken zu in bestimmter Reihenfolge angeordneten, dynamisch unwirksamen Lagern wurden, — ferner, daß das weitverbreitete CREDNER'sche »Carbon« ganz beseitigt, das Rotliegende

überhaupt gegliedert und jenes auf drei von den fünf Stufen des Rotliegenden verteilt, wie auch jedes Eruptivlager einer dieser Stufen eingeordnet wurde, und endlich daß dadurch schon aus der Karte die Ausdehnung des Wirkungsbereiches der Tambacher Mulde weit über deren ursprünglich nur bekanntes Gebiet im Oberrotliegenden der engeren Umgebung von Tambach hinaus, mindestens bis zur Linie Klein-Schmalkalden—Friedrichroda einerseits und zur Linie Amt Gehren—Schleusingen anderseits, klar hervorgeht.

Seit dem Jahre 1894 kehrte ich nicht wieder nach dem mittleren Thüringer Walde zurück, sondern erhielt mein Arbeitsgebiet im Norden, auf Blatt Wutha, angewiesen, während Scheibe die durch Weiss' Tod (1890) und durch v. Fritsch's Kränklichkeit und sonstige Abhaltungen herrenlos gewordenen Blätter Friedrichroda, Brotterode und Schwarza-Mehlis abschließen sollte, die wie oben schon gesagt, als im allgemeinen fertig galten und auf denen er auch schon verschiedene Begehungen ausgeführt hatte.

Mit dem Antritt dieser Erbschaft begann für Scheibe eine seelische Leidenszeit, deren Druck sich von Jahr zu Jahr steigerte, da er einerseits unter der Einwirkung seiner im Laufe der Zeit ja ebenfalls wachsenden Arbeiten für seine Vorlesungen und seine Studenten und seiner sonstigen Verpflichtungen, anderseits in seiner Gewissenhaftigkeit, die ihm ein großzügiges, oberflächliches Arbeiten verbot, und wegen der schon wiederholt hervorgehobenen Mängel der topographischen Karten nicht soviel leisten konnte, wie man von ihm verlangte und er gern geleistet hätte.

Zuerst, von 1894 ab, nahm er das Blatt Friedrichroda wieder auf, wo er sich seine ersten Sporen verdient hatte. Hier war das Rotliegende vom Granit ab bis in die obersten Teile des Oberrotliegenden hinein mit allen seinen sedimentären Gliedern (mit Ausnahme der Manebacher Schichten) vertreten, aber z. T. faciell etwas abweichend von der Entwicklung im mittleren Thüringer Wald; hier war der auch eine Fülle von Eruptivgesteinen vorhanden, die erheblich über das Maß von Ilmenau, Suhl und Schleusingen hinausging und einzelne ganz neue Typen aufwies (außer dem ihm schon von Tambach her bekannten Hühnberggestein (Mesodiabas) insbesondere das merkwürdige Seebachfelsgestein), hier schienen solche Gesteine, und zwar mehrere, lagerhaft in den Goldlauterer Schichten aufzutreten, hier steigerte sich auch ganz gewaltig die Zahl und die Mannigfaltigkeit gangförmig auftretender Eruptiva, darunter viele »gemischte Gänge«, und endlich kam eine Menge Lagerungsstörungen hinzu, die teils als Erzgänge leicht an den Pingen verfolgbar waren, teils aber nur mühevoll erkannt und verfolgt werden konnten. Auch der Trias des Vorlandes mit ihren Lagerungsstörungen und dem Diluvium mußte er nochmals seine Aufmerksamkeit zuwenden. Das begreifliche Bestreben, die Weiss'schen Aufnahmen von vornherein als richtig anzunehmen und nur notgedrungen zu verändern, erwies sich auch als ein gewisses Hemmnis. Zudem war die Topographie des Meßtischblattes so mangelhaft, daß er den Grundsatz, alle Eintragungen so-

gleich auf diesem zu machen, verlassen, fast alles auf Krokis im Notizbuch niederlegen und aus diesen zu Hause erst eine neue topographische Stichvorlage zusammenstellen mußte. Auf dem hiernach auf Kosten der Landesanstalt ausgeführten Neudruck führte er dann erst die Übertragung der geologischen Grenzen aus und diese wurden nun auch gestochen. Inzwischen hatte aber auch der Generalstab das Blatt neu aufgenommen, und nun unterzog sich SCHEIBE nochmals der Mühe, auf dieser neuen Karte die Grenzen einzutragen, was wieder einige ergänzende Begehungen im Gelände nötig machte. Lauter Arbeiten, die viel Mühe und keine Freude machten, lange aufhielten und doch nicht die Gleichmäßigkeit und Güte erreichten, als wenn die Aufnahmen von vornherein auf dem neuen Meßtischblatt hätten erfolgen können.

Einige von den sachlichen Schwierigkeiten, die die Geologie des Blattes Friedrichroda bot, habe ich eben schon angedeutet. Besonders hervorheben möchte ich noch die immer wieder auftretende Nötigung, zu entscheiden, ob ein Eruptivgestein ein wirkliches Lager, d. h. ein ursprünglicher Oberflächenerguß war, der also stratigraphisch in die aufgestellte Schichtenfolge eingeordnet werden mußte, oder ob es ein Gang war, der, wenn er als Lagergang zufällig dem Schichtenstreichen folgte — und das war sehr häufig der Fall —, natürlich nicht leicht als solcher erkannt werden konnte. Hier ist, wie ich auf Grund meiner eigenen späteren Begehungen sagen zu dürfen glaube, SCHEIBE in der Annahme echter Lager zu weit gegangen, besonders wenn solche Lagergänge eine ungewohnt große, wohl mehrere 100 Meter übertreffende Mächtigkeit annehmen (Übel- und Datenberg-Porphyr), und ist dazu gekommen, eruptive Ergüsse auch in der Goldlauterer Zeit anzunehmen, die im mittleren Thüringer Wald als davon frei gilt. Dasselbe hat ja, wie oben beim Porphyr des Gr. Hermannsberges auf Bl. Tambach erwähnt, auch KÜHN schon vermuten müssen. Auch das eigenartige Seebachfelsgestein fasse ich entgegen WEISS-SCHEIBE's Meinung als einen Gangzug auf. — Auf Blatt Friedrichroda beginnt auch das Verbreitungsgebiet jener sehr zahlreichen, meist in schmalen Streifen auftretenden schwarzen Eruptivgesteine, die lange Zeit als Melaphyre zusammengefaßt wurden, bis sich herausstellte, daß ein großer Teil von ihnen ziemlich saure Orthoklasporphyre sind; und nun begann die mühselige Arbeit, diese einerseits petrographisch zu sondern und anderseits nach ihrem Auftreten in Gängen oder Lagern. Auch hierbei hat SCHEIBE den Lagern vielleicht zu viele Vorkommen zugewiesen.

Das hier über die Kartierung von Blatt Friedrichroda Gesagte kann alles auch für Blatt Brotterode-Ruhla wiederholt werden, dem sich SCHEIBE besonders von 1896, z. T. schon von 1895 ab widmete und das er 1899 im wesentlichen abschloß: auch hier Aufnahme erst auf Krokis auf Notizblättern, Zeichnung und Stich einer neuen topographischen Karte, Herauskommen des neuen Meßtischblattes, Eintragung der geologischen Grenzen in dieses und Kontrollierung dieser Darstellung durch erneute Begehungen. — Auch hier zuerst möglich-

stes Bestreben, die Weiss'sche Kartierung und Gliederung beizubehalten. — Auch hier die ungeheure Zahl einzelner Eruptivvorkommen, unter denen die Gemischten Gänge sich besonders reichlich hervortun, und die Schwierigkeit, sie unter dem Waldboden im einzelnen zu verfolgen, sie bei ihren häufigen — wirklichen oder infolge Verwitterungseinflüssen scheinbaren — Übergängen auseinander zu halten und auch die verschiedenen schwarzen Gesteine zu unterscheiden.

Kommt auf Blatt Ruhla auch Oberrotliegendes kaum in Betracht, so stellt sich dafür als etwas Neues und — selbst in ganz Norddeutschland — beinahe ausschließlich auf dieses Blatt Beschränktes, das Auftreten der Gneisformation ein.

Schon Weiss hatte sich um die Frage, was als Granit (der in der Tat auch in normalster Ausbildung weite Flächen einnehmend auftritt), was als Gneis zu betrachten ist, viele Mühe gegeben, freilich ohne Berücksichtigung der genetischen Verhältnisse, nur nach dem Vorhandensein oder Fehlen von Parallelstruktur, und hatte dadurch, daß er die verschiedensten Gneise unter einer Farbe zusammenfaßte, ein sehr einfaches, aber der Natur nicht gerecht werdendes Kartenbild geliefert. Aber auch er mußte doch die Abgrenzung auf lange Strecken zweifelhaft lassen, auch Scheibe konnte sie nur mit Willkür ausführen, und auch jeder andere Geologe wird ein anderes Kartenbild liefern. Darum plagte Scheibe aber nun gerade auch die weitere Frage, ob sich die große Mannigfaltigkeit der Gneise nicht noch weiter in einzelne petrographisch und zugleich genetisch gekennzeichnete Einzelarten oder Gruppen auflösen lasse (— wir würden jetzt mit Ausdrücken, die damals noch nicht geläufig waren, sagen: ob sich nicht Ortho-, Misch- und Paragneise, saure und basische Unterarten und Nachschübe, endo- und exogene Kontaktmetamorphosen feststellen lassen —) und weiter: wie das Altersverhältnis zu dem die Gneise begleitenden Glimmerschiefer ist.

Wenn man die prachtvollen, glattgescheuerten, breiten Aufschlüsse allerfrischesten Gesteins an den skandinavischen Schärenküsten gesehen hat, an denen Beobachtungen so leicht und klar und scharf zu machen und die Deutungen doch nicht so allgemein angenommen sind, wird man die unendliche Mühe bewundern, die sich Scheibe mit der Feststellung der nötigen Beobachtungen an meist nur kleinen, verwitterten, im Schutt oder Waldboden gefundenen Blöcken und der Auf- und allseitigen Untersuchung der wenigen anstehenden Felsen gegeben hat (die z. T. auf der einen Seite ganz anderes darboten als auf einer andern). Die erste Darstellung seiner Ergebnisse habe ich auf Grund seiner mir freundlichst zur Verfügung gestellten Angaben 1902 in meiner »Geologie des Herzogtums Meiningen« machen können. Aber geschichtlich wichtig und zugleich ein Dank für Scheibe's Mühen dürfte es sein, wenn ich hier aus seinem leider ungedruckten Berichte über die Aufnahme 1895 die Zusammenfassung der Ergebnisse mit seinen eigenen Worten wiedergebe: »Der Glimmerschiefer ist das älteste Gebilde und jedenfalls präcambrischen Alters. Hauptgranit und Gneis sind viel jünger und wie die übrigen Granite des Thüringer

Waldes wohl carbonisch. Der Gneis ist etwas älter als der Hauptgranit und stellt eine verschieden mächtige und verschieden modifizierte Außenzone (— hierbei nehme ich den Steinbacher Augengneis und den Thaler Gneis noch aus —) des letzteren dar, die an der Grenze gegen Glimmerschiefer, in dem der Granit jedenfalls erstarrte, nicht gleichmäßig und nicht allseitig ausgebildet wurde. In ihrer Herausbildung prägt sich eine [erste] Phase [nach den gemachten Fundortsangaben ist es die, die er später »Liebensteiner Gneis« nannte] in der Entstehung der schlierigen, geflammten, streifigen, schiefrigen Gneise im wesentlichen durch Einwickeln, Einschmelzen und Verarbeitung von Bestandteilen der Glimmerschieferformation [Glimmerschiefer und Amphibolit] aus. Eine andere Phase [später als »Brotteröder Gneis« bezeichnet], die aber nicht überall von jener begleitet oder in den Wirkungen von ihr abtrennbar war, prägt sich in der Herausbildung oft sehr biotitreicher oder hornblendehaltiger, nicht, wenig oder stark parallelstruierter bis flaseriger und schiefriger, granitischer bis dioritischer gleichkörniger und nicht porphyrischer Gesteinsarten aus, deren reicher Bestand an dunklen Mineralien ebensowohl durch völlige Verarbeitung aufgenommener Glimmerschiefergesteine, wie auch durch magmatische Sonderungen bedingt erscheint.... Mittelkörnige, biotitarme, aplitische Granite verbinden sich mehrorts mit der gneisartigen Außenzone, besonders mit der erstgenannten Modifikation [»Liebensteiner Gneis«], und es läßt sich mehrfach nachweisen, daß sie die Gneise durchsetzen und Schollen von ihnen einschließen, also spätere Nachschübe darstellen, die wohl mit der Entwicklung der aplitischen Randzone des Hauptgranits und den davon ausgehenden Apophysen zusammenhängen. ... Die letzten nach Erstarrung eingedrungenen Injektionen, die Gneis und Granit gangförmig durchsetzen, sind feinkörnige Aplite und Turmalingranite.... Den Steinbacher Augengneis fasse ich als granitisches Erstarrungsgestein mit fluidalem Gefüge auf, älter als der Hauptgranit und seine Außenzone, sonach eine frühe Eruption des granitischen Magmas. Der grobflaserige Muscovitgneis von Ruhla [»Thaler Gneis«] dürfte ... auch ein durch besondere Umstände flaserig umgebildeter Granit sein« [die Erstarrung unter einseitigem Druck war ihm damals auch noch unbekannt]. Später hat er dann noch einen »Laudenbacher Gneis« und einen »Gneisschiefer« ausgeschieden, aber zu einem vollen, ihn selbst befriedigenden Abschluß war er doch noch nicht gekommen, als er die Grenzenzeichnung des gesamten Blattes ausführte, die letzte Arbeit an dem Blatte, die ihm das Schicksal gewährte. Er hatte wohl gehofft, während des Druckes der Karte noch weitere Ergänzungen vornehmen zu können.

Mit der gleichen Ausdauer und schließlich auch nur zu dem rein wissenschaftlichen Zwecke, die Lagerungsform und Schichtenfolge zu ermitteln, untersuchte SCHEIBE auch das Rotliegende des Blattes, das in der weiteren Umgebung von Winterstein westwärts neben, aber doch außerhalb der Tambacher Mulde (im weiteren Sinne) eine besondere Mulde bildet, und das er ganz zur Goldlautener Stufe rechnete. Unermüdlich kletterte er hier, da sonstige Aufschlüsse sehr spärlich

sind und vereinzelte Beobachtungen kein klares einfaches Bild ergaben, Wasserriß für Wasserriß, Runse für Runse systematisch ab, um das in ihnen fast lückenlos zu beobachtende, aber höchst sonderbarerweise oft fast von Schritt zu Schritt nach Richtung und Stärke wechselnde Streichen und Fallen genau zu messen und in seine Krokis einzutragen, sich dabei immer klar machend, ob und wieviel etwa er ins Hangende oder Liegende kam, und dann zusammenfassend festzustellen, wo und wie die Sattel- und Muldenlinien verliefen: eine unendlich mühsame Arbeit, die ihren besonderen Anlaß und Reiz darin hatte, den Verlauf jener merkwürdigen schwarzen kalkigen dünnen Schieferhorizonte zu verfolgen und auszubeuten, aus denen, besonders seit Friedrich's Untersuchungen 1878, zahlreiche, oft wohlerhaltene Fischreste bekannt waren. Einigermaßen ist ihm diese Verfolgung gelungen, wenn er auch freilich auf der Karte nur die Stellen der wirklichen Beobachtung eingetragen hat, die durch weite Lücken getrennt sind. Er konnte dabei auch feststellen, daß es sich um zwei durch eine Schichtmächtigkeit von 80—100 m getrennte Horizonte handelt. Der untere Horizont ist nur ein paar Meter mächtig und liegt wenig über der von einem Gehrener Felsitporphyr gebildeten Sohle der gesamten Sedimentfolge, der obere Horizont mag selbst wieder 100 m mächtig sein und wird von einer dritten Schichtenfolge überlagert, in der sich auch Eruptivgesteine (Orthoklasporphyre, Porphyrite, Melaphyre und deren Tuffe) einschalten. So kam er zu einer Dreiteilung des Wintersteiner Rotliegenden[1]) und, mehr aus der Verbreitung dieser drei Zonen als aus den einzelnen Streich- und Fallmessungen, zu der Feststellung, daß die Wintersteiner Rotliegendmulde aus zwei durch eine Aufsattelung des die ganze Mulde unterlagernden Sembach-Porphyrs getrennten von WSW nach ONO verlaufenden größeren und aus mehreren kleinen Teilmulden besteht, die von einem schwachen Sattel gekreuzt werden. Das ist aber nur das tektonische Bild im Großen, im Kleinen kommt dazu eine „tiefgehende Faltung und enge Biegung, weniger sind tiefgreifende Brüche vorhanden. Es scheint, als wenn

[1]) In dem eingehenden Bericht, den Scheibe über die Aufnahmeergebnisse von 1895 im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt veröffentlicht hat, bringt er diese Dreiteilung auf dem beigegebenen Kärtchen zum Ausdruck. — Auf der nicht mehr unter seiner, sondern meiner Redaktion gedruckten großen Karte dagegen sind die zwei unteren Stufen vereinigt und als Goldlauterer Schichten dargestellt, die obere aber abgetrennt und wegen ihrer Eruptivgesteinsführung den Oberhöfer Schichten zugewiesen. Hiermit und mit der oben schon erwähnten Herausnahme des Übel- und Datenberges, des Leuchtenburg-Porphyrs u. a. (als nicht lagerhaften, sondern intrusiven Einschaltungen) sind die Goldlauterer Schichten des nordwestlichen Thüringer Waldes eines Gegensatzes entkleidet worden, den sie gerade nach Scheibe gegenüber denen des mittleren Thüringer Waldes haben sollten. Ich bemerke aber, daß dadurch die Schwierigkeiten nicht vermindert, sondern nur in die Oberhöfer Stufe verlegt sind, die im mittleren Thüringer Wald keine Melaphyrlager mit Tuffen enthält. — Nach Scheibe's Kärtchen 1895 liegt auch der Melaphyr, der rings um den Sembach-Porphyr an mehreren Stellen gut aufgeschlossen ist, ebenfalls in den Goldlauterer Schichten, und es ist auffällig, daß Scheibe ihm in keinem seiner Berichte ein besonderes Wort gönnt. Ich habe ihn bei der Redaktion von Blatt Ruhla als Vertreter des auf Blatt Ilmenau, Suhl und Friedrichroda so wichtigen Höllkopf-Melaphyrs aufgefaßt und samt der dünnen Sedimentfolge, die ihn vom Sembach-Porphyr trennt, ebenfalls noch zur Gehrener Stufe gerechnet.

der nordwestliche Thüringer Wald sich etwas anders verhält als der südöstliche, soweit das Rotliegende in Betracht kommt.« —

Für schwieriger als die Gliederung des Wintersteiner Rotliegenden hielt SCHEIBE die Frage, in welcher Lagerungsform dieses Rotliegende samt dem ihm diskordant aufliegenden Inselsbergporphyr an seinem Südrande an das Granit-Gneisgebiet anstößt, ob in ursprünglicher Anlagerung oder infolge Absinkung an einem — dann ganz großzackig verlaufenden — System von Verwerfungen oder endlich, ob mehrmals abwechselnd, bald auf die eine, bald auf die andere Art. Er kam schließlich dazu, die letztgenannte Form als die wahrscheinlichere anzusehen. Auch hier habe ich eine von SCHEIBE's Ansicht abweichende Auffassung erlangt und auf der Karte zur Darstellung gebracht, nämlich die, daß dort im wesentlichen eine einzige (vielleicht von ein paar Querspalten zerschobene), ostwestlich streichende, ganz flach nach Norden einfallende echte Verwerfung (nicht Überschiebung) vorliegt, die durch die sehr tief einschneidende Erosion so zackig zerlappt worden ist. Wenn ich den Inselsberg-Porphyr — mit SCHEIBE — dem Jägerhausporphyr gleichstelle und — entgegen SCHEIBE — als normale und konkordante Auflagerung auf den Goldlauterer Schichten und — wieder mit SCHEIBE — als ersten Erguß der Oberhöfer Zeit betrachte, so bin ich mir bewußt, daß man ihn dann eigentlich auch in dem unmittelbar westlich anstoßenden, von mir in die Oberhofer Stufe gestellten Drehberg-Strohbörl-Hoheheide-Gebiet erwarten müßte, wo er aber fehlt. Überhaupt darf und muß ich hier hervorheben, daß die von mir gegebene Altersstellung dieses Gebietes noch recht wenig befriedigt, ebensowenig freilich auch seine von SCHEIBE herrührende und unverändert übernommene Kartierung der dortigen zahlreichen, z. T. sehr eigenartigen Eruptivgesteine und SCHEIBE's Deutung ihrer Lagerungsform. Um nochmals auf die ebengenannte große Verwerfung zurückzukommen, die die Wintersteiner Mulde im Norden gegen das Gneisgebiet im Süden abgrenzt, so hat sich SCHEIBE um die genaueste Feststellung des Verlaufs dieser Grenze eine ungeheure Mühe gegeben: wie ist er in den dortigen Schluchten, wie an den Wänden des — besonders von oben gesehen — schauerlich tiefen Inselsberger Loches und der Bratpfanne und in den Schluchten am Stohbörl hin und her, auf und ab, geklettert, um zwischen den mächtigen Massen des Abhangsschuttes die wenigen Stellen anstehenden Gesteins aufzusuchen, einzumessen, miteinander in die richtige Verbindung zu bringen; was für Überraschungen erlebte er, als er in der Bratpfanne mehr als 200 m unterhalb des nur 800 m entfernten Rennsteiges noch anstehenden Granit auffand zwischen rechts wie links bis 150 m hoch aufstrebenden Rotliegend-Abhängen! und umgekehrt am Strohbörl in einer im Glimmerschiefer eingerissenen Schlucht nur auf deren drei Schritt breitem Boden, aber auf 200 m Länge, anstehend Rotliegendsediment! Jedenfalls hat er alles geleistet, was er im Rahmen der ihm zur Verfügung stehenden Zeit und Mittel leisten konnte, um diese sehr schwierigen Verhältnisse zu erforschen, die aber noch

immer wert sind, mit noch größerer Genauigkeit untersucht zu werden.

Zwischenzeiten weniger aufreibender Arbeit, für Scheibe eine Art Erholung, waren es, als er das Zechstein- und Buntsandsteingebiet im Nordosten und Südwesten des Blattes Ruhla zu kartieren hatte; auch hier hat er wertvolle, zuverlässige Feststellungen petro- und stratigraphischer und paläontologischer Art gemacht, die aber hier nicht weiter auszuführen sind.

In den Jahren 1901 und 1902 kehrte Scheibe noch einmal nach Blatt Suhl und Schleusingen zurück, auf denen der Bau der Eisenbahn Ilmenau-Schleusingen neue Aufschlüsse versprach, die noch in den noch nicht gedruckten Erläuterungen dieser Blätter verwertet werden konnten. Und hier konnte er besonders in dem Gebiet des oberen Vessertales, das früher von uns aus den vorn angegebenen Gründen nicht speziell revidiert worden war, mancherlei überraschende Beobachtungen machen, die er dann zunächst in einem Jahrbuchsbericht (1903) kurz beschrieb und die ihn veranlaßten, den Erläuterungen einen berichtigten Kartenausschnitt beizufügen. Für die Kenntnis des dortigen Schiefergebirges und seiner an den alten Crux-Bergwerken auch lagerstättenkundlich so wichtigen Kontaktmetamorphose sind diese Untersuchungen von besonderem Werte.

Von 1904 ab wandte er sich der Revision seines letzten Thüringer Wald-Blattes Schwarza, später Mehlis genannt, zu, das im Gebirgsteile von K. v. Fritsch, im Vorlandteile von Pröscholdt bearbeitet worden war. Den Gebirgsteil nehmen hauptsächlich Gehrener Eruptivgesteine mit untergeordneten Sedimenten ein. Mit der an ihm gewohnten Peinlichkeit und Vertiefung auch in Kleinigkeiten hat er dieses Gebiet in mehrjähriger Arbeit neu aufgenommen und hatte dabei auch die erfreuliche Möglichkeit, die Neuaufnahme des Meßtischblattes als Unterlage benutzen zu können. Die Mannigfaltigkeit der Gehrener Eruptivgesteine war hier größer, als sie ihm bisher bekannt war, und auch ein dem Höllkopf-Melaphyr ähnliches Gestein war darunter, das aber nicht, wie dieser, dem höchsten Niveau angehörte. Das Ergebnis seiner Mühen ist zwar — wenn auch nicht ganz vollständig — auf der gedruckten Karte zum Ausdruck gebracht, kommt aber wegen der Dunkelheit der Farben, die doch mit den auf den Nachbarblättern angewandten übereinstimmen mußten und sich sogar für die Eruptivgesteine und Sedimente äußerst nahe kommen, für den Beschauer, selbst wenn er kein oberflächlicher ist, kaum zur Erscheinung. Das ist sehr zu bedauern, denn in einem entlang des Dörrberg-Kammes gelegten 1800 m langen, 1200 m Schichtenmächtigkeit erschließenden Querprofil sind allein in dieser Stufe 15 verschiedene Glieder zu unterscheiden gewesen.

Eine besonders wertvolle Feststellung hat Scheibe auch die Geologie des Buntsandsteins zu verdanken. Im thüringischen Gebiete südlich des Thüringer Waldes war schon seit Jahren ein Streit zwischen den nördlicher und den südlicher kartierenden Geologen darüber im Gange, wo die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein zu legen sei. Wenn man, wie üblich, als Grundsatz annahm,

diese Grenze an die unterste »grobe« Bank zu verlegen, so erhielt im Süden der Untere eine ganz ungewohnt geringe Mächtigkeit, der Mittlere aber eine um so größere und mußte hier in eine untere geröllführende und eine obere geröllfreie Stufe aufgeteilt werden (von den Chirotherienschichten noch ganz abgesehen), was im Norden bei dem Fehlen von Geröllen überhaupt nicht möglich war. Das Blatt Schwarza lag nun gerade zwischen den so verschieden scheinenden, schon auf gedruckt vorliegenden Karten dargestellten Gebieten, und SCHEIBE lag es ob, einen Ausgleich oder eine Erklärung zu finden. Und das ist ihm denn auch glänzend gelungen: er wies nach, daß im Gebiete seines Blattes der »geröllführende« untere Teil des »Mittelbuntsandsteins« nach Nordwesten hin seine Gerölle verliert und dann vom »Unteren Buntsandstein« nicht mehr zu unterscheiden ist, der obere Teil des Südostens aber vollständig dem gesamten Mittleren Buntsandstein des Nordwestens gleichsteht. Das entspricht, wie ich hier einfügen möchte, demselben Verhalten des Buntsandsteins auf meinem nördlich vom Thüringer Walde entsprechend gelegenen Blatte Saalfeld, wo der — von mir allerdings schon gleich von vornherein zum Unteren gerechnete obere Teil des letzteren mit seinen kräftigen Geröllzonen nach Norden hin diese verliert und dann dem »normalen« Unterbuntsandstein gleicht. —

Wenn vom Jahre 1903—1912 das Blatt Schwarza-Mehlis im amtlichen Arbeitsplan immer wieder als SCHEIBE's Arbeitsgebiet verzeichnet wird, und mancher über dieses Immerwiederkehren spöttisch lächelte, so beachtete dieser leider nicht, daß SCHEIBE, der außer seinem Hauptamt an der Bergakademie noch mit zahlreichen anderen Aufgaben beladen und alle mit gleicher Gewissenhaftigkeit zu erledigen bestrebt war, in jedem Jahre nur Bruchteile seiner Sommerferien auf die Kartierung verwenden konnte und außerdem zwei Jahre in Afrika abwesend war. Wer aber gesehen und, wie ich so oft, miterlebt hätte, wie er an diesen Arbeitstagen von früh bis abends unermüdlich in den Waldbergen »auf- und abgesaust« und dann mit schwerem Rucksack voller Gesteinsproben beladen, die der näheren Untersuchung harrten, erst in der Dunkelheit heimgekommen ist, und wie er dann immer noch erst seine Steine etikettierte und verpackte, seine Karte zeichnete und Notizen machte, ehe er sich Ruhe gönnte, und wie er selbst die Sonntage zu solchen Arbeiten benutzte, der würde begreifen, daß ihm dann, wie er in einem Entschuldigungsschreiben wegen einer noch nicht eingereichten Erläuterung einmal traurig und ärgerlich zugleich schrieb, »die Kraft nicht mehr langt zu weiterer ernster Arbeit«, und würde respektvoll den Hut ziehen vor dem Manne, der sich soviel selbstlose Entsagung auferlegte, nur um den Weitergang der Arbeiten möglichst zu fördern. Das gilt aber nicht bloß bezüglich des Blattes Schwarza, sondern für alle seine Arbeit für die Geologische Landesanstalt. Auch zweifle ich nicht, daß mehrmalige Erkrankungen auf Überanstrengung im Dienste zurückzuführen sind.

Als SCHEIBE 1914 seine auf $^1/_2$ Jahr berechnete Reise nach Columbien antrat, war die 1912 von ihm für stichfertig erklärte Karte Mehlis gedruckt, und er hatte die Absicht, gleich nach seiner Rück-

kehr die Erläuterung dazu zu schreiben. Da er aber des Krieges wegen erst 1920 heimkehren konnte, war B. Kühn mit deren Herstellung beauftragt worden, die er dann auch auf Grund der sehr eingehenden Berichte Scheibe's verfassen konnte, wie er es ja auch mit denen zu Blatt Tambach hatte tun müssen.

In gleicher Weise war Scheibe auch mit den Erläuterungen zu den Blättern Brotterode und Friedrichroda im Rückstande, aber auch hier hat er schon für das letztere einen weitgehenden Entwurf, für das erste sehr ausführliche Berichte eingeliefert, auf die ich mich stützen konnte und kann, nachdem ich in dieser Hinsicht sein Erbe angetreten habe, um ihm, dem allzu jäh dahingerafften lieben Freunde, einen letzten Dienst zu erweisen.

E. Zimmermann I.

Schriftenverzeichnis

1886

Über neue Gestalten am Magneteisen. Z. D. G. G. 38, 1886, P, S. 469/470.

1887

Neue Erwerbungen der mineralogischen Sammlung der Kgl. Bergakademie. Z. D. G. G. 39, 1887, P, S. 614—616.

Magneteisen aus dem Habachtal (Pinzgau). Z. D. G. G. 39, 1887, P, S. 617.

Mitteilung über Aufnahmen auf den Blättern Friedrichroda und Ohrdruf. Dies. Jahrb. f. 1887, S. XLV—XLVIII. Berlin 1888.

Über Inesit. In der A. Schneider'schen Arbeit »Das Vorkommen von Inesit usw.« Dies. Jahrb. f. 1887, S. 486—494. Berlin 1888.

1888

Über Turmalin in Kupfererz aus Lüderitzland. Z. D. G. G. 40, P, S. 200.

Über ein Wismuthnickelsulfid auf Grube Friedrich bei Niederhövels. Ebenda S. 611.

Goldführendes Gestein von Otjimbinque, Damaraland. Ebenda S 611.

Mitteilung (der Herren R. Scheibe und E. Zimmermann) über Aufnahmen auf den Blättern Ilmenau und Plaue. Dies. Jahrb. f. 1888, S. LXIII—LXXII und Taf. XI. Berlin 1889.

1889

Rhodotilit von Paisberg. Z. D. G. G. 41, 1889, P, S. 162.

Schwerspatzwillinge von der Grube Morgenroth-Alexe bei Gehlberg. Ebenda S. 563.

Agalit (= Asbestine) aus Nordamerika. Ebenda S. 564.

Mitteilung (R. Scheibe und E. Zimmermann) über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Blatte Ilmenau unter Berücksichtigung angrenzender Gebiete. Dies. Jahrb. f. 1889, S. XLI—XLVII. Berlin 1892.

Mitteilung über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Friedrichroda. Dies. Jahrb. f. 1889, S. XLVII—XLVIII. Berlin 1892.

Blatt Ohrdruf, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Liefg. XXXIX. Berlin 1889. (Zusammen mit M. Bauer und E. Weiss.)

1890

Thierfährten und Pflanzenreste aus dem Ober-Rothliegenden von Tambach. Z. D. G. G. 42, 1890, P, S. 364—365.

Krystalle von Magneteisen von Moriah Mine, New York und Magnet cove, Arkansas. Z. D. G. G. 42, 1890, P, S. 370.

Mitteilung (R. Scheibe und E. Zimmermann) über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Ilmenau 1890. Dies. Jahrb. f. 1890, Bd. XI, S. LII—LVIII. Berlin 1892.

1891

Über Hauchecornit, ein Nickelwismuthsulfid von der Grube Friedrich (Bergrevier Hamm a. d. Sieg). Dies. Jahrb. f. 1891, Bd. XII, S. 91—125 und Taf. XVIII. Berlin 1893.

1893

Vorlage von Stufen mit Cölestinkrystallen aus dem Kupferschiefer des Mansfeldischen. Z. D. G. G. 45, P, S. 508.

1895

Über Nicol'sche Prismen aus Kalkspath von Auerbach a. d. Bergstraße. Z. D. G. G. 47, P, S. 223.

Über krystallisiertes, natürliches Arsen aus Japan. Ebenda 223—224.

Bericht über die im Anschluß an die Coburger Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1895 ausgeführte Exkursion durch den Thüringer Wald. Z. D. G. G. 47, 1895, S. 621—631.

Bericht über geologische Aufnahmen im Nordostteile des Blattes Brotterode. Dies. Jahrb. f. 1895, S. LXVII—XCIII und Taf. VII. Berlin 1896.

Über die Einteilung der Eruptivgesteine des Rothliegenden im Thüringer Walde. Z. D. G. G. 47, P, S. 616.

Über den Mesodiabas mit mesobasaltischer Außenhülle an den Hühnbergen bei Friedrichroda. Z. D. G. G. 47, S. 617.

1900

Arsenikalkies aus dem Radau-Thal im Harz. Centralbl. f. Min. usw. 1900, S. 119—120.

1902

Geologische Spaziergänge im Thüringer Wald. 1. Heft. Jena 1902. (Abdruck aus: Naturw. Wochenschr. Bd. XVII [N. F. Bd. 1], S. 170—176 und 433—440.)

Grundgebirge des Thüringer Waldes im Vesser- und Nahethal. (Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Schleusingen im Jahre 1901.) Dies. Jahrb. f. 1902, Bd. XXIII, S. 662—666. Berlin 1905. (Die hierzu gehörige geologische Karte »Umgebung des oberen Vessertals, 1 : 25000, geognostisch bearbeitet durch R. SCHEIBE 1902/03« wurde von der Geol. Landesanstalt besonders herausgegeben.)

Mitarbeit am Abschnitt »Archäische Formation« in E. ZIMMERMANN, Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Hildburghausen, Kesselring, 1902, S. 325—332.

1904

Bericht über Kontaktgesteine im Kleinen Thüringer Wald auf Blatt Schleusingen und über Granit, Rothliegendes und Zechstein südwestlich Mehlis auf Blatt Schwarza (Mehlis) auf Grund der Aufnahmen in den Jahren 1903 und 1904. Dies. Jahrb. f. 1904, Bd. XXV, S. 697—715 und Taf. 22. Berlin 1907.

Bericht über die geognostische Studienreise nach dem Thüringer Wald und Franken vom 30. September bis 9. Oktober 1905. (Veranstaltungen der Stadt Berlin zur Förderung des naturw. Unterrichts usw., 6. Bericht.) Berlin 1906. 27 Seiten.

1906

Der Blue ground des deutschen Südwestafrika im Vergleich mit dem des englischen Südafrika. Festrede am 27. Januar 1906. Programm der Kgl. Bergakademie zu Berlin für das Studienjahr 1906/1907, 18 Seiten.

1908

Blatt Ilmenau (zusammen mit H. LORETZ und E. ZIMMERMANN)
Blatt Schleusingen (zusammen mit F. BEYSCHLAG, K. v. FRITSCH und E. ZIMMERMANN)
Blatt Suhl (zusammen mit F. BEYSCHLAG, K. v. FRITSCH und E. ZIMMERMANN)

} Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Lieferung 64. Berlin 1908.

1911

Art und Bedeutung des Diamantenvorkommens in Südwestafrika. Vortrag. Naturw. Wochenschr. N. F. X (d. g. R. XXVI), 1911, S. 457—461.

1912

Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Mehlis. Dies. Jahrb. f. 1912, Bd. XXXIII, T. II, S. 511—512. Berlin 1914.

Diskussionsbemerkung zum Vortrag von R. Lachmann: »Über Ekzeme als geologische Chronometer«. Z. D. G. G. 64, 1912, Monatsber. S. 565—566.

Das Vorkommen der Diamanten in Deutsch-Südwestafrika. Jahresber. Ver. Geogr. Jahrg. 77/78. Frankfurt a. M. 1912/14.

1913

Diamant. In Dammer-Tietze, Die nutzbaren Mineralien usw. Bd. I, S. 1—57. Stuttgart 1913.

1914

Profil des Rennsteigs (zusammen mit Cl. Major und E. Zimmermann). Ruhla 1914. Verlag des Rennsteigvereins.

Schäfer und R. Scheibe, Naturdenkmäler der Herrschaft Schmalkalden. Herausgeg. vom Kreise Schmalkalden. Heft 1: Brotterode und Trusental. 1914. 28 Seiten und 24 Lichtdrucktafeln.

1915

»Informe sobre las Minas de Muzo (Colombia)«. Estudios con un croquis geologico y fotografias 1915. Abgedruckt in der Hauptsache in: Informe del Ministro de Hacienda al Congreso 1916. Bogotá, 16 Seiten. (Kurzes Referat des Verfassers im Geolog. Zentralbl. Bd. 26, Nr. 1458, Berlin 1921.)

1917/18

Documentos de la Comisión Científica de Colombia. Informe sobre los trabajos ejecutados en las regiones de San Jorge y Llano de Animas (Zipaquira), Laguna Verde, en los rios Coella y Luisa (Tolima), y en Tocima, Virginia y Girardot. 1917/18 Bogotá. 25 Seiten. (Kurzes Referat des Verfassers im Geolog. Zentralbl. Bd. 26, Nr. 1449, Berlin 1921.)

1922

Kenntnis der Vorkommen und Stand des Bergbaues 1921 [in Kolumbien]. In: Otto Bürger, Kolumbien, S. 239—261. Leipzig, Dietrich, 1922.

Documentós de la Comisión Científica Nacional No. 2. República de Colombia, Ministerio de Obras Públicas. Informe del Geólogo Jefe Dr. Robert Scheibe. Bogotà 1922. Casa editorial Minerva. 35 Seiten und 5 Tafeln mit 10 Bildern.

Informe relativo a los estudios en la Mina Real de Muzo y los alredadores en el año de 1915. [Vollständiger Bericht.] In: Informe del Ministro de Hacienda al Congreso de 1922, S. 97—112.

Informe sobre la Salina de Nemocón. Ebenda S. 154—165.

Das Salzvorkommen von Nemocón. N. Jahrb. f. Miner. usw., Beilagebd. 53, Abt. B, 1925, S. 315—320, mit Taf. 6—8.

Das Smaragdvorkommen von Nemocón. Ebenda S. 321—324.

H. Rauff.

Tätigkeitsbericht der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1926

A. Geologische Aufnahmen und daran anschließend wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Leitung: Präsident Krusch
Gebirgsland: Abteilungsdirektor Fliegel
Flachland: Abteilungsdirektor Wolff

Rheinprovinz

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1 : 25 000

Bl. Mettmann (52, 46) wurde durch B.-G. Zimmermann II und B.-G. Paeckelmann fertiggestellt, ebenso Bl. Mülheim (52, 34) durch B.-G. Bärtling und Geol. Breddin.

L.-G. Fuchs setzte die Aufnahme des Blattes Solingen (52, 53) fort und brachte sie dem Abschluß nahe.

B.-G. Zimmermann II setzte diejenige des Bl. Duisburg (52, 33) fort.

Bl. Kürten (52, 60) wurde von Geol. a. P. Dietz in seiner südlichen Hälfte weiter bearbeitet.

Behufs Neuherausgabe der Blätter des Rheinischen Braunkohlenreviers wurden die Tagebauaufschlüsse auf den Bl. Frechen (66, 3) und Kerpen (66, 9) durch B.-A. Isert neu aufgenommen und die Blätter im übrigen durch den früheren Bearbeiter Abteilungs-Direktor Fliegel begangen.

Im Aachener Bezirk führte L.-G. Wunstorf die Revision der Bl. Herzogenrath (65, 11) und Aachen (65, 17) für die Neuauflage durch, und setzte die geologische Bearbeitung des Bl. Rötgen (65, 24) fort.

Im Mündungsgebiet der Ahr nahm die geologische Aufnahme des Bl. Ahrweiler (66, 29) durch Geol. Ebert ihren Fortgang.

Auf Bl. Linz (66, 30) stellte B.-A. Hoffmann den linksrheinischen Teil fertig und nahm den rechtsrheinischen in Angriff.

In dem östlich anschließenden Gebiet führte Geol. Burre die geologische Kartierung des Bl. Waldbreitbach (67, 25) weiter; ebenso im Laacher See-Gebiet Geol. Ahrens diejenige des Bl. Burgbrohl (66, 36).

Die geologische Neuaufnahme des Bl. Koblenz (67, 38) für die zweite Auflage wurde durch B.-G. Schmierer begonnen.

Bl. Gelsenkirchen (52, 29), Bl. Burbach (67, 17) siehe Provinz Westfalen.

Bl. Ballersbach (68, 19), Bl. Oberscheld (68, 13) siehe Provinz Hessen-Nassau.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

B.-G. Quiring vollendete die Aufnahme der Übersichtskarte Bl. Koblenz 1 : 200000.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Die wissenschaftlich-stratigraphische Bearbeitung der Schichten des Steinkohlengebirges in den linksrheinischen Bezirken wurde durch L.-G. Wunstorf und Kustos Gothan fortgesetzt, diejenige im westlichen Ruhrkohlenbecken durch den letztgenannten zusammen mit B.-G. Haack.

Aus Anlaß und zur Vorbereitung eines Lehrganges für Landwirtschaftslehrer führte B.-G. Bärtling vergleichende Studien über die Bodenverhältnisse im Niederrheingebiet aus.

Im Bereich der Siegener Schichten des unteren Ahrtales und des Laacher See-Gebietes fanden zu stratigraphischen Vergleichszwecken Begehungen durch B.-G. Schmidt und die Geol. Burre und Ahrens statt.

c) Lagerstätten und Felderinventur

Für die Neuherausgabe der Lieferung I der Lagerstättenkarte Deutschlands führte B.-A. Hoffmann abschließende Untersuchungen aus.

d) Prüfung von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Durch B.-G. Bärtling wurden einige Schwerspatlagerstätten im Kreise Adenau und durch Geol. Ahrens das Kieselgurvorkommen am Hochsimmer untersucht (Bl. Mayen 66, 42).

e) Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Im Bereich der Oberförsterei Mayen (früher Kaisersesch) fanden Begehungen und bodenkundliche Untersuchungen durch B.-G. Schmierer auf den Blättern Virneburg (66, 41), Kelberg (66, 46), Kaisersesch (66, 47), Daun (66, 51) und Kochem (66, 53) statt.

Eine geologisch-agronomische Lehrkarte der Gegend von Andernach wurde durch Geol. Ahrens im Interesse der dortigen Landwirtschaftlichen Schule aufgenommen.

f) Prüfung von Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung der Stadt Elberfeld
» » Gemeinde Mettmann

Wasserversorgung der Domäne Kaffroth (Kreis Altenkirchen)
» » Gemeinde Kölschhausen
» » Gemeinde Niederlemp
» » Gemeinde Oberlemp
» » Gemeinde Breitenbach
» » Gemeinde Bonbaden
» » Gemeinde Hochelheim
» des Zollbahnhofes Perl a. d. Mosel.

g) Prüfung von Talsperren und Stauanlagen, Kanalbauten

Begutachtung der geplanten Hochspeicheranlage am Drei-Eichenplatz bei Koblenz auf Antrag der Rheinstrombauverwaltung, desgl. des geplanten Aachen-Rhein-Kanals.

h) Andere geologisch-technische Beratungen

Beratung der Duisburg-Ruhrorter Hafen A.-G. über die Herkunft der Schlammablagerungen im Ruhrorter Hafen.

Beratung der Regierung in Düsseldorf hinsichtlich der Standsicherheit der Provinzialstraße Wülfrath-Velbert.

Wiederholte Begutachtung der Felsenrutschung bei Daufenbach an der Eisenbahnstrecke Köln-Trier.

i) Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Neue Aufschlüsse in den linksrheinischen Steinkohlenbezirken und im Ruhrkohlengebiet.

k) Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Lippe-Kanal
Neue Sperrschleuse Duisburg
Arbeiten der Emscher-Genossenschaft
Erweiterung der Bahnlinie Essen-West—Mühlheim (Ruhr)
Eisenbahnneubaustrecke Witten—Barmen
Automobilstraßenbauten im Ruhrbezirk
Pfeilergründungen der neuen Rheinbrücke Duisburg—Hochfeld
Klippen im Rheinbett bei Mönchenwert nördlich Düsseldorf
Straßenneubau bei Hönningen a. Rh.
Autorennstraße Nürburgring (Kr. Adenau)
Straßenbauten im Kreise Baumholder.

l) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Lehrgang für die Direktoren von Landwirtschaftsschulen der Rheinprovinz im Auftrage des Herrn Ministers für Landwirtschaft in Bonn und am Niederrhein.

Lehrvortrag und Lehrausflug mit der Arbeitsgemeinschaft der Junglehrer des Kreises Wetzlar.

Vorträge in verschiedenen Orten und vor verschiedenen wissenschaftlichen Vereinigungen im Rheinlande aus dem Bereich der Paläobotanik und der Kohlenentstehung.

Provinz Westfalen und Land Lippe-Detmold

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

Im holländischen Grenzgebiet wurde die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Ottenstein (38, 58) durch Geol. Bentz fortgesetzt und beendet.

In der Osnabrücker Gegend stellte B.-G. Haack Bl. Hasbergen (39, 46) fertig.

Im Wiehengebirge wurde die geologisch-agronomische Bearbeitung des Bl. Minden (40, 46) durch L.-G. Koert und Geol. Stach fortgesetzt. Von Bl. Oeynhausen (40, 45) vollendete L.-G. Koert den Wiehengebirgsanteil.

An der oberen Weser wurde die geologische Aufnahme des Bl. Brakel (54, 18) durch L.-G. Weissermel abgeschlossen und diejenige des Bl. Borgholz (54, 24) fortgesetzt.

Im Ruhrkohlenbecken führten B.-G. Bärtling und Geol. Breddin die Oberflächen- und Untergrundsaufnahme des Bl. Gelsenkirchen (52, 29) weiter.

Am Nordrande des Schiefergebirges wurde in der Briloner Gegend Bl. Madfeld (54, 33) durch B.-G. Paeckelmann und Geol. Kühne fertiggestellt.

Im Siegerlande führte B.-G. Schmidt die geologische Kartierung des Bl. Hilchenbach (67, 5) weiter; derselbe nahm auch Bl. Wingeshausen (53, 60) großenteils auf. Bl. Burbach (67, 17) wurde wie vorgesehen durch B.-G. Quiring fertiggestellt, während Geol. Reich die geologische Aufnahme des Bl. Berleburg (54, 55) fortsetzte.

Bl. Mülheim a. Ruhr (52, 34) siehe Rheinprovinz,

Bl. Marienberg (67, 22) siehe Hessen-Nassau,

Bl. Melle (40, 43) siehe Provinz Hannover.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Im Devon und Unterkarbon der Gegend von Brilon und Warstein wurde eine kurze vergleichende Begehung durch B.-G. Kegel ausgeführt, ebenso zur Klärung der für die Kartierung der Oberdevon-Kulmgrenze wichtigen Fragen eine mehrtägige Begehung im nördlichen und östlichen Randgebiete des Rheinischen Schiefergebirges durch B.-G. Paeckelmann und Geol. Reich.

Die Zechsteinaufschlüsse am östlichen Bruchrande des Schiefergebirges bei Marsberg und im Lande Waldeck wurden durch B.-R. Fulda zusammen mit B.-G. Paeckelmann und Geol. Kühne begangen.

Im Flözleeren zwischen Arnsberg und Hagen sammelte Ass. Potonié pflanzliche Fossilien für das Landesmuseum.

b) Lagerstätten- und Felderinventur

Die Tiefbohrkarte des Ruhrkohlenbeckens im Maßstab 1 : 100000 wurde durch B.-G. Bärtling weiterbearbeitet und davon die Bl. Soest und Dortmund fertiggestellt.

c) Prüfung von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Geol. Bentz untersuchte ein Asphaltvorkommen bei Weseke und die Kalk- und Mergellager in der Umgebung von Rheine.

d) Prüfung von Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung des Kreises Lippstadt,
» der Gemeinde Ibbenbüren,
» der Gemeinde Schildesche,
» der Stadt Lage in Lippe,
» der Gemeinde Groß Reken,
» im nördlichen Teil des Ruhrkohlengebietes.

Wasserentziehung auf dem städtischen Brunnengelände von Gütersloh durch eine Eisenbahnunterführung.

e) Prüfung von Talsperren und Stauanlagen, Kanalbauten

Stau- und Wasserspeicheranlage des Ruhrverbandes bei Hengstey (Prüfung und Verfolgung der Aufschlüsse).

Geplante Stauanlage des Großen Aabaches oberhalb Wünnenberg.

f) Heilquellen und Schutzbezirke

Fortlaufende Begutachtung der Thermalbohrung 6 in Bad Oeynhausen.

Nachtragsgutachten betr. den Schutzbezirk für die Bäder Salzuflen und Meinberg.

g) Andere geologisch-technische Beratungen

Befahrung des Goldbergtunnels bei Hagen und des Klosterholztunnels bei Gevelsberg zur Feststellung der Ursache der Mörtelzerstörungen im Tunnelgewölbe.

Geologische Untersuchungen über das Vorkommen nutzbarer Gesteine in den Lippeschen Staatsforsten.

h) Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Tiefbohrung Lippspringe,
Tiefbohrung Detmold.

i) Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Tunnelbauarbeiten bei Lengerich,
Erweiterungsbauten beim Bahnhof Rheine,
Bauarbeiten der Seseke-Genossenschaft,
Straßenaufschlüsse bei Wennemen (Kr. Meschede).

Straßenaufschlüsse am Bahnhof Valbert der Eisenbahnstrecke Meinertshagen-Krummerlen.

k) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Vortrag und Lehrausflug für die Lehrer des Kreises Tecklenburg-Nord.

Geologische Wanderung mit den naturwissenschaftlichen Studienräten der Staatlichen Aufbauschule Büren.

Provinz Hessen-Nassau

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

Die Neuaufnahme des Westerwälder Braunkohlengebietes wurde dadurch fortgesetzt, daß Geol. SCHLOSSMACHER und — während dessen Beurlaubung nach Königsberg — vertretungsweise Dr. GLÄSSNER auf Bl. Marienberg (67, 22) arbeiteten.

Die s. Zt. begonnene Neuaufnahme des Bl. Hadamar (67, 35) wurde durch Geol. MICHELS während kurzer Zeit weitergeführt.

An der Neuaufnahme des Bl. Oberscheld (68, 13) und Ballersbach (68, 19) arbeitete B.-G. KEGEL.

Im Grenzgebiet gegen das Land Hessen führte Geol. CORRENS vor seiner Beurlaubung zur Deutschen Atlantischen Expedition die geologische Bearbeitung des Bl. Gladenbach (68, 14) während kurzer Zeit weiter. Ebenso wurde auf Bl. Amöneburg (68, 16) durch M.-A. BLANCKENHORN gearbeitet.

Die geologisch-agronomische Neuaufnahme des Bl. Frankfurt a. M. (68, 51) wurde entsprechend den Abmachungen mit der Stadt Frankfurt durch B.-R. ZÖLLER und Geol. MICHELS abgeschlossen.

Im Kasseler Bezirk beendete L.-G. v. LINSTOW die geologisch-agronomische Aufnahme von Bl. Trendelburg (55, 25).

Die Neuherausgabe der vergriffenen Blätter der Gegend von Fulda wurde durch Revisionsbegehungen des M.-A. BÜCKING auf den Blättern Fulda (69, 27), Klein-Sassen (69, 28) und Gersfeld (69, 34) vorbereitet.

Bl. Burbach (67, 17) siehe Provinz Westfalen,

Bl. Stadthagen (40, 42), Cathrinhagen (40, 48), Bückeburg (40, 47) siehe Provinz Hannover.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Prüfung von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Das Kaliwerk Sachsen-Weimar wurde zur Untersuchung seiner Basaltgänge von Geol. DIETZ befahren, ebenso eine Untersuchung des Kaliwerkes Neuhof-Ellers durch Geol. SCHRÖDER vorgenommen.

b) Prüfung von Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung der Gemeinden Rittershausen (Dillkreis), Niederroßbach, Allendorf,
» » Stadt Limburg a. Lahn,
» » Gemeinde Niederdünzebach b. Eschwege,
» » » Ulmbach und Marborn (Kr. Schlüchtern),
» » Försterei Bernser Landwehr (Kr. Rinteln),
» Bahnhof Niedernhausen.

c) Prüfung von Talsperren und Stauanlagen, Kanalbauten

Untersuchung der Einwirkung des Stauwerkes am Letzten Heller bei Hann.-Münden auf das Grundwasser bei Hedemünden.

Untersuchung von Bohrungen und damit zusammenhängende Beratung im unteren Werratale für das Wasserbauamt II in Kassel.

d) Sonstige geologisch-technische Beratungen

Untersuchung eines Erdfalles bei Haueda (Kr. Hofgeismar).

Geologische Besichtigung der Basaltkuppen Heidenhäuschen und Galgenberg (Bl. Hadamar) und der Dornburg (Bl. Mengerskirchen) wegen Stellung unter Naturschutz.

Prüfung der Felssturzgefahr am Burgfelsen bei Runkel a. d. Lahn, dgl. des Erdrutsches bei Knickhagen (Bl. Kassel),

Bodenbewegungen am Bahnhof Gr. Almerode.

Für dieselbe Stelle Begutachtung der Möglichkeit von Bodensenkungen im Bereich der geplanten Werra-Kanalisierung.

e) Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Wasserstollen von Kronberg,
» » Königstein,
» » Anspach bei Usingen,

Mineralwasserbohrung bei Hohemark (nahe Oberursel), sämtlich im Taunus.

Amtliche Bohrung der Geologischen Landesanstalt bei Frankfurt-Eckenheim.

Bohrungen des Wasserwerkes Hattersheim,

Wasserkraftstollen bei Kramberg a. d. Lahn,

Neue Grubenaufschlüsse im Eisensteinbergbaugebiet von Lahn und Dill.

Befahrung der Gruben Eisenkaute und Alexandria im Westerwald.

f) Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Neue Eisenbahnaufschlüsse bei Groß-Auheim (Bl. Hanau).

g) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Vortrag und geologische Führung für die Arbeitsgemeinschaft der Kreislehrerschaft von Weilburg,

ebenso für die Arbeitsgemeinschaft Königsstein der Kreislehrerschaft in Höchst a. Main.

Provinz Hannover, Land Braunschweig und Freie Hansestadt Bremen

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

Entsprechend den Vertragsverpflichtungen gegenüber Bremen wurde die geologisch-agronomische Aufnahme von Bl. Bremerhaven (23, 26) im bremischen und preußischen Anteil durch Geol. a. P. Scharf dem Abschluß nahegebracht, während B.-A. Isert die noch erforderlichen Nachträge auf den Bl. Bremen (23, 57), Hemelingen (23, 58) und zum Teil auch auf Bl. Lesum (23, 51) durchführte; Bl. Vegesack (23, 50) wurde von ihm in Angriff genommen.

Im ostfriesischen Arbeitsgebiet bearbeitete M.-A. Wildvang das Bl. Weener (22, 49) geologisch-agronomisch, ebenso Bl. Nortmoor (22, 44) zu einem großen Teile; Bl. Westrhauderfehn (22, 50) wurde von ihm begonnen.

In dem Gebiet zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge wurde die geologische Aufnahme auf Bl. Schledehausen (39, 48) durch B.-G. Haack und Geol. Dienemann begonnen, ebenso diejenige des Blattes Melle (40, 43) durch den letzteren fortgesetzt.

Im Wesergebirge und seinem nördlichen Vorlande setzte B.-G. Grupe die geologisch-agronomische Aufnahme des Bl. Stadthagen (40, 42) und Cathrinhagen (40, 48) fort und begann diejenige des Bl. Bückeburg (40, 47). Behufs Neuherausgabe fanden kurze Revisionsbegehungen auf Bl. Hildeheim (41, 52) und Bl. Sibesse (41, 58) durch Geol. Dahlgrün statt.

Entsprechend den Vertragsverpflichtungen gegenüber Braunschweig setzte B.-A. Hausbrand die geologisch-agronomische Kartierung von Bl. Öbisfelde (42, 34) fort; aus demselben Grunde nahm Geol. Woldstedt den braunschweigischen Anteil und kleinere preußische Gebietsteile von Bl. Lesse (41, 54) auf.

Im Harz wurde die geologische Neubearbeitung der Oberharzblätter durch Revisionsaufnahmen auf Bl. Seesen (55, 12) durch B.-R. Stahl und auf Bl. Osterode (55, 18) durch B.-R. Gropp fortgesetzt.

Die Neubearbeitung von Bl. Lauterberg (56, 19) wurde durch Geol. Schriel begonnen.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Im Oberharz fanden im Bereich der Bl. Zellerfeld, Riefensbek und Osterode vergleichende Begehungen wegen der Gliederung des Kulms durch B.-R. Stahl statt.

Die neuen Aufschlüsse der Unteren Kreide der Gegend von Hannover und Braunschweig wurden von Ass. Seitz begangen.

b) Prüfung von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Die Lagerungsverhältnisse auf der Eisensteingrube am Rotenberg (Besitzerin Preuß. Bergwerks- und Hütten A.-G.) wurden durch B.-R. Stahl untersucht.

Über die Erzführung und die Mineralisationsgrenzen der Oberharzer Gänge fanden auf Antrag der Oberharzer Bergwerksdirektion (Preuß. Bergwerks- und Hütten A.-G.) Archivstudien verbunden mit Grubenfahrten durch B.-R. Gropp statt,

Das Reichsbauamt in Lüneburg wurde bei Schürfbohrungen auf Kieselgur im Bereich des Gasplatzes Breloh beraten.

Die zur Stillegung für 30 Jahre angemeldeten Kaliwerke Conow, Teutonia, Adolfsglück, Hope, Prinz Adalbert und Hambühren wurden durch B.-R. Fulda geologisch-lagerstättenkundlich untersucht.

c) Geophysikalische Untersuchungen

Die Kieslagerstätte des Rammelsberges und einige Ganggebiete im Clausthaler Revier wurden geophysikalisch (elektrisch) durch Geol. Ebert untersucht.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Bei Salzgitter und bei Hänigsen (zur Abgrenzung des Salzstockes) fanden erdmagnetische Messungen durch B.-R. KOHL statt.

Das vom Mittellandkanal durchschnittene Gelände zwischen Meine und Abbesbüttel wurde auf das Vorhandensein eines Salzhorstes durch Drehwagemessungen von B.-G. BARSCH untersucht.

d) Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Im Flottlehmgebiet von Syke führte Geol. DIENEMANN agronomische Untersuchungen aus.

Diplomlandwirt GÖRZ führte landwirtschaftlich-bodenkundliche Untersuchungen auf folgenden Blättern aus: Hann.-Münden (55, 30), Hofgeismar (55, 31), Trendelburg (55, 25) und Ödelsheim (55, 26), St. Andreasberg (56, 14) Elbingerode (56, 15), Blankenburg (56, 16), Derenburg (56, 10), Fallersleben (42, 33), Meine (43, 38), Braunschweig (42, 44), Wolfenbüttel (42, 50), Schöppenstedt (42, 51).

e) Prüfung von Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung der Gemeinde Schüttorf,
» » Stadt Eschershausen,
» » » Wunstorf.

f) Prüfung von Talsperren und Stauanlagen, Kanalbauten

Fortführung der geologischen Beratung bei den Talsperrenplänen im Harz für das Talsperrenneubauamt in Goslar.

Wiederholte Begutachtung über behauptete Schädigungen der am Mittellandkanal gelegenen Gemeinden, sowie fortlaufende Beratung der Kanalbauämter Braunschweig, Fallersleben und Öbisfelde, den Mittellandkanal betreffend.

Geologische Begutachtung des Projektes eines Nord-Süd-Kanals (vom Mittellandkanal über Lüneburg zur unteren Elbe).

Untersuchung der Grundwasserverhältnisse am Weser-Wehr bei Dörverden.

Begutachtung der Baugrunds- und Grundwasserverhältnisse der geplanten Staustufe Drakenburg.

g) Andere geologisch-technische Beratungen

Beratung der Saline Lüneburg wegen Erbohrung von Sole.

h) Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Bohrungen bei Meppen für den Ausbau des Dortmund-Emskanals.

Neue Bergbauaufschlüsse bei Lautenthal und Bockswiese, sowie der sonstigen Erzgruben der Preuß. Bergwerks- und Hütten A.-G. im Oberharz.

Zahlreiche Flach- und Tiefbohrungen zur Aufsuchung und Erschließung von Erdöl in Hannover.

Tiefbohrung Pyrmont.

i) Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Aufschlüsse am Hauptvorfluter für die Moore rechts der Ems.
Aufschlüsse bei den Entwässerungsarbeiten am Ertinghäuser Tunnel.
Bahnhofsumbau Braunschweig.
Eisenbahnneubaustrecke Verden-Rothenburg.

k) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Lehrvorträge in verschiedenen Lehrerkonferenzen und Heimatvereinen des Emsgebietes.
Geologische Führung der Lehrerschaft des Kreises Wittlage.

Provinz Schleswig-Holstein

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

In Holstein beendete M.-A. Range die Aufnahme von Bl. Trittau (25, 19).

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Die Vorarbeiten für eine geologische Übersichtskarte 1 : 500 000 wurden von Abt.-Dir. Wolff in den Kreisen Pinneberg, Steinburg und Süderdithmarschen fortgesetzt.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Eozänaufschlüsse in Holstein wurden von Abt.-Dir. Gagel untersucht.

c) Geophysikalische Arbeiten

Das Gebiet zwischen Heide, Husum Schleswig, Rendsburg und Hademarschen wurde durch Geol. Reich magnetisch untersucht.

d) Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Die beim Damm- und Bahnbau Klanxbüll-Westerland (Sylt) entstandenen Aufschlüsse, sowie die Erdarbeiten an der Strecke Haffkrug-Neustadt i. Holstein wurden geologisch verfolgt; desgleichen die großen Bodenentnahmen für Bahnbauzwecke am Elbtalrande zwischen Boberg und Sande oberhalb Hamburg.

e) Prüfung von Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Das Wasserwerk Wandsbeck wurde bezüglich einer neuen Bohrung bei Grossensee beraten.

Provinz Sachsen und Land Anhalt

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25 000

Im nördlichen Teile der Provinz stellte L.-G. Wiegers die geologisch-agronomische Aufnahme von Bl. Oschersleben (42, 60) bis auf einen kleinen Rest fertig. Bl. Dardesheim (56, 4) wurde durch B.-G. Behrend

vollendet. Im Unterharz (Mittel- und Oberharz siehe Provinz Hannover) schloß Geol. Dahlgrün die geologische Neuaufnahme des Bl. Harzgerode (56, 23) ab und nahm diejenige von Bl. Pansfelde (56, 24) in Angriff.

Im Grenzgebiet gegen den Freistaat Sachsen wurde die geologisch-agronomische Aufnahme von Bl. Torgau-Ost (58, 29) durch Kustos Picard fortgesetzt und die des Bl. Übigau (58, 30) begonnen. In Zusammenarbeit mit dem Sächsischen Geologischen Landesamt wurde durch ihn zugleich die geologisch-agronomische Aufnahme des Bl. Strelln (58, 33) bewirkt.

Im südöstlichen Sachsen unterzog L.-G. Kühn das Bl. Meuselwitz (57, 60) zwecks Neuherausgabe einer Revision hinsichtlich der durch den Fortschritt des Braunkohlenbergbaues geschaffenen Aufschlüsse.

Bl. Öbisfelde (42, 34) siehe Provinz Hannover und Freistaat Braunschweig.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Zur Klärung der stratigraphischen Stellung der Grillenberger Schichten führten Kustos Gothan und Geol. Schriel Aufschürfungen und geologische Untersuchungen im Bereich des Bl. Wippra (56, 30) aus.

b) Prüfung von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Eine Reihe von Gruben des Geiseltales und des Zeitz-Weißenfelser Reviers wurden besucht zu Studien über die Möglichkeit der Bepflanzung des durch den Braunkohlenbergbau entstandenen Ödlandes.

Die zur Stillegung für 30 Jahre angemeldeten Kaliwerke Walbeck, Buchberg, Neu-Staßfurt 4/5 und 6/7 wurden durch B.-R. Fulda befahren.

Begutachtung des Braunkohlenvorkommens bei Lüge, Kreis Salzwedel.

Beratung der Gemeinde Ballenstedt, die Pachtung eines Steinbruches betreffend.

c) Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Im Auftrage des Landwirtschaftsministeriums fand eine Bereisung des Staßfurter Gebietes zur Feststellung von Wasserversorgungs- und wasserwirschaftlichen Fragen, auch in Bezug auf den Bergbau statt.

Im Zusammenhang mit den bei der Provinz Hannover genannten bodenkundlich-landwirtschaftlichen Untersuchungen im Harz bearbeitete Diplomlandwirt Görz auch die landwirtschaftlichen Verhältnisse im Bereich der Blätter Halberstadt (56, 11), Quedlinburg (56, 17) und Wernigerode (56, 9).

d) Prüfung von Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung der Gemeinde Blösicke,
» der Gemeinde Asendorf,
» Dalchau,
» Bahnhof Güsten,
» Stadt Naumburg,
» der Gemeinde Wolmirsleben,

Wasserversorgung Meuselwitz und Zettweil,
» Gemeinde Weferlingen,
» Landkreis Merseburg.
» Sandersleben,
» Ziegenrück.

Untersuchung der Grundwasserverhältnisse von Oberröblingen a. See und Umgebung.

Begutachtung der Wasserentziehungsfrage der Gemeinde Wolmirsleben und der Gemeinde Löderburg durch den benachbarten Braunkohlenbergbau.

Wasserbeschaffung für ein Schwimmbad im Kalten Tal in Bad Suderode.

e) Heilquellen und Schutzbezirke

Quellenschutzbezirk für die Bohrlachquelle in Bad Dürrenberg,

f) Andere geologisch-technische Beratungen

Beratung der Saline Schönebeck wegen der Gewinnung von Sole.

Untersuchung über die Ursache der Erdstöße in der Stadt Eisleben.

Untersuchung des Erdfalls am Schacht Wolmirsleben der Braunkohlengrube Johanne-Henriette bei Unseburg.

Gutachten zu dem Einspruch der Grauwackenpflastersteinwerke in Süpplingen gegen den Bau einer Kleinbahn von Süpplingen nach Dönstedt-Alvensleben.

g) Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Bohrungen der Zuckerfabrik Weferlingen,
Anhydritbohrungen Daspig I, Spergau II und Schladebach III.

h) Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Untersuchungen zahlreicher Bohrungen für die Vorarbeiten am Mittellandkanal im Auftrage der Kanalbauämter Öbisfelde, Neuhaldensleben, Magdeburg und für das Wasserbauamt Genthin.

Mit gleichen Arbeiten wurde im Bereich der neu gegründeten Kanalbauämter Bernburg und Merseburg begonnen.

Untersuchung des Tunnels bei Küllstedt.

Aufschlüsse am Bahnhof Erfurt.

i) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Geologische Lehrausflüge mit den Lehrern Magdeburger Schulen in die Umgegend von Magdeburg und bis zum nördlichen Harzrande.

Lehrvorträge und Exkursionen für die Lehrerschaft und die Forstbeamten des Kreises Ballenstedt.

Land Thüringen

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

Im Thüringer Wald wurde die geologische Aufnahme des Bl. Gräfenthal (70, 30) zwecks Herausgabe in neuer Auflage durch L.-G. Naumann

und den Asstistenten der Thüringischen Geologischen Landesuntersuchung, M.-A. Deubel, vollendet.

Ebenso wurde Bl. Kahla (71, 8) durch dieselben Geologen und Geol. a. P. Schröder für die Neuauflage fertiggestellt. An der Aufnahme des letztgenannten Blattes war auch der Assistent an der Thüringischen Geologischen Landesuntersuchung Dr. Hoppe nach einer besonderen Vereinbarung beteiligt.

Bl. Meuselwitz (57, 60) siehe Provinz Sachsen.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

a) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Behufs Herausgabe einer geologischen Karte der Umgebung von Weimar führte M.-A. Zimmermann I während 12 Tagen Revisionsbegehungen auf den Bl. Weimar und Magdala aus.

b) Prüfung von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Die Grubenbaue der Eisenerzlagerstätte Schmiedefeld wurden durch L.-G. Naumann untersucht.

c) Sonstige geologisch-technische Beratungen

Untersuchung der Erdrutschungen an der Eisenbahnstrecke Sondershausen-Frankenhausen.

d) Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Steinkohlenbohrungen bei Manebach nahe Ilmenau.

e) Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Aufschlüsse am Bahnhof Neudietendorf.

Provinz Brandenburg

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

Die Aufnahme des Bl. Müllrose (46, 43) westlich der Oder wurde durch Abt.-Dir. Gagel fortgesetzt.

Im Kreise Schwiebus-Züllichau führte L.-G. Dammer unter vorübergehender Mitwirkung des Geol. a. P. Scharf die Aufnahmen auf den Bl. Bomst (47, 51), Skampe (47, 49) und Beutnitz (46, 54) unter besonderer Berücksichtigung der dortigen Saatzuchtgebiete weiter.

Im märkisch-pommerschen Grenzgebiet begann L.-G. Behr die Revision des Blattes Ravenstein (30, 43); siehe auch Provinz Pommern.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

An den Seen der Gegend von Rheinsberg bis Fürstenberg i. M. führte Geol. von zur Mühlen Untersuchungen über das Problem der Kippung aus.

b) Lagerstätten- und Felderinventur, Lagerstättenkarten

Für die zweite Auflage der Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands bearbeitete B.-R. Landschütz die Blätter Frankfurt a. O. und Lübben.

c) Prüfung von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Ebenso wie in Mitteldeutschland (siehe Provinz Sachsen) wurde auch eine Anzahl Gruben in der Lausitz besucht zu Studien über die Möglichkeit der Wiederanpflanzung des durch den Braunkohlenbergbau entstehenden Ödlandes.

Mehrfach wurden Braunkohlenfelder in fiskalischem Besitz begutachtet.

Im Braunkohlenfeld »Nordfeld« bei Fürstenberg a. O. wurde der Ansatzpunkt für einen Versuchsschacht begutachtet.

d) Geophysikalische Untersuchungen

Ein magnetisches Profil von Stargard i. Meckl. bis zum Elbknie bei Havelberg wurde durch Geol. Reich aufgenommen; derselbe untersuchte und umgrenzte das erdmagnetische Störungsgebiet bei Pritzwalk und Wittstock. Ferner nahm er seismische Experimentalversuche bei Rüdersdorf, Sperenberg und Kummersdorf vor.

e) Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Im Forstbezirk Grimnitz-Joachimsthal schloß Dipl.-Landwirt Görz seine schon früher begonnenen Standorts- und Baumuntersuchungen ab.

f) Prüfung von Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

In zahlreichen Fällen konnte bei Wasserversorgungen von Städten und Landgemeinden beratend mitgewirkt werden, so in Freienwalde a/O., Beyersdorf (Kr. Soldin), Badingen, Bergsdorf, Golzow, Diedersdorf.

Wasserentziehungsfragen wurden begutachtet in Berlin-Ruhleben und Kolonie Schwarze Pumpe, Gemeinde Terppe i. Lausitz.

g) Prüfung von Talsperren

Die Hochwasserschutzprojekte für die mittlere Havel und obere Spree, sowie das Boberkraftwerkprojekt wurden vom geologisch-hydrologischen Standpunkt geprüft.

h) Andere geologisch-technische Beratungen.

In der Gegend von Potsdam wurde ein Solevorkommen geprüft.

Geologisch-technische Gutachten wurden in Fragen des Baugrundes von Berlin und Wildau erstattet.

i) Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Die Tiefbohrung Dobristroh i. Lausitz, zahlreiche Bohrungen aus der Trace der Stichbahn Jungfernheide-Gartenfeld und aus dem Gelände des projektierten Schiffshebewerkes bei Niederfinow, welches zugleich geologisch begutachtet wurde, fanden Bearbeitung. Ebenso untersuchte die Geologische Landesanstalt die Bodenbewegungen im Bahneinschnitt Rosengarten in geologischer und physikalischer Hinsicht.

k) Untersuchung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Begehungen von Eisenbahn-, Kanal- und Straßenbauaufschlüssen fanden statt in Spremberg (Straßendurchstich), Berlin (Untergrund-

bahn, Reichsbahnbauten bei Charlottenburg-Heerstraße und Landsberger Allee), Heiligensee, Velten. Bei Wassmannsdorf wurden Tiefbauaufschlüsse der Berliner Rieselfelder untersucht.

l) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Lehrvorträge bzw. Lehrausflüge fanden statt für die Schüler der Höheren Landwirtschaftsschule aus Potsdam, den Eberswalder Verein für Heimatkunde und die Staatliche Hauptstelle für den naturwissenschaftlichen Unterricht; ferner wurden Vorträge über »Die Bedeutung der geologischen Karte für Land- und Forstwirtschaft« während der Landwirtschaftlichen Woche in Berlin und auf einer landwirtschaftlichen Tagung in Schwiebus gehalten.

Provinz Pommern

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

In Vorpommern wurde die Aufnahme von Bl. Grimmen (10, 53) durch L.-G. Korn fortgesetzt und diejenige von Bl. Stolzenburg (28, 30) durch Geol. Kühne beendet.

Im hinterpommerschen Kreise Rügenwalde nahm Geol. von zur Mühlen den größten Teil des Bl. Wangerin (30, 26) auf.

Im Kreise Stolp setzte Geol. von Bülow die Bearbeitung von Bl. Stojentin (15, 25) fort.

Die Revision der märkisch-pommerschen Grenzblätter Dölitz (29, 54) und Zachan (29, 48) wurde im Anschluß an diejenige von Bl. Ravenstein (siehe Provinz Brandenburg) durch L.-G. Behr in Angriff genommen.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

In Alt-Vorpommern führte Geol. von Bülow Ergänzungsbegehungen für die Übersichtskarte von Pommern 1 : 500000 und in Hinterpommern Begehungen für die Blätter Lauenburg, Stolp und Stolpmünde der Karte 1 : 200000 aus.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Die Eocänaufschlüsse Pommerns wurden erneut durch Abt.-Dir. Gagel untersucht.

c) Geophysische Untersuchungen

Das Erdfallgebiet am Dratzigsee bei Tempelburg wurde durch B.-G. Barsch mittels Drehwage untersucht.

d) Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Die in der geologischen Aufnahme fertigen Kartenblätter 1 : 25000 Neuwarp (28, 18), Rieth (28, 24) und Althagen (29, 19) erfuhren eine besondere landwirtschaftlich-bodenkundliche Untersuchung durch Dipl.-Landwirt Görz.

e) Prüfung von Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Die Wasserversorgung der Stadt Loitz wurde begutachtet, die Abbaufähigkeit eines Steinlagers im Kreise Saatzig, ein Erdrutsch bei Lauenburg i. P. untersucht und die geologische Beobachtung von Bahnbauaufschlüssen bei Stettin fortgesetzt.

f) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Eine mehrtägige Studienfahrt des Bundes Heimatschutz, Landesverein Pommern, wurde durch wissenschaftliche Führung unterstützt.

Land Mecklenburg-Strelitz

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

Als erstes Kartenblatt in diesem nunmehr vertraglich in unseren Tätigkeitsbereich einbezogenen Lande wurde Bl. Neustrelitz (27, 40) durch L.-G. Schulte aufgenommen. An dieser Kartierung war auch der zur Vertretung des zur Deutschen Atlantischen Expedition beurlaubten Geol. Correns einberufene Dr. Udluft beteiligt.

Ein erdmagnetisches Profil von Stargard i. Meckl. bis zum Elbknie bei Havelberg nahm Geol. Reich auf (siehe auch Provinz Brandenburg).

Provinzen Nieder- und Oberschlesien

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

Am niederschlesischen Sudetenrande vollendete B.-G. Berg die geologische Aufnahme des Blattes Marklissa (60, 60) und begann diejenige des Blattes Greifenberg (61, 55).

Die Schlußrevision des Bl. Löwenberg (61, 50) wurde, soweit sie den M.-A. Zimmermann I angeht, von diesem durchgeführt. Die Kartierung des Blattes Kolbnitz (61, 59) durch diesen und L.-G. Kühn wurde dem Abschluß nahegebracht.

In der Grafschaft Glatz setzte B.-G. Meister die Bearbeitung des Bl. Reinerz (76, 31) fort. Bl. Königshain (76, 33) wurde durch M.-A. Bederke endgiltig abgeschlossen, ebenso Bl. Reichenstein (76, 34) durch L.-G. Finckh vollendet. Bl. Landeck (76, 40) wurde durch ihn in Angriff genommen.

Im Tieflande der Breslauer Gegend stellte L.-G. Behr die geologisch-agronomische Aufnahme des Bl. Deutsch-Lissa (62, 52), ebenso das Stadtgebiet des Blattes Breslau (62, 53) fertig; die erforderlichen Schlußbegehungen auf Bl. Wiese (62, 47) wurden durch B.-G. Meister ausgeführt.

Im Sudetenvorlande der Gegend von Neiße kam die geologisch-agronomische Aufnahme des Bl. Bechau (76, 30) durch B.-R. Zöller zum Abschluß.

In Oberschlesien führte B.-G. Assmann die geologisch-agronomische Aufnahme des Bl. Tost (78, 32) mit Einschluß der Darstellung des tieferen Untergrundes zu Ende und begann die gleiche Aufnahme des Blattes Blottnitz (78, 31) durch Übersichtsbegehungen. Ferner wurde Oberfläche

und Untergrund der Bl. Peiskretscham (78, 38) und Kieferstädtel (78, 44), sowie der preußische Anteil des Blattes Golleow (78, 50) durch B.-G. Cramer fertiggestellt.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Für die geologische Übersichtskarten Bl. Schweidnitz 1 : 200000 beging B.-G. Meister im Bereich der Meßtischblätter Wünschelburg (76, 25), Neurode (76, 26), Langenbielau (76, 20) das Rotliegende. Zu demselben Zweck wurden in den kristallinen Schiefern des Eulengebirges einige Begehungen durch L.-G. Finckh ausgeführt.

Durch B.-G. Assmann wurde ein Lehrfeld für die Landwirtschaftsschule in Tost kartiert.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Im Bereich des Bl. Gnadenfrei (76,21) untersuchte B.-G. Meister neue Aufschlüsse und führte die notwendigen Revisionen im kristallinen Grundgebirge durch.

Im Braunkohlenbergbaugebiet der Oberlausitz wurden durch L.-G. Weissermel vergleichende Studien angestellt.

c) Lagerstättenkarten und Felderinventur

Bl. Görlitz der Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1 : 200000 wurde von B.-R. Landschütz für die II. Auflage bearbeitet.

d) Prüfung von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Befahrung der Waldenburger Steinkohlengruben als Beginn von Arbeiten zur Flözidentifizierung durch Kustos Gothan und B.-G. Zimmermann II.

Die Goldquarzgänge und Goldseifen zwischen Großwandriß und Wahlstatt in Niederschlesien wurden durch B.-R. Zöller und Chem. Heuseler untersucht.

e) Gutsuntersuchungen und andere agronomische Arbeiten

Beratung der staatlichen Oberförsterei Carlsberg (Grafschaft Glatz) hinsichtlich ihrer Bodenverhältnisse.

f) Prüfung von Wasserversorgungen, Wasserentziehungen usw.

Wasserversorgung der Gemeindeschule Neusorge (Kr. Hirschberg),
» » Stadt Tost,
» » Freivogtei Leschnitz,
» » Bahnhöfe der Strecke Mikultschütz-Brynneck,
» » Stadt Reichenstein,
» » Stadt Neustadt O.-S.,
» » Schles. Hefewerke in Reichenbach,
» des Bahnhofs Chronstau O.-S.,
» der Gemeinden Albendorf, Ober- und Nieder-Rathen,

Wasserversorgung der Gemeinden Ober-, Mittel- und Nieder-Steine, Schlegel,
» » Domäne Wackmann,
» » Gemeinde Obernigk,
» » Stadt Silberberg,
» » mehrerer Gemeinden im Kreise Neurode,
» » » » » » Frankenstein.

g) Prüfung von Talsperren und Stauanlagen, Kanalbauten

Begutachtung der Stauprojekte für den Kanalisationsverband des Laisebachgebietes in Waldenburg.

Geologische Mitarbeit an dem Talsperrenprojekt bei Ottmachau.

h) Heilquellen und Schutzbezirke

Begutachtung verschiedener Bauvorhaben im engeren Quellenschutzbezirk von Bad Warmbrunn.

Beratung des Bades Charlottenbrunn wegen Erschließung einer neuen Mineralquelle.

i) Andere geologisch-technische Beratungen

Beratung der geodätischen Abteilung des Reichsamtes für Landesaufnahme bei der Schaffung neuer Nivellementspunkte erster Ordnung bei Görlitz und bei Trebnitz.

Teilnahme an den Sitzungen des vom Herrn Minister eingesetzten Ausschusses zur Untersuchung der Bergschläge in Oberschlesien.

k) Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Befahrung der sämtlichen Steinkohlen- und Erzgruben im deutsch-oberschlesischen Industriebezirk zum Studium der neuen Aufschlüsse.

Verfolgung der oberschlesischen Tiefbohrungen.

Aufschlüsse bei Verlegung eines Telephonkabels auf die Schneekoppe.

Kanalisationsaufschlüsse der Stadt Friedeberg a. Queis.

Erweiterungsbau des Bahnhofs Altwasser.

l) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Vortrag im Markscheiderverein in Waldenburg.

Provinz Grenzmark Posen-Westpreussen

Im Berichtsjahre gelangten keine Arbeiten zur Ausführung.

Provinz Ostpreussen

I. Geologische Aufnahmen im Maßstab 1 : 25000

Im Allensteiner Arbeitsgebiet beendete L.-G. Krause Bl. Göttkendorf (35, 7).

In der Neidenburger Gegend wurde die Aufnahme des Blattes Grünfließ (35, 31) durch M.-A. Kaunhoven fortgesetzt, während der früher unkartiert gebliebene Teil von Bl. Muschaken (35, 38) durch B.-A. Hülsemann erledigt wurde.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

Für die Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200000 nahm L.-G. Hess von Wichdorff in Masuren die Blätter Weißenburg (36, 11) und Lipinsken (36, 17), sowie die Südhälfte des Bl. Skomatzko (36, 1) auf.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Im Gebiet östlich von Königsberg führte der Vorgenannte eine geologische Bereisung des Deimetales aus.

c) Geophysikalische Untersuchungen

Die Gegend zwischen Stallupönen und der Memel wurde durch B.-R. Kohl erdmagnetisch vermessen.

d) Verfolgung von Straßen-, Eisenbahn- und Kanalaufschlüssen

Die Eisenbahn-Neubaustrecke Döbern-Wormditt wurde geologisch erkundet.

Nicht auf die Provinzen bezügliche Arbeiten

Die Bearbeitung des zweiten Teiles der Weltmontanstatistik, umfassend die Erze und Nichterze, wurde von B.-R. Meisner fortgesetzt.

Im Enquete-Ausschuß des vorläufigen Reichswirtschaftsrates war die Geologische Landesanstalt durch B.-A. Kaemmerer vertreten, der für diesen auch eine Kohlenlagerstättenkarte der Welt über die einzelnen Kohlenbecken nach Wert, Größe und Vorräten, verbunden mit einer Übersicht, entwarf, um die Wettbewerbsverhältnisse sichtbar zu machen.

Die Nachrichten über die im Berichtsjahre viel genannten Kalifunde in Rußland wurden eingehend verfolgt und zu einem amtlichen Bericht zusammengefaßt.

Die im vorjährigen Tätigkeitsbericht genannte Karte der Torfmoore im Maßstab 1 : 900000 wurde durch B.-A. Kaemmerer zu einer Torfkarte des Deutschen Reiches im Maßstab 1 : 200000 erweitert. Die Beschaffung der Unterlagen von den Behörden der Länder wurde größtenteils beendet. Über die Bedeutung dieser Torfkarte und über die Art ihrer Bearbeitung machte B.-A. Kaemmerer auf der Tagung des Vereins zur Förderung der Moorkultur Mitteilung.

Die bedeutsamen Fragen der Bergwirtschaft und wechselnden Marktlage der mineralischen Rohstoffe fanden in der Lagerstättenchronik in der gleichen Weise wie in den vergangenen Jahren ihre monatliche Besprechung An der Bearbeitung waren L.-G. Wunstorf, B.-G. Berg und Behrend, B.-R. Meisner, Fulda, Gropp und Landschütz, B.-A. Hülsemann, Kaemmerer und Isert beteiligt.

Die Befahrung der für 30 Jahre zur Stillegung angemeldeten Kalibergwerke wurde wie im vergangenen Jahre fortgesetzt, um den Schlußzustand der einzelnen Kalilagerstätten festzulegen. Die Gruben sind im einzelnen bei den Provinzen genannt.

Auf Antrag der Reichsbauverwaltung für die Reichsministerien wurden die Wasserverhältnisse und die Abwässerbeseitigung der Deutschen Botschaft in Angora begutachtet.

Für das Reichsentschädigungsamt und das Reichswirtschaftsgericht wurden auch ferner eine Reihe von Verdrängungsschäden in den abgetretenen Gebieten, in den ehemaligen Kolonien und im Auslande, soweit sie bergbauliche Unternehmungen betrafen, durch B.-R. KOHL bearbeitet. Ebenso wurde durch ihn das Reichsfinanzministerium hinsichtlich einiger Bergbauunternehmungen in den abgetretenen Gebieten beraten.

Am Internationalen Geologenkongreß in Madrid, an dem zum ersten Mal wieder deutsche Geologen seit dem Kriege teilnehmen konnten, war das Reich durch eine Delegation vertreten, der der Präsident der Geologischen Landesanstalt angehörte. Außerdem entsandte die Geologische Landesanstalt die Abt.-Dir. FLIEGEL und WOLFF als ihre Vertreter.

Zu vergleichenden bodenkundlichen Studien in Ungarn bot sich dem Abt.-Dir. WOLFF und Chemiker TRÉNEL auf Exkursionen in Ungarn Gelegenheit, die von der Ungarischen Geologischen Landesanstalt und von dem Direktionskomitee für die Internationale Bodenkarte von Europa veranstaltet wurden.

Chem. TRÉNEL beteiligte sich als Vertreter der Geologischen Landesanstalt an den Verhandlungen der II. Kommission der Internat. Gesellschaft für Bodenkunde über die »Bodensäurefrage« in Groningen, und an der Sitzung der IV. Kommission derselben Gesellschaft über Bodenfruchtbarkeit in Düsseldorf.

Dipl. Landw. GÖRZ nahm teil an den Sitzungen der I. Kommission der Internationalen Gesellschaft für Bodenkunde in Rothamsted (England).

Geol. v. BÜLOW nahm teil am biogeologischen Lehrgang der biogeologischen Station in Wasserburg am Bodensee (mit Exkursionen im Voralpenland).

Die geologische Belehrung weiterer Kreise geschah, abgesehen von den bei den einzelnen Provinzen genannten Fällen, in Zusammenarbeit mit der Staatlichen Hauptstelle für den naturwissenschaftlichen Unterricht. Auf ihren Antrag fand ein größerer geologischer Lehrausflug unter Leitung des Kustos SCHNEIDER in die Eifel statt. Ein ausgedehnter geologischer Vortragskursus für dieselbe Stelle unter Mitwirkung verschiedener Geologen wurde abgehalten. Er betraf u. a. die Grundlage der Stratigraphie (8 Stunden), Erdöl, Kohle, Salz.

Über die Bedeutung der geologisch-agronomischen Karten für den Landwirt wurden Vorträge von Assistent POTONIÉ für die Deutsche Gartenbaugesellschaft und für den Verein der Deutschen Zuckerindustrie gehalten.

Für Direktoren und Lehrer von Landwirtschaftsschulen wurde, wie auch bei der Rheinprovinz erwähnt, ein mit zahlreichen Lehrausflügen verbundener Vortragskursus, der vom L.-G. BÄRTLING geleitet wurde, in Bonn abgehalten.

Der Belehrung in Fragen der Wasserversorgung galt die Mitwirkung des L.-G. Behr und des B.-G. Mestwerdt an mehreren Kursen in Zusammenarbeit mit der Landesanstalt für Wasserhygiene, so für Brunnenbauer und für höhere Beamte der Deutschen Reichsbahngesellschaft.

B. Sitzungen der wissenschaftlichen Beamten

Leitung: Präsident Krusch

Als Neuerung wurde eingeführt, daß die in den Sitzungen gehaltenen Vorträge oder wenigstens Auszüge aus diesen alljährlich in den Sitzungsberichten der Geologischen Landesanstalt erscheinen. Der erste Band erschien anläßlich des 70. Geburtstages des Präsidenten i. R. Beyschlag als Beyschlagband.

Im Berichtsjahre wurden folgende Vorträge gehalten:

Weissermel: Die Umbildung der Rugosen in Hexakorallen.
Meisner: Bemerkenswertes aus der Edelsteinstatistik.
Landschütz: Die Lagerstätten Afrikas und ihre Bedeutung im Rahmen der Weltwirtschaft.
v. Bülow: Methoden, Ergebnisse und Möglichkeiten der modernen Alluvialgeologie.
Görz: Über die elektrische Bestimmung des Gesamtsalzgehaltes in Böden und Bäumen und ihre forstwirtschaftliche Bedeutung.
Trénel: Ungarische Bodenprofile (mit Lichtbildern).
Benade: Die Keimpflanzungsmethode nach Neubauer, ihre praktische und pflanzenphysiologische Bedeutung.
Koert: Über eine Diskordanz an der Basis des Kimmeridge im östlichen Wiehengebirge.
Bentz: Orogenetische und epirogenetische Bewegungen im westfälisch-holländischen Grenzgebiet.
Reich: Über den Raumländer Dachschieferbergbau.
Wolff: Die bodenkundliche Kartierung Deutschlands.
Woldstedt: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland.
Dammer: Druckerscheinungen im Geschiebemergel des Staumoränengebietes von Schwiebus.
v. Bülow: Das größte Sedimentärgeschiebe Norddeutschlands.
Gothan-Schriel: Die stratigraphische Stellung des Tanner Grauwackensystems im Verbande der devonisch-karbonischen Schichten des Unterharzes.
Reich: Über seismische Versuche in Kummersdorf, Rüdersdorf und Sperenberg mit der Apparatur von Prof. Schweydar.
Finckh: Neuere Gesichtspunkte für die Frage der Entstehung der Reichensteiner Arsenerzlagerstätte.
Fulda: Ergebnisse neuerer Tiefbohrungen in der Gegend von Halle und Merseburg.
Hellmers: Eruptivgesteine des Saar-Nahegebietes.

Kühne: Die Zonengliederung des Karbons in Belgien, England und Deutschland und die stratigraphische Stellung des Flözleeren.
Bärtling: Faltung und Sedimentation im westdeutschen Karbon.
Trénel: Die Petroleumsynthese Fr. Fischers in Hinsicht auf das Problem der Erdöl-Genesis.
Stockfisch: Über Erdgas.
Ganssen: Gesetzmäßigkeiten im Boden.
Ebert: Elektro-geophysikalische Untersuchungen am Rammelsberg und im Oberharz.
Kaemmerer: Einiges über die deutsche Torfkarte.

C. Abteilung Sammlungen

Leitung: bis 22. Januar 1927 Abt.-Dir. Gagel
ab 24. Januar 1927 Abt.-Dir. Michael

I. Geologisches Landesmuseum

a) Paläozoologische,
stratigraphische und petrographische Sammlung

Kustos Dienst, Assistenten Seitz und Potonié
ab 1. März: Geol. Schindewolf

Kustos Dienst hat sämtliche, in dem Landesmuseum ruhenden Originale einer Durchsicht unterzogen und den Originalkatalog soweit vorbereitet, daß mit dem Druck im Sommer begonnen werden kann.

Folgende wissenschaftliche Arbeiten auf dem Gebiete der Paläontologie wurden begonnen bezw. zu Ende geführt:

L.-G. Weissermel: Die Zechstein-, Muschelkalk- und Jura-Korallen.
» Koert: Die Weißjura-Fossilien von Minden und Oeynhausen.
» Fuchs: Die Fauna der Verseschichten.
» Schmierer: Die Obercoblenz- nnd Cultrijugatus-Schichten des Bl. Koblenz.
» Grupe: Der Jura des Wesergebirges.
B.-G. Schmidt: Die Siegener Schichten des rechtsrheinischen Schiefergebirges und die Crinoiden des rheinischen Devons.
» Cramer: Die Lamellibranchiaten des deutschen Untercarbons.
» Haack: Die Süßwasserfossilien des Ruhrcarbons.
» Zimmermann: Der Zechstein des Niederrheins.
» Quiring: Die Strophomeniden des Devons.
» Paeckelmann: Die Brachiopoden des deutschen Unter-Carbons.
» Kegel: Das Silur des rheinischen Schiefergebirges.
» Meister: Die Obere Kreide des Niederschlesisch-Böhm. Beckens.
Kustos Picard: Der Röt von Rüdersdorf.
Geol. Dienemann: Die Ammoniten des Unteren Lias der Herforder Mulde.
» Reich: Oberdevonische Ostracoden.
» Ebert: Der Weiße Jura Hannovers.
» Schriel: Das Herzyn des Unterharzes.
» Dahlgrün: Die Graptolithen besonders des Harzes.

Geol. Michels: Das Material des Bad-Homburger Wasserstollens.
» Ahrens: Die Diabase des Harzes.
» Kühne: Die Gastropoden des deutschen Unter-Carbons.
» Breddin: Das Oligocän der Zeche Rheinpreußen.
» Bentz: Ammoniten des Lias Norddeutschlands und Frankens.
Geol. a. P. Schröder: Die faunistische Bearbeitung der Bohrung Adelig-Kruschin.
Assist. Seitz: Eine Fauna aus dem transgredierenden Neocom nördlich Hildesheim.

Folgende, im Berichtsjahr abgeschlossene Arbeiten enthalten Originale, die im Landesmuseum niedergelegt sind.

P. Assmann, Die Fauna der Wirbellosen und die Diploporen der oberschlesischen Trias mit Ausnahme der Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Korallen. Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanst. für 1925. XLVI.

A. Bentz, Mitteldevonische Goniatiten von Banfe und Fischelbach. Ebenda für 1927. XLVIII.

Joh. Böhm, Über tertiäre Versteinerungen von den Bogenfelser Diamantfeldern. In: Erich Kaiser, Die Diamantenwüste Südwestafrikas. Bd. II. Berlin 1926.

—, Über Terebratella canaliculata A. Roem. sp. Centralbl. Min. 1926. Abt. B.

C. Gagel, Zur Frage der Vergleichbarkeit und des Alters der deutschen paläolithischen Artefakte. Ebenda 58. 1926.

W. Haack, Die Gesteinsscholle von Schobüll bei Husum — ein Devon-Vorkommen in Schleswig-Holstein. Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 78. 1926.

W. Kegel, Unterdevon von böhmischer Fazies (Steinberger Kalk) in der Lindener Mark bei Gießen. Abh. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. H. 100. 1926.

K. Krejci, Norddeutsche Miocänkorallen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1925. XLVI.

E. Kummerow, Beiträge zur Kenntnis der Fauna und der Herkunft der Diluvialgeschiebe. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1927. XLVIII.

W. Paeckelmann, Beitrag zur Kenntnis des Devons am Bosporus, insbesondere in Bithynien. Abh. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. H. 98. 1926.

Rud. Richter, Von Bau und Leben der Trilobiten. III. u. IV. Palaeontologia Hungarica Bd. I (1923) 1926.

Rud. u. E. Richter, Die Trilobiten des Oberdevons. Abh. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. H. 99. 1926.

H. Roedel, Ein kambrisches Geschiebe mit problematischen Spuren. Zeitschr. f. Geschiebeforsch. II. 1926.

U. Steusloff, Paludina duboisiana. Ebenda II. 1926.

W. Weissermel, Neues über Tabulaten, Hydrozoen und eine Hexakoralle aus dem Tertiär der Bogenfelser Diamantfelder. In: Erich Kaiser, Diamantwüste Südwestafrikas. Bd. II. Berlin, 1926.

Die Sammlung wurde wiederholt von auswärtigen Geologen in Anspruch genommen. Es entliehen die Herren:

Ermannsdörffer-Heidelberg: Variolithischen Diabas von Henkersberg bei Wernigerode.

Franke-Arnstadt: Schlemmrückstände aus der Schloenbach'schen Sammlung und die Foraminiferen-Sammlung Beissel; ferner Handstücke aus dem Cenoman von Schlesien und aus dem Kimmeridge von Pommern.

Voss-Berlin: Rogensteine aus dem Buntsandstein von Hannover und Braunschweig, und Oolithe aus dem Kohlenkalk von Velbert.

Claus-Berlin: Handstücke und Fossilien aus dem Culm von Beddelhausen.

H. Kuntzen-Berlin: Käfer aus dem Steinmergelkeuper von Vlotho.

Wurm-München: Culmgerölle von Lehesten und Lobenstein.

Stöcker-Berlin: Culmgerölle von Waldeck und aus dem Kellerwald.

Fiege-Essen: Inoceramen aus der westfälischen Kreide.

A. Schreuder-Amsterdam: Castor- und Trogontheriumreste von Mosbach, Taubach, Ehringsdorf und Burgtonna.

Andrée-Königsberg: Diplocraterion-Sandstein von Gotland.

P. Kruizinga-Delft: Garantien von Lindenbruch und Hellern.

M. Schmidt-Stuttgart: Saurierknochen aus dem Keuper Thüringens.

Lotze-Göttingen: Mitteldevonische Fossilien aus der Umgebung von Ramsbeck bei Eversberg.

Röpke-Halle: Muschelkalk-Ceratiten.

Jaekel-Greifswald: Fischreste aus dem Unter- und Mitteldevon und Placodus aus dem Muschelkalk von Freyburg a. U.

Lebküchner-Tübingen: Trigonien aus dem Jura.

Teichert-Königsberg: Baltisches Silur.

Richter-Frankfurt: Trilobiten aus dem Oberdevon und Culm der Gegend von Brilon.

M. Wolf-Frankfurt: Rhynchonellen aus dem Unterdevon von Daleiden.

Rungheimer-Frankfurt: Fossilien aus einem neuen Schurf im Greifensteiner Kalk bei Greifenstein. Goniatiten aus den Wissenbacher Schiefern.

Durch Kauf wurden folgende Sammlungen erworben:

Von Hrn. R. Wagner in Jena Triasfossilien von Thüringen.

» » Wenz in Frankfurt a. M. Tertiärfossilien des Blattes Frankfurt a. M.

» » Dohm in Gerolstein Trilobiten von Gerolstein.

» » Grau in Weimar Fossilien aus dem Kalktuff von Remda und aus der Trias von Blatt Remda.

Von dem Realgymnasium in Löwenberg i/Schles. die Scupin'schen Originale aus der Sammlung Dresler zu der Arbeit über die Löwenberger Kreide.

Von Hrn. E. Kummerow in Brandenburg (Havel) die Originale zu seiner Arbeit: Beiträge zur Kenntnis der Fauna und der Herkunft der Diluvialgeschiebe, sowie silurische Ostracoden Nordamerikas.

Die Sammlung wurde durch verschiedene Schenkungen vermehrt.

Herr E. Triebel in Moxa überwies Fossilien aus dem Culm von Ziegenrück,
» Teetzmann in Zeitz schenkte Graptolithen,
» Wenke in Hirschberg i. Schles. diluviale Wirbeltierknochen,
» Kummerow in Brandenburg schwedische Silurfossilien,
» Franz Zimmermann in Altwasser Devon und Culmversteinerungen von Schweidnitz,
» Röblitz in Bad Kösen einen Rhinoceros-Zahn aus einer Kiesgrube bei Bad Kösen,
» Grüneberg in Elberfeld Originale und Material zu seiner Arbeit über das Oberdevon der Herzkamper Mulde,
» Th. Seifer in Elwerath Zahn von Rhinoceros antiquitatis.

Von mehreren Schulen und Lokalmuseen wurden Sammlungen zur Bestimmung der Fossilien oder des Gesteinscharakters vorgelegt; umfangreichere Suiten haben das Kreismuseum in Soldin und das Heimatmuseum in Belgard eingesandt.

Die Neuaufstellung der Vergleichssammlung wurde von Assist. Seitz soweit durchgeführt, daß nun das gesamte Material — nach Ländern und großen Formationsgruppen geordnet — zusammengebracht ist.

Oberpräparator Neubauer fertigte außer anderen Präparationsarbeiten 8 sehr schwierige Gipsabgüsse des bei Datteln gefundenen Riesenhirschgeweihes für die Museen in Münster, Essen, Köln, Buer, Gladbeck, Recklinghausen, Bochum und Datteln an.

Der Besuch der Schausammlung hat sich gegenüber dem Vorjahr gehoben. Mehrere Führungen von Schulen und Lehrern — auch im Zusammenhang mit den Fortbildungskursen der staatlichen Hauptstelle für naturwissenschaftlichen Unterricht — wurden unternommen.

b) Paläobotanische Sammlung

Kustos Gothan

In der Sammlung wurden bestimmt bezw. bearbeitet aus Preußen Pflanzen aus dem Devon (auch aus Sachsen, Arbeit im Druck), aus dem Culm und Oberkarbon verschiedener Reviere (auch aus sächsischem Culm), aus dem Rotliegenden und Zechstein, aus Jura, Kreide und Tertiär, auch aus Diluvium und Alluvium (Hölzer); weiterhin für Prof. Wetzel-Kiel Pflanzen aus dem Permokarbon von Chile (Notiz zum Druck in dessen Hand), Gondwanapflanzen aus Argentinien für Herrn von Freyberg in Halle (Manuskript diesem übergeben), Pflanzen aus dem Unterkarbon von Peru für Prof. Steinmann-Bonn (Manuskript in dessen Hand), Pflanzen der Tendaguru-Expedition (Druck fast beendigt), spanische Karbonpflanzen für die Bochumer und Göttinger Institute, Holzkohlenproben für das vorgeschichtliche Museum in Halle a. S., Hölzer aus dem Alluvium für Prof. Wegner-Münster. Die Fragen der Kohlenklassifikation wurden zum vorläufigen Ende gebracht.

Der Katalog der Originale in der Sammlung wurde zum Druck eingereicht.

Zahlreiche kurze Auskünfte aus dem Fachgebiet wurden an in- und ausländische Institute, Wissenschaftler usw. erteilt.

An der Bearbeitung von Material aus der Sammlung beteiligten sich außer den Kustos die Herren Florin-Stockholm, Hirmer-München, Kräusel-Frankfurt a. M., Menzel-Dresden, Franke-Berlin sowie von der Anstalt die Herren Gropp und Stach. Anleitung zu wissenschaftlichen Arbeiten fand statt u. a. für Dipl.-Ing. Bode und Grund, die auf Grund ihrer Arbeiten von der Technischen Hochschule promoviert wurden.

Die letztgenannten vier Herren, sowie auch die beiden folgenden, beschäftigten sich vorzugsweise mit kohlenpetrographischen Arbeiten in dem provisorischen Laboratorium.

Herr Dr. Bube von den Anhaltischen Kohlenwerken und Herr Oka (Japan) arbeiteten ebenfalls eine Zeitlang im Institut unter Anleitung des Kustos und des Ass. Potonié. Folgende Arbeiten des Kustos und andere, die sich mit Material aus der Sammlung beschäftigen, sind im Etatsjahr erschienen:

Gothan, Über das Vorkommen der Zellulose-Kohle in der Braunkohle der Umgegend von Klettwitz N.-L., Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. 47, 1926, S. 482/5.

—, Die Begrenzung der Begriffe Steinkohle, Braunkohle und Torf. Braunkohle 1926, Nr. 52.

—, Ist die Kohlenart von ihrem Urmaterial abhängig? Kohle und Erz, 23, 1926, S. 916/8.

—, und Hess von Wichdorff, Zur weiteren Kenntnis der Steinkohlenlagerstätte im untersten Rotliegenden von Manebach in Thüringen. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. 47, I, 1926, S. 433 ff.

Potonié, Beziehungen zwischen bituminösen Gesteinen und Erdöl. Sitzungsber. Preuß. Geol. L.-A. 1926, S. 10/24.

—, Zur Kohlenpetrographie und Kohlenentstehung. Zeitschrift D. G. G., 78, 1926, Abh. S. 358—380.

—, Neue Arten der Braunkohlenuntersuchung. VIII. Über eine neue bei inkohlten Hölzern anwendbare mikrochemische Reaktion bei verholzenden Stoffen. Braunkohle 35, 1926, S. 781—782.

Stach, E., Über mikroskopische Strukturen der Humuskohle. Sitzungsbericht Preuß. Geol. L.-A. 1926, S. 55/60.

Kleinere Zuwendungen an die Sammlung fanden von verschiedenen Seiten statt, einige kleinere Sammlungen und Suiten wurden auch käuflich erworben; außerdem fand ein Zuwachs durch die Tätigkeit des Kustos selber statt. Auch die Handbibliothek wurde auf dem Laufenden gehalten und vermehrt; die Kataloge der Originale und der Handbibliothek sind entsprechend fortgeführt worden.

Der Kustos hielt verschiedene Vorträge belehrenden Inhalts aus seinem Fachgebiet im Aachener Bezirk, in Sachsen und in Berlin.

c) Die Sammlung der kristallinen Diluvial-Geschiebe

wurde auf Grund des neuen schwedischen Vergleichsmaterials, das wir der Liberalität der schwedischen Geolog. Landesanstalt verdanken, vom L.-G.

Korn einer vollständigen Durcharbeitung und Neuaufstellung unterzogen, wobei Geol. Udluft mitwirkte, der dabei in die Kenntnis der krist. Geschiebe eingeführt wurde. Die Sammlung ist jetzt mit rund 12000 Stücken die umfangreichste und am besten durchgearbeitete aller deutschen Sammlungen auf diesem Gebiete.

d) Im Laboratorium für botanische Torfuntersuchung und verwandte Aufgaben

wurden im Berichtsjahre 1926/27 zahlreiche diluviale und alluviale Torfvorkommen Norddeutschlands in stratigraphischer und floristischer Beziehung untersucht. Von mehreren pflanzenführenden Schichten des Diluviums konnten Florenlisten aufgestellt werden, von denen einige im Jahrbuch der Geol. L.-A. und in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen zur Veröffentlichung gelangten. Die Untersuchungen erstreckten sich u. a. auch auf statistische Pollenanalysen, die namentlich für die Gliederung des Alluviums wertvolle Unterlagen boten. Für drei Gegenden (Niederlausitz, Hinterpommern und Harz) konnten in dieser Beziehung vollständige Pollendiagramme aufgestellt und z. T. veröffentlicht werden.

II. Lagerstättensammlung

B.-G. Behrend und Geol. a. Pr. Scharf

Es wurden im Berichtsjahre in die Lagerstättensammlung folgende größere Sammlungen eingeordnet:

1. Platinerze des Potgietersrust Platinum Ltd. (ded. Dr. E. Rauning).
2. Erze verschiedener Lagerstätten in Tirol und Kärnten (ded. B.-G. Berg).
3. Zinnerze aus Transvaal (Berging. Merensky).
4. Golderze aus den Hohen Tauern (Kohle und Erz A.-G.).
5. Erze und nutzbare Mineralien verschiedener russischer Lagerstätten (angekauft).
6. Material zur Bildung der Roten Fäule im Mansfelder Kupferschiefer (B.-G. Behrend).
7. Pneumatolytische und Pegmatit-Mineralien von Striegau, Schles. (Geol. von zur Mühlen).
8. Erze der Otavi-Lagerstätten (Dir. Tomatschek und B.-R. Stahl).

Folgende Arbeiten erschienen im Berichtsjahr auf Grund von Material aus der Lagerstättensammlung:

Behrend, Über die Zulässigkeit kolloidchemischer Deutung für gewisse geologische Vorgänge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1927.

—, Zur Entstehung der Roten Fäule und zur primären Verteilung der Erzführung im Mansfelder Kupferschiefer. Zeitschr. für prakt. Geologie 1927.

B.-G. Behrend unterwies einige freiwillige Mitarbeiter, die zeitweilig zu ihrer eigenen Ausbildung in der Sammlung arbeiteten und führte Befahrungen von Schächten des Kupferschieferrevieres aus.

Bearbeitet wurden zahlreiche eingesandte Proben und Anfragen von Laien und industriellen Werken.

Mehrere Studierende der Technischen Hochschule wurden mit Material für Untersuchungen unterstützt.

Geol. a. Pr. Scharf wurde in die laufenden Arbeiten in der Sammlung eingeführt und unterzog das reiche Kartenmaterial der Sammlung einer Neuordnung.

III. Museum für angewandte Geologie

Kustos Schneider

Die Arbeiten im Museum für angewandte Geologie wurden in der bisherigen Weise weiter gefördert. Das Museum erhielt wieder dankenswerte Zuwendungen, und zwar von

Firma Ph. Mühsam: Probe von Luisiana-Schwefel,

Batterie- und Element-Fabrik Zeiler-Berlin: Verschiedene Muster von Batteriekohle,

Optische Werkstätte R. Fueß-Steglitz: Zulegekompaß,

Rütgerswerke, Fabrik Dohna i. Sa.: Einige Handelsmarken von Graphit,

Deutsches Kalisyndikat Berlin: Bilder aus dem Salzbergbau und der Kalisalzbearbeitung,

Steinkohlenbergwerk Hindenburg O.-S.: Zwei Oelbilder des unterirdischen Pfeilerabbaues,

Kohlenhandelsbevollmächtigter der Preußag: Photographien von Grubentagesanlagen,

Deutsche Tiefbohr A. G. Aschersleben: Modell einer Bohrkrone mit Bohrkern,

Gewerkschaft Michel-Halle a. S.: Großes Modell eines Braunkohlentagebaues mit Brikettfabrik.

Der Besuch von Schulen aller Art unter Leitung ihrer Lehrer hat mit der fortschreitenden Ausgestaltung des Museums in erfreulicher Weise zugenommen.

IV. Geologisch-technische Gesteinssammlung

L.-G. Behr, Geol. Burre und Dienemann

Die systematische Aufstellung der Sammlung wurde fortgesetzt. Die Proben deutscher Marmore, Findlingsquarzite, eruptiver und sedimentärer Bausteine wurden regional geordnet aufgestellt. Nach Zuweisung zweier weitererer Vitrinen konnte gleichfalls mit der Einordnung der Proben von Kaolin, Ton und Glassand fortgefahren werden.

Die für das Materialprüfungsamt von L.-G. Finckh untersuchten Gesteine wurden in die Sammlung eingereiht. Ein stofflich und örtlich geordnetes Verzeichnis der Dünnschliffe wurde angelegt. An der kartographischen Übersicht der technisch wichtigen Gesteine wurde weiter gearbeitet.

Folgende Arbeiten über in der Sammlung befindliche Gesteine und damit zusammenhängende Fragen wurden teils begonnen, teils beendigt:

1. Die wichtigsten an Berliner Bauten in der Außenarchitektur verwandten natürlichen Gesteine nach Art und Herkunft (Burre).
2. Zu der im Druck erschienenen Karte der Rohstoffe und Standorte der Deutschen Glasindustrie im Maßstabe 1 : 500000 verfaßten Geol. Dienemann und Dipl.-Ing. Arendt von der Glasberufsgenossenschaft eine Erläuterung.
3. Untersuchungen von diluvialen Tonen und Mergeln hinsichtlich ihrer bodenphysikalischen Eigenschaften, besonders ihrer Standfestigkeit in Eisenbahneinschnitten und bei Erdarbeiten (Dienemann zusammen mit dem Laboratorium).
4. Verschiedene Behörden, Verbände und Firmen wurden in Fragen der Materialbeschaffung und -untersuchung beraten. Bei der Festlegung von DIN-Normen für die Korngrößen von Sand und Kies wurde mitgewirkt (zusammen mit L.-G. Finckh). L.-G. Behr nahm an den Beratungen des Rohstoffausschusses der Deutschen keramischen Gesellschaft teil, Geol. Burre (zusammen mit L.-G. Finckh) an denen des Ausschusses »Natürliche Gesteine als Baustoff« des Deutschen Verbandes für die Materialprüfungen der Technik.

Durch Kauf wurde ein Satz von DIN-Normensieben erworben. Geschenkweise erhielt die Sammlung:

Basalttuff von den Hessischen Steinbrüchen G. m. b. H. in Londorf,
Leuzitphonolithtuffe, Traß und Lichtbilder von Cervas Söhne G. m. b. H. in Köln,
Mosaiksteine von der Berliner Asphaltgesellschaft Kopp & Co.,
Phonolith von der Rhenania Kunheim A.-G. in Berlin,
Travertin von Zeidler & Wimmel in Berlin,
Muschelkalk von der Firma K. Schilling in Berlin,
Glassand von den Wittenberger Glassandwerken,
Kaolin und Ton von den Freiherrlich A. von Schönbergschen Kaolinwerken in Hohburg, den Sächsischen Elektro-Osmose-Kaolinwerken in Dresden, der Firma Junghänel & Taegtmeyer in Meißen, der Karlsbader Kaolin-Elektro-Osmose A.-G., dem Ton- und Schamottewerk Groß-Saubernitz, den Großalmeroder Tonwerken, der Möncheberger Gewerkschaft in Cassel, der Stein- und Tonindustrie-Ges. Brohltal in Burgbrohl,
Findlingsquarzite von den Silamit-Werken Crefeld-Linn,
Amerikanischer Formsand von der Firma Moll & Rohwer in Neumünster.

V. Ausstellungen

Die Beteiligung an Ausstellungen, welche im vorigen Jahre einen sehr großen Umfang angenommen hatte, wurde mit Rücksicht auf dringendere Arbeiten diesmal stark eingeschränkt. Beschickt wurde nur die Rohstoffschau der Deutschen Glastechnischen Gesellschaft, die im Ingenieurhause in Berlin stattfand.

D. Abteilung für Gesteins-, Erz-, Kohle- und Salzuntersuchungen

Die gesteinsmikroskopischen Arbeiten hatten in erster Linie die in den einzelnen Arbeitsgebieten auftretenden Eruptiv- und kristallinen Schiefergesteine zum Gegenstande.

B.-G. Berg begann die Ausarbeitung einer Methode zur Untersuchung feinschuppiger Phyllite in geätzten Anschliffen.

In größerer Anzahl wurden für das Materialprüfungsamt und andere Behörden, hauptsächlich von L.-G. Finckh, mikroskopische Untersuchungen von Gesteinen hinsichtlich ihrer Eignung für technische Zwecke ausgeführt.

Als Vertreter der Geol. Landesanstalt wurde L.-G. Finckh Mitglied des Ausschusses 17 (Traß) des Deutschen Verbandes für die Materialprüfungen der Technik. Er nahm als solcher ferner teil an den Beratungen des Normenausschusses zwecks Normung der Körnungsgrößen von Kies, Sand, Steinschlag und Splitt.

B.-R. Gropp unternahm vorbereitende Arbeiten für die Untersuchung von Schwimmsanden.

In der Erzmikroskopie setzte Geol. Schlossmacher das Studium des Kupferschiefers fort. B.-G. Berg untersuchte Erze von Outokempen in Finnland und porphyrische Kieskristalle von Sulitelma in Norwegen. In methodischer Hinsicht wurden besonders die Erscheinungen der Polarisation im reflektierten Licht verfolgt.

Kohlenpetrographische Untersuchungen wurden von B.-R. Gropp, Geol. Stach und Ass. Potonié ausgeführt.

Außerdem wurden technisch wichtige Minerale, sowie natürliche und synthetische Edelsteine optisch von Geol. Schlossmacher untersucht. Mit dem Ausscheiden des letzteren ging die Leitung des bisher der Geol. Landesanstalt angegliederten Zentralinstituts für Edelsteinforschung an das Mineralogische Institut der Universität Berlin über.

E. Abteilung für die physikalische Erforschung der Erdrinde

Abt.-Dir. Kühn

I. Schweremessungen mittels der Eötvös'schen Drehwage

Messungen in der Gegend von Meine nördlich Braunschweig durch L.-G. Barsch ergaben, daß ein im Zuge des Mittellandkanals vermuteter Salzhorst nicht vorhanden ist, ließen aber bemerkenswerte Beziehungen zur Tektonik des Untergrundes erkennen, die Gegenstand näherer Prüfung bilden.

Die Umgebung des Dratzig-Sees bei Tempelburg in Pommern untersuchte B.-G. Barsch mit dem Ergebnis, daß die dort beobachteten Erdfälle nicht auf Ablaugungsvorgänge eines Salzhorstes, sondern auf Abrutschungen des Ufers zu tief gelegenen Kesseln des Sees zurück-

zuführen sind. Von der ebenfalls beabsichtigten Vermessung des analoge Verhältnisse zeigenden Pielburger Sees wurde daher abgesehen.

Die in Ostpreußen vorgesehenen Messungen mußten wegen Zeitmangels zurückgestellt werden.

II. Erdmagnetische Messungen mittels des Schmidt'schen Lokalvariometers für Vertikalintensität

In Schleswig-Holstein ergaben in dem durch die Städte Heide, Husum, Schleswig und Rendsburg umgrenzten Gebiete durch Geol. Reich angestellte Messungen ein von Schleswig bis in die Gegend nördlich von Husum sich erstreckendes Maximum, das sehr wahrscheinlich auf eine unterirdische Aufragung alter und krystalliner Gesteine zurückzuführen ist.

In Hannover prüfte B.-R. Kohl die Anwendbarkeit der magnetischen Methode an dem Salzstock von Hänigsen. Die Untersuchung ist noch nicht abgeschlossen.

Von dem gleichen Gesichtspunkt aus von ihm unternommene Untersuchungen über den Salzgitterer Höhenzug bis zum Oderwald stellten Einwirkungen der Eisenerz- und der Salzvorkommen fest.

Ebenso ließen in Ergänzung der vorjährigen Versuche im Hämeler Walde von ihm angestellte Messungen Einwirkungen am Ausgehenden der Ilseder Lagerstätte erkennen.

In der Priegnitz und den angrenzenden Teilen von Mecklenburg ausgeführte Messungen von Geol. Reich zeigten starke Störungen in der Gegend von Pritzwalk und führten zu einer wesentlichen Berichtigung der magnetischen Vermessung 1. Ordnung vom Jahre 1898.

In Ostpreußen wurden die Messungen von B.-R. Kohl in dem Gebiet zwischen Stallupönen und der Memel soweit gefördert, daß eine Unterlage für die hier gleichfalls beschlossenen Drehwagemessungen gewonnen wurde.

III. Seismisches Verfahren

Mit einer seismischen Apparatur nach Prof. Schweydar wurden in Gemeinschaft mit diesem von Geol. Reich auf dem Schießplatz Kummersdorf, bei Sperenberg und bei Rüdersdorf Versuche angestellt, über die im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt und in Gerlands Beiträgen zur Geophysik berichtet wird.

IV. Elektrische Verfahren

Geol. Ebert stellte am Rammelsberge bei Goslar eingehende Versuche über die Eignung elektrischer Methoden zum Nachweis von Erzlagerstätten und zur Aufklärung der geologischen Verhältnisse an, und setzte sie im Ganggebiet des Oberharzes fort. Die Ergebnisse, über welche im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt berichtet wird, können nach beiden Richtungen hin als günstig bezeichnet werden.

Abt.-Dir. Kühn wohnte als Vertreter der Geologischen Landesanstalt der Jahresversammlung der Deutschen geophysikalischen Gesellschaft in Düsseldorf bei und erstattete ein Referat über »Die Bedeutung

der geophysikalischen Methoden für Geologie und Bergwirtschaft« (Ztschr. für Geoph. 2. S. 342–50).

Auf dem Grundstück der Geologischen Landesanstalt wurde während des Berichtsjahres ein unterirdisch gelegenes, aus sechs Räumen bestehendes Laboratorium zur Erprobung geophysikalischer Methoden und Apparate angelegt und eingerichtet.

Die Apparatur vermehrte sich um ein Vertikalvariometer nach Ad. Schmidt, zwei Erschütterungsmesser nebst Registrierapparat nach Prof. Schweydar, und verschiedene elektrische Meßinstrumente.

F. Abteilung Chem. Laboratorien

Abt.-Dir. Ganssen

In der Zeit vom 1. April 1926 bis zum 31. März 1927 wurden insgesamt 1382 Proben untersucht.

Unter diesen befanden sich: 1171 Bodenproben, 92 Mineralien und Gesteine, 36 Erze, davon 10 mit seltenen Elementen, 21 Kohlen, 4 Moorproben, 1 Erdöl, 3 Erdgasproben, 2 Aschen, 1 Salz, 35 Wasserproben.

Die Untersuchungen bestanden aus: 258 Vollanalysen, 106 Teilanalysen, 90 mechanische Analysen, 22 Tonbestimmungen, 1005 Aziditäts- und 287 sonstigen Einzelbestimmungen, 4 Heizwertbestimmungen, 6 Extraktionen, 6 Schwelanalysen, 5 Gasanalysen, 20 Untersuchungen nach Neubauer.

Außerdem wurden folgende Fragen wissenschaftlicher und technischer Art bearbeitet:

1. Weiterführung der Versuche der Verwertung von Ölschiefer. — Abt.-Dir. Ganssen.
2. Weiterführung der Versuche der Brikettierung von grubenfeuchter Braunkohle und von Torf. — Abt.-Dir. Ganssen.
3. Weiterführung der Versuche zur Gewinnung von festem Koks aus Braunkohle. — Abt.-Dir. Ganssen.
4. Über die Entstehung des Kohlehumus und seine Stellung zur Braunkohle und Torf. — Abt.-Dir. Ganssen.
5. 2 Gutachten über event. Schädigung der Böden durch Rauchgas und den Flugstaub von Braunkohlenfeuerungsanlagen. — Abt.-Dir. Ganssen.
6. Weiterführung der Versuche der Entschwefelung von Schieferöl. — Chem. Stockfisch.
7. Schwefelbestimmung in Brennstoffen. — Chem. Stockfisch.
8. Begutachtung eines flüssigen Brennstoffes. — Chem. Stockfisch.
9. Gerinnungskörper in Bogheadkohlen. — Chem. Hellmers und Ass. Potonié.
10. Über das Vorkommen bituminöser Substanzen in Eruptivgesteinen. — Chem. Hellmers.
11. Vergleichende Bestimmungen der Bodenreaktion vermittels Molekularverhältnis, P_H und Austauschazidität. — Abt.-Dir. Ganssen unter Mitwirkung der Chem. Pfeiffer, Laage, Haller, Utescher

und Trénel. (Vortrag auf der Tagung der Deutschen Bodenkundl. Gesellsch. in Düsseldorf.)

12. Welche Faktoren beeinflussen die Leichtlöslichkeit der Phosphorsäure im Boden? — Abt.-Dir. Ganssen unter Mitwirkung von Chem. Laage.
13. Die Abhängigkeit der Leichtlöslichkeit des Kalis im Boden. — Abt.-Dir. Ganssen unter Mitwirkung von Chem. Laage.
14. Über die Regenerationskraft des Bodens. — Abt.-Dir. Ganssen, Dipl.-Landw. Görz und Chem. Benade.
15. Weitere Prüfung der Methode der Differenzierung und Bestimmung der wasserlöslichen Bestandteile des Ackerbodens vermittels der Görz'schen elektrischen Messung. — Abt.-Dir. Ganssen, Dipl.-Landw. Görz und Chem. Benade.
16. Gibt uns die Keimpflanzenmethode nach Neubauer Auskunft über die Assimilierbarkeit im Boden ausgefällter Phosphate von verschiedener Teilchengröße? — Abt.-Dir. Ganssen und Chem. Benade.
17. Wird auch die durch die Gele der Kieselsäure und Humussäuren gelöste Phosphorsäure durch die Keimpflanzenmethode angezeigt? — Abt.-Dir. Ganssen und Cem. Benade.
18. Vergleichende Nährstoffbestimmungen nach verschiedenen Methoden. — Chem. Utescher.
19. Physiologische Untersuchungen zur »Deutschen Waldwirtschaft«. Veröffentlichung von Oberförster Hausendorf in Gemeinschaft mit Dipl.-Landw. Görz und Chem. Benade.
20. Die Methode der elektrischen Bestimmung der wasserlöslichen Nährstoffbestandteile im Boden und Baumsaft und deren forstliche Bedeutung. — Dipl.-Landw. Görz.
21. Vortrag und Vorführung von forstphysiologischen Methoden in Serno-Anhalt. — Dipl.-Landw. Görz.
22. Über die Leitfähigkeit des Bodensubstrates während der 1. Vegetationsperiode der Pflanzen. — Chem. Benade.
23. Über die gesetzmäßigen Zusammenhänge der relativen Leitfähigkeit von Elektrolyten mit den Jonenbeweglichkeiten. — Chem. Benade.
24. In Gemeinschaft mit der Landwirtsch. Versuchsstation Bernburg a. S.: Über den Einfluß der Bodenreaktion auf das Wachstum der Zuckerrüben. — Chem. Trénel.
25. In Gemeinschaft mit der Saatzuchtstelle der D. L. G. in Berlin: Über die Empfindlichkeit von Gerste- und Hafersorten gegen die Bodenreaktion. — Chem. Trénel.
26. Die wissenschaftlichen Grundlagen der Bodensäurefrage. — Chem. Trénel.
27. Methodik der chem. Untersuchung von Bademoor. — Chem. Böhm.
28. Über den Einfluß des Pufferungsvermögens des Bodens auf die Fruchtbarkeit. — Chem. Hellmers.
29. Gutachten über die betonangreifenden Eigenschaften einiger Harzflüsse. — Chem. Haller.

30. Begutachtung der Zerstörungserscheinungen am Goldbergtunnel bei Hagen i. W. und am Klosterholztunnel bei Gevelsberg i. W. — Abt.-Dir. Ganssen und Chem. Haller.
31. Untersuchung eines Thüringer Schungitvorkommens. — Chem. Haller.
32. Prüfung von Methoden zum Nachweis von Platinmetallen. — Chem. Heuseler.
33. Neue Vorschläge der Bewertung des Trasses. — Abt.-Dir. Ganssen.
34. Trassbewertung auf Grund des Gehalts an löslicher Kieselsäure. — Chem. Wache.
35. Untersuchungen über die physik.-chemischen Vorgänge in der Oxydationszone. — Chem. Löbe.
36. Über Anhydritbildung in Salzlösungen und Darstellung einer Pseudomorphose Gips-Anhydrit in heißer Kochsalzlösung. — Chem. Heykes.
37. Fortsetzung der Arbeiten über Bewertung von Formsanden und Stampfmassen. — Chem. Wache.
38. Bewertung von Tonen und Sanden als Baumaterial für Dammbauten und Kanäle. Chem. Wache, Pfeiffer, Trénel und Dipl.-Landw. Görz.
39. Die Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Gebietes. — Chem. Hellmers.

G. Veröffentlichungen

Abt.-Dir. Michael

Die Schwierigkeiten, welche sich bisher einer ordnungsgemäßen Durchführung der Drucklegung unserer Publikationen entgegenstellten, sind in diesem Jahre wenigstens zum Teil in Fortfall gekommen. Der uns ursprünglich zur Verfügung gestellte Fonds war bei den vorliegenden Verhältnissen sehr bald erschöpft. Auf Grund unserer Vorstellungen hat aber der Herr Minister für Handel und Gewerbe in Übereinstimmung mit dem Herrn Finanzminister eine erhebliche Überschreitung dieses Fonds zugebilligt, sodaß auf diese Weise die Verhältnisse im allgemeinen etwas günstiger gestaltet werden konnten. So war es uns möglich, neben den laufenden Publikationen in diesem Berichtsjahre noch 28 geologische Meßtischblätter mit Erläuterungen herauszugeben, eine Zahl, die allerdings das höchste darstellt, was wir zur Zeit erreichen können.

Die Vorteile, die uns durch Errichtung der eigenen Hausdruckerei erwachsen, treten immer deutlicher hervor, da insbesondere eine große Anzahl von kleinen Arbeiten, Druck von Formularen, Etiketten usw., die früher außerhalb des Hauses gegeben werden mußten, von uns selbst erledigt werden konnten.

Soweit das immer noch unzulängliche Personal es gestattete, konnte auch die Steindruckpresse in Gang gebracht werden.

Im Berichtsjahre sind erschienen:

Liefg.	36,	Bl. Lengsfeld, Friedewald II. Aufl.	2 Bl.
»	174,	» Goslar II. Aufl.	1 »
»	217,	» Wegeleben, Kochstedt, Ballenstedt, Aschersleben	4 »
»	245,	» Schöningen, Hessen, Jerxheim, Hamersleben, Hornburg	5 »
»	254,	» Lauterbach	1 »
»	257,	» Oppelheim, Klein-Leipisch, Elsterwerda, Mückenberg, Ruhland	5 »
»	260,	» Westermarsch, Norden, Pewsum, Loppersum, Loquard, Emden	6 »
»	267,	» Gr. Rietz	1 »
»	269,	» Neuwarp, Nieth, Althagen	3 »
			28 Bl.

Im Auflagedruck befinden sich:

Liefg.	240,	Bl. Wernigerode, Derenburg, Halberstadt, St. Andreasberg, Elbingerode, Blankenburg, Quedlinburg	7 Bl.
»	264,	» Hötensleben, Seehausen	2 »
»	265,	» Eldagsen, Elze	2 »
»	267,	» Briesen, Herzberg	2 »
			13 Bl.

Im Farbenandruck:

Liefg.	246,	Bl. Ruhbank	1 Bl.
»	251,	» Hess. Oldendorf, Hameln, Aerzen, Pyrmont, Schwalenberg	5 »
»	253,	» Grävenwiesbach, Oberreifenberg, Homburg v. d. H.	3 »
»	263,	» Elberfeld, Barmen, Radevormwald, Wipperfürth, Gummersbach	5 »
»	268,	» Kalau, Vetschau, Werben	3 »
»	271,	» Rodenberg, Gehrden, Lauenau, Springe . . .	4 »
		II. Auf. Halle-Süd (52. Liefg.), Harzburg (100. Liefg.), Zobten (210. Liefg.)	3 »
			24 Bl.

Im Grenzstich:

Liefg.	215,	Bl. Fallersleben, Meine, Braunschweig, Wolfenbüttel, Schöppenstedt	5 Bl.
»	227,	» Mörs, Kempen, Crefeld	3 »
»	246,	» Bolkenhain	1 »
»	266,	» Döbern, Triebel, Weißwasser, Muskau	4 »
»	275,	» Wetzlar, Kleeberg, Usingen	3 »
»	276,	» Kauffung	1 »

Neuauflagen:

Liefg.	15,	Bl. Langenschwalbach, Wehen, Eltville	3 »
»	141,	» Eschweiler	1 »
»	216,	» Neuhaldensleben	1 »

Liefg.	1, Bl.	Zorge, Benneckenstein, Hasselfelde	3 Bl.
»	16, »	Harzgerode	1 »
»	18, »	Eisleben	1 »
»	277, »	Landschaftspolder, Bunde, Leer, Neermoor . .	4 »
			31 Bl.

In Druckvorbereitung:

Liefg.	141, Bl.	Herzogenrath, Aachen	2 Bl.
»	230, »	Zachan, Dölitz, Ravenstein, Arnswalde	4 »
»	235, »	Wenden, Freudenberg, Siegen	3 »
»	258, »	Torgau (West), Schildau, Belgern	3 »
»	270, »	Bremen, Hemelingen	2 »
»	272, »	Laasphe	1 »
»	273, »	Tepliwoda	1 »
»	274, »	Kaiserswerth, Kettwig, Velbert, Hattingen . .	4 »
»	209, »	Köln	1 »
»	142, »	Brühl, Kerpen, Frechen	3 »
»	182, »	Hildesheim, Sibesse	2 »
»	234, »	Düsseldorf, Mettmann, Hilden	3 »
»	278, »	Hofgeismar, Hannöversch-Münden, Trendelburg, Ödelsheim	4 »
»	279, »	Guben, Wellmitz	2 »
			35 Bl.

A. Erläuterungen

Im Berichtsjahre sind außer den Erläuterungen zu den oben als erschienen gemeldeten Blättern noch folgende gedruckt worden:

Lieferung 240, Bl. Wernigerode,
» 264, » Hötensleben und Seehausen.

Der Stand der Meßtischblatt-Aufnahmen 1 : 25 000 ist jetzt folgender:

Es wurden bisher veröffentlicht	1329 Bl.
dazu im Druck und Vorbereitung	103 »
zus.	1432 Bl.

B. Abhandlungen

Erschienen:

Neue Folge, Heft 99: Richter, Devonische Trilobiten,
» » » 100: Kegel, Unterdevon von böhmischer Facies am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges in der Lindener Mark bei Gießen,
» » » 101: Warneck, Lagerung und Fauna des Tertiärs von Jatznick,
» » » 102: Schmitt, Einfluß von geologischen Formationen auf die Landwirtschaft unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Nassauer Lande,
» » » 103: Biese, Über die Encriniten des Unteren Muschelkalkes von Mitteldeutschland.

C. Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete

Nichts.

D. Archiv für Lagerstättenforschung, Lagerstättenkarten

Erschienen:

Heft 32: Beyschlag und Schriel, Das Gold der Eder,
» 33: Quiring, Das Gesetz des Einschiebens und der Vertaubung der Spateisen- und Eisenglanzgänge im Siegerlande,
» 34: Ramdohr, Beobachtungen an opaken Erzen,
» 35: N. Wing Easton, Die wichtigsten Edelmetalle auf Sumatra.

Im Druck:

Heft 36: Stoller, Das Erdölgebiet Hänigsen-Obershagen-Nienhagen in der südlichen Lüneburger Heide.

E. Weltmontanstatistik

Nichts.

F. Jahrbuch

Erschienen: Jahrgang 1925 und Jahrgang 1926 bis auf den amtlichen Teil, der erst nach Ablauf des Berichtsjahres am 31. März ausgedruckt werden kann. Der Jahrbuchsband 1926 ist als Beyschlag-Band bezeichnet und enthält im Gegensatz zu den früheren Bänden nur Arbeiten von Mitgliedern der Geologischen Landesanstalt, die dem früheren Präsidenten der Anstalt zum 70. Geburtstag gewidmet worden sind.

Im Druck: Jahrgang 1927.

Fa. Sitzungsberichte der Geologischen Landesanstalt

Erschienen 1926, im Druck 1927.

G. Geologische Übersichtskarte von Preußen und den benachbarten Ländern 1 : 200000

Im Grenzstich: Bl. Hannover, Magdeburg, Braunschweig.

H. Mitteilungen aus dem chemischen Laboratorium

Erschienen:

Heft 5, Nr. 3: Utescher, Die Bestimmung der löslichen Kieselsäure in verwitterten Tonerdesilikatgesteinen.

I. Mitteilungen der Abteilung für Erz-, Salz- und Gesteinsmikroskopie

Nichts.

Im Druck:

Heft 2, Nr. 4: Stach, Der Kohlenreliefschliff, ein neues Hilfsmittel für die angewandte Kohlenpetrographie.

K. Sonstige Schriften und Karten

Erschienen:

a) Lagerstättenchronik als monatliche Mitteilung lagerstättenkundlichen und bergwirtschaftlichen Inhalts, gedruckt bei Knapp, Halle.
b) Geologische Literatur Deutschlands, erschienen 1925.
c) Niederschrift über die Versammlung der Direktoren der Geologischen Landesanstalten Deutschlands und Deutsch-Österreichs, erschienen 1925, im Druck 1926.
d) Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Berlin im Maßstab 1 : 100000, 4 Blatt (im Verlage von Bornträger), dazu Erläuterungen von Wolff.
e) Geologische Karte von Europa im Maßstab 1 : 10 Mill. mit Deckblatt, von Beyschlag und Schriel, im Verlag von Bornträger.
f) Geologisch-tektonische Karte des Rheinischen Schiefergebirges 1 : 200000 von Paeckelmann.

Im Druck:

Geologische Karte der Umgebung der Landwirtschaftsschule in Tost in Schlesien.
Geologische Erdkarte 1 : 15 Millionen, 8 Blatt, Karte der subhercynen Kreidemulde 1 : 100000 von Schröder.
Geologische Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergischen Landes von Fuchs.
Weltlagerstättenkarte im Maßstab 1 : 15000000.

Hausdruckerei

a) Buchdruckerei

Niederschrift der Direktorenversammlung für 1925 erschienen,
» » » » 1926 im Satz.
Erläuterungen: Bielefeld, Brackwede, Halle i. W., Herford i. W., Neuenkirchen, Waldenberg II. Aufl., Wernigerode und Elbingerode.
Erläuterung Quedlinburg im Satz.

b) Steindruckerei

Bl. Elze und Eldagsen wurden im Farbenandruck fertig,
» Zobten in den Grenzen fertig, mit Farbenplatten begonnen,
» Eisleben im Grenzstich.
Jahrbuch 1926 (Beyschlagband): Tafeln 1 bis 10, 12, 15, 18, 21 und 22 (15).
Jahrbuch 1927, I, Tafel 3.
13 Provinzkarten in 4 Farben, 400 Auflage.
Übersichtskarten zu Lief. 260 und Lief. 275 (in Arbeit befindlich).
Geologische Übersichtskarte der Seiler von Gallwitz,
8 Kartentafeln zum Kornschen Führer,
1 Profiltafel, Koert, Sitzungsberichte,
Übersichtskarten zur Lieferung der Bl. Springe usw.

Außerdem:

Zahlreiche Formulare für Registratur, Kasse, Kanzlei, Archive, Bibliothek, fürs Landesmuseum, Sammlungen und Montanarchiv haben

die Arbeiten, Anfertigung von Etiketten usw. an Umfang bedeutend zugenommen, sodaß die Erläuterungen darunter leiden.

H. Vertriebsstelle

Dr. Friederici

Verkauf von Karten und Schriften

Während des Rechnungsjahres 1926 wurden verkauft:

Spezialkarten 1 : 25000	3918	Blatt
Übersichtskarten 1 : 200000	452	»
Andere Übersichtskarten	107	»
Lagerstättenkarte	109	»
Gangkarte des Siegerlandes	51	»
Sonstige Karten	80	»
Abhandlungen	304	Exemplare
Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete	30	»
Archiv für Lagerstättenforschung	209	»
Jahrbücher	190	»
Jahrbuchs-Sonderdrucke	1061	»
Sonstige Schriften	346	»

I. Montan- und Bohrarchiv

B.-G. Mestwerdt

Die Vermehrung der Archivarbeiten gibt sich sowohl in den Neueingängen für das Archiv, wie auch durch seine Inanspruchnahme nicht nur von Beamten der Geologischen Landesanstalt, sondern auch von anderen Behörden und wissenschaftlichen Instituten, vor allem aber auch für Zwecke der angewandten Geologie zu erkennen.

Neu eingerichtet wurde am Schluß des Jahres die Abteilung »Geophysik«.

Die außerordentlich umfangreichen Neueingänge an Bohrproben wurden sämtlich bearbeitet, älteres Bohrgut bis auf geringe Reste aufgearbeitet.

Mit dem unserer Behörde zur Klärung wissenschaftlicher Fragen zur Verfügung stehenden Bohrapparat wurden im Sommer 1926 zwei Bohrungen ausgeführt: Die Bohrung Kirchhain N.-L. mit 69,15 m und die Bohrung Eschenheim mit 58,70 m Tiefe, zusammen 127,85 m.

An Lehrkursen fand je einer für Eisenbahnbeamte und für Brunnenbauer im Archiv statt.

K. Bibliothek

Bibl.-Insp. Regling

Bücherzugang. Im Rechnungsjahr 1926 belief sich der Zugang der Bibliothek auf

1650 Bände
450 Karten

2100 Stück

Der Bestand der Bibliothek beträgt daher z. Zt.

rund 100000 Bände
20000 Karten

120000 Stück

Die der Bibliothek zur Verfügung stehenden Mittel betrugen nur 80% der Vorkriegszeit, die Preise der Bücher und Zeitschriften sind dagegen um 50—100%, die der Buchbinderei um über 100% gestiegen. Hieraus ergibt sich, daß der Kauf in vielen Fällen eingeschränkt werden mußte.

Um diese notwendige Einschränkung auszugleichen, wurde der Austauschverkehr mit Behörden, Instituten und wissenschaftlichen Gesellschaften, sowie auch mit Einzelpersonen, gepflegt und nach Möglichkeit erweitert. Neu aufgenommen, bezw. neu geregelt wurde der fortlaufende Schriftenaustausch mit folgenden Instituten etc.:

Eidgenöss. Statistisches Bureau, Bern,
Institut Géologique de l'Université de Louvain,
Institut Géologique, Belgrad,
Institut des Mines. Leningrad,
Geologisches Institut von Polen, Warschau,
Geologische Staatsanstalt der Tschechoslovakischen Rupublik, Prag,
Institute for scientific Exploration of the North, Leningrad,
Revista Minera de Bolivia, Oruro,
Kali-Forschungs-Anstalt G. m. b. H., Leopoldhall-Staßfurt,
Bergakademie Freiberg i. Sa.,
Deutsche Wasserwirtschaft, Berlin,
Vulkanische Baustoffe, Neuwied.

Auch der Einzelaustausch mit Autoren, sowie Geschenke von Behörden und Privatpersonen, trugen in dankenswerter Weise zur Vermehrung der Bibliothek bei.

Kataloge

Bücherkatalog. Die Neueingänge wurden für den alphabetischen, den systematischen und den Standortskatalog aufgenommen.

Sämtliche Kataloge wurden weiter ausgebaut. Die vorhandenen Bestände, die bisher nur unvollkommen in dem alten Druckkatalog von 1904 aufgenommen waren, werden neu katalogisiert und zwar gleichzeitig für den alphabetischen, den systematischen und den Standortskatalog. Die neu katalogisierten Bücher erhalten Signaturen und werden nach dem neuen System im Magazin eingereiht.

Kartenkatalog. Es wurden, wie bisher, nicht nur alle neueingegangenen selbständig erschienenen Karten katalogisiert, sondern auch die Neueingänge an Büchern und Zeitschriften auf geologische und lagerstättenkundliche Karten durchgesehen, und diese katalogisiert. Der

ständig wachsende Umfang, den der Kartenkatalog annimmt, hat es notwendig erscheinen lassen, in vielen Fällen große Gruppen, z. B. Amerika, Asien etc. in Untergruppen einzuteilen, und die Katalogzettel dementsprechend umzuordnen, damit sich die Möglichkeit einer schnellen Orientierung ergibt. Auch die politische Umgruppierung Europas durch den Krieg (z. B. des alten Österreich-Ungarn) macht mehrfach eine solche Neuordnung notwendig. Sodann machte sich immer mehr der Mangel an Übersichts- und Orientierungstableaus über große vorhandene Kartenreihen geltend, vor allem mit Rücksicht auf das Inandergreifen der Karten verschiedener Staaten. Hier wurden von der Bibliothek Übersichtstableaus und Verzeichnisse hergestellt, die sowohl über den Stand der Kartierung des betreffenden Gebietes, wie auch über etwaige gleichzeitige Bearbeitung der Grenzgebiete durch andere Staaten orientieren, selbstverständlich nur insoweit die Karten in der Bibliothek vorhanden sind. Durch diese Übersichtskarten und Verzeichnisse werden viele Karten oft erst benutzbar; sie haben sich in zahlreichen Fällen bei der Verleihung von Karten nicht nur als nützlich, sondern als unbedingt notwendig erwiesen, zumal sie auch den Entleihern die oft zeitraubende Sucharbeit nach Anschluß- und Grenzblättern ersparen. Es wird danach gestrebt, nach und nach von jeder in der Bibliothek vorhandenen größeren Kartenreihe ein derartiges Übersichtstableau nach Möglichkeit anzulegen.

Auf Grund von Bücher- und Kartenkatalogen wurden in vielen Fällen Literaturzusammenstellungen gemacht, teils in sachlicher Hinsicht, teils solche bestimmter Autoren, und Literaturauskünfte erteilt.

Ausleihverkehr. Die Benutzungsziffern der Bibliothek sind in ständigem Steigen, was eine Vermehrung des Außenverkehrs wie auch der Innenarbeit bedingt, da entsprechend mehr Zeit auf Auskünfte und Literaturnachweise verwendet werden muß.

Die Zahl der entliehenen Bände und Karten betrug im Jahre 1926

Entleihungen	40000
Lesesaal: Besucher	5900
Entleihungen	10300

Hiervon entfallen eine große Zahl von Entleihungen auch auf Fremde, — Einzelpersonen wie auch geologische Institute und Gesellschaften —. Auch der Ausleihverkehr mit den anderen Bibliotheken, sowohl hiesigen wie auswärtigen war überaus rege, da die Beamten der Geologischen Landesanstalt immer mehr davon Gebrauch machen, daß sie vermöge des Ausleihverkehrs der Bibliotheken untereinander die hier nicht vorhandenen Werke vielfach aus anderen Bibliotheken erhalten können.

Berlin, den 15. März 1927.

Preußische Geologische Landesanstalt

gez. **Krusch**

Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1927

Leitung: Präsident KRUSCH
Gebirgsland: Abteilungsdirektor FLIEGEL
Flachland: Abteilungsdirektor WOLFF

Die geologisch-agronomische Kartenaufnahme im Maßstab 1:25000 wird in allen Provinzen planmäßig fortgesetzt, erstmalig wird dabei in erheblicherem Umfange als bisher auch in der Provinz Schleswig-Holstein aufgenommen werden. Ebenso wird die Bearbeitung der geologischen Übersichtskarte von Deutschland im Maßstab 1:200000 fortgeführt. Wir hoffen, daß im Berichtsjahre die im Stich befindlichen Blätter dieses großen Kartenwerkes erscheinen und mehrere weitere Blätter zum Stich gelangen werden, nachdem die Vorarbeiten abgeschlossen sind.

Der große Umfang unserer Arbeiten hinsichtlich der nutzbaren Lagerstätten kommt im Arbeitsplan nur zum Teil zum Ausdruck, da die Verfolgung der sämtlichen sich bietenden Bergbauaufschlüsse selbstverständlich ist, und Spezialuntersuchungen im Laufe des Jahres in dem Umfange stattfinden, wie die Anträge eingehen. Jedenfalls widmen wir uns in unverändertem Maße der Bearbeitung aller unsere Stein- und Braunkohlenlagerstätten, den Erz- und Kalibergbau betreffenden Fragen.

In weiter steigendem Maße dürften wir auch im Berichtsjahre durch geologisch-technische Untersuchungen in Anspruch genommen werden, worunter nicht nur die Vorarbeiten für die Wasserversorgung zahlreicher Ortschaften, der Einfluß des Bergbaues auf die Grundwasserverhältnisse weiterer Gebiete, sondern auch die ausgedehnten Talsperrenprojekte, Kanalbauten und mancherlei sonstige technische Beratungen, wie Sanierung von Rutschungen und dergl., zu verstehen sind.

Nachdem die Abteilung für die physikalische Erforschung der Erdrinde im laufenden Jahre durch die Bewilligung der drin-

gend erforderlichen Abteilungsdirektorstelle und gleichzeitig durch den Bau eines Laboratoriums in vollem Umfange in Betrieb gekommen ist, werden wir in größerem Umfange als bisher mit den sämtlichen zur Verfügung stehenden Methoden der Erduntersuchung — magnetisch, elektrisch, gravimetrisch und seismisch — arbeiten, die Verwendungsmöglichkeiten der verschiedenen Methoden in verschiedenen Gegenden und bei verschiedenen Untersuchungsobjekten vergleichend verfolgen, unsere Erfahrungen ausbauen und um Aufschlußarbeiten zur Nachprüfung der geophysikalischen Deutungen bemüht sein. Die in Aussicht genommenen Arbeiten sind bei den einzelnen Provinzen angegeben.

Die während einiger Jahre wegen dringender anderer Aufgaben zurückgestellt gewesene Vervollständigung der Charakterblättersammlung unseres Montanarchivs hinsichtlich der verliehenen Bergwerksfelder wird im laufenden Jahre wieder stärker betrieben werden, indem wir die Weiterbearbeitung im Bereich sämtlicher Oberbergämter erneut in Angriff nehmen.

Um die Darstellung der bodenkundlichen Verhältnisse nicht nur des Flachlandes, sondern auch des Gebirges bleiben wir ständig bemüht. Wie im vergangenen Jahre wird auch diesmal neben der bei uns üblichen geologisch-agronomischen Darstellung der Bodenverhältnisse auf den Karten und neben ihrer Schilderung in den Erläuterungen durch unseren Diplomlandwirt eine Überarbeitung wenigstens eines Teiles der abgeschlossenen und jeweils zum Stich gelangenden Lieferungen nach der betriebswirtschaftlichen Seite hin stattfinden. Dabei richten wir unser Auge besonders auch auf die Darstellung der bodenkundlichen und bodenwirtschaftlichen Verhältnisse der Waldgebiete, nachdem in Forstkreisen die große Bedeutung der richtigen Beurteilung des Bodens für die Waldkultur sich in neuerer Zeit sehr stark geltend macht.

Zugleich wird auf die Darstellung der Quellen und der Grundwasserverhältnisse besondere Rücksicht genommen, und in Sonderheit sollen in Zukunft in allen Blättern die bisher geübten Formen der Wasserbeschaffung in Stadt und Land zur Darstellung und zur Beschreibung kommen.

Die auf ganz Deutschland ausgedehnte Torfkarte kommt im Maßstab 1 : 200000 endgiltig zum Abschluß; die Veröffentlichung erfolgt im Maßstab 1 : 800000.

Gutsuntersuchungen auf Wunsch einzelner Besitzer werden, soweit Anträge vorliegen, jeder Zeit ausgeführt werden.

I. Rheinprovinz

Nachdem die Neubearbeitung der Bätter zweier wichtiger Bergbaugebiete der Provinz, nämlich des Aachener Steinkohlen- und des Kölner Braunkohlenbezirkes im letzten Jahre abgeschlossen worden ist, erstreckt sich unsere Kartenaufnahme im Maßstab 1 : 25000 im wesentlichen auf vier Gebiete: die nördliche Rheinprovinz in der Gegend von Duisburg, das Bergische Land nordöstlich von Köln, das

Gebirge im Süden von Aachen und das Gebiet von der Ahrmündung bis nach Koblenz, das vom Rhein beiderseits aufs Gebirge heraufreicht.

Daneben wird die wissenschaftlich-stratigraphische Bearbeitung des flözführenden Steinkohlengebirges im Aachener Bezirk, bei Erkelenz und am Niederrhein wie bisher fortgesetzt, und bei der Bearbeitung der neuen Bergbau- und Bohraufschlüsse ständig mit den Grubenverwaltungen und den bergbaulichen Vereinigungen Fühlung gehalten.

Geologisch-technische Beratungen, vor allem auf dem Gebiete der Wasserversorgung, zumal in dem nicht in Kartierung stehenden Eifel- und Moselgebiet, werden auch weiter betrieben werden.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1:25000

In der nördlichen Rheinprovinz stellt B.-G. ZIMMERMANN II die geol.-agronom. Kartenaufnahme des Bl. Duisburg (52, 33)[1]) fertig.

Im Bergischen Lande kommt Bl. Solingen (52, 53) durch L.-G. FUCHS zum Abschluß. Geol. DIETZ stellt die Südhälfte des Bl. Kürten (52, 60) fertig und bearbeitet danach in gleicher Weise die Südhälfte von Bl. Burscheid (52, 59).

Im alten Gebirge südlich von Aachen wird die geol. Aufnahme der Bl. Rötgen (65, 24) und Nideggen (66, 19) durch L.-G. WUNSTORF während 8 Wochen beendet werden. Bl. Zülpich (66, 20) wird in seinem Triasanteil durch Geol. SCHRÖDER vor der Drucklegung nochmals begangen werden.

An der unteren Ahr schließt Geol. EBERT die geol. Aufnahme von Bl. Ahrweiler (66, 29), B.-A. HOFFMANN diejenige von Bl. Linz (66, 30) ab.

Bl. Burgbrohl (66, 36) wird durch Geol. AHRENS weitergeführt.

Bl. Waldbreitbach (67, 25) wird durch Geol. BURRE fertiggestellt; zugleich setzt dieser die geol. Aufnahme von Bl. Asbach (67, 19) fort.

Bl. Bendorf (67, 32) wird durch B.-G. QUIRING im Anschluß an seine frühere Übersichtsaufnahme als Spezialkarte fertiggestellt, danach Bl. Wissen (67, 15) von ihm in Angriff genommen.

Die Neuaufnahme von Bl. Koblenz (67, 38) zwecks Herausgabe in zweiter Auflage wird durch L.-G. SCHMIERER voraussichtlich zum Abschluß kommen.

Bl. Gelsenkirchen (52, 29) siehe Westfalen.

Bl. Oberscheld (68, 13) und Ballersbach (68, 19) siehe Hessen-Nassau.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Die Bergbauaufschlüsse im Steinkohlengebirge von Aachen und am Niederrhein werden von L.-G. WUNSTORF und Kustos GOTHAN wie

[1]) 52, 33 = Gradabteilung 52, Blatt 33.

bisher verfolgt, nur die Steinkohlenbohrungen im Bereich des Bl. Duisburg werden von B.-G. ZIMMERMANN II bearbeitet. Die beiden erstgenannten werden zugleich die wissenschaftlich-stratigraphische Bearbeitung der Steinkohlenformation des Gebietes fortsetzen.

Auf den Sattelflügeln des Hohen Venns im Bereich der Bl. Stolberg, Rötgen und Nideggen führen die L.-G. WUNSTORF und FUCHS eine gemeinsame Begehung aus zum vergleichenden Studium der unter- und mitteldevonischen Schichten des Nordflügels mit denjenigen des rechtsrheinischen Lenneschiefergebietes sowie zum Studium der Siegener Schichten auf dem Südflügel; Dauer 10 Tage.

2. Provinz Westfalen, Freistaat Lippe-Detmold und Freistaat Schaumburg-Lippe

Die geol.-agronom. Kartenaufnahme im Maßstab 1 : 25000 betrifft eine Reihe voneinander getrennter Gebiete, die sämtlich an den Grenzen der Provinz gelegen sind, nämlich den Nordwesten an der holländischen Grenze, den Nordostteil des Regierungsbezirkes Minden an der Porta Westfalica und im Wiehengebirge, den Osten an der oberen Weser nahe der hessischen Grenze, den Südosten an der Grenze gegen Waldeck, sowie im Süden das Randgebiet des Siegerlandes.

Auch in dieser Provinz wird in den Bergbaugebieten auf die Zusammenarbeit mit den Bergbaukreisen besonderer Wert gelegt. In unseren Karten des Ruhrkohlengebietes wird neben dem geologischen Oberflächenbilde der Untergrund in zahlreichen Profilen und Flözprojektionen zur Darstellung gebracht. So wie es in dem jetzt zum Stich gelangten Bl. Hattingen und den westlich anstoßenden rheinischen Blättern der Fall ist, ist es auch für die neu zur Bearbeitung kommenden, mehr nördlichen Blätter des Kohlengebietes in Aussicht genommen. Ebenso wird die Tiefbohrkarte im Maßstab 1 : 100000, von der mehrere Blätter neu zum Stich gelangt sind, in gleicher Weise fortgesetzt.

Aus den Einzelangaben ist weiter ersichtlich, daß die geologische Kartierung in den sonstigen Bergbaugebieten und in allen Teilen der Provinz, wo überhaupt nutzbare Ablagerungen vorhanden sind, wie im Bereich der Juraerze, des Wiehengebirges, in dem alten Bergbaugebiet von Brilon und im Siegerlande, wie bisher betrieben wird.

Die praktisch geologischen Aufgaben haben in der Provinz Westfalen einen ständig steigenden Umfang angenommen, auch hier besonders in Fragen der Wasserversorgung, der Kanalbauten usw. Sie werden sich in demselben Rahmen bewegen, wie es in unserem letztjährigen Tätigkeitsbericht zum Ausdruck gekommen ist.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1:25000

Im holländischen Grenzgebiet führt Geol. BENTZ die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Vreden (38, 57) zu Ende und beginnt diejenige des Bl. Stadtlohn (52, 4).

Im Wiehengebirge kommt Bl. Minden (40, 46) durch L.-G. KOERT und Geol. STACH zum Abschluß. Bl. Oeynhausen (40, 45) wird von ihnen weitergeführt, außerdem kartiert der erstgenannte das Wiehengebirge im Bereich der Bl. Hartum (40, 39), Lübbecke (40, 38) und Quernheim (40, 44).

Die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Bückeburg (40, 47), Stadthagen (40, 42) und Cathrinhagen (40, 48) wird durch L.-G. GRUPE fortgeführt, der dabei das erstgenannte Blatt zum Abschluß bringt.

An der oberen Weser führt L.-G. WEISSERMEL die geol. Aufnahme von Bl. Borgholz (54, 24) fort.

Im Ruhrkohlenbezirk wird die Oberflächen- und Untergrundsaufnahme von Bl. Gelsenkirchen (52, 29) von L.-G. BÄRTLING und Geol. BREDDIN abgeschlossen und diejenige des Bl. Bottrop (52, 28) durch sie begonnen.

Im Briloner Bezirk beenden B.-G. PAECKELMANN und Geol. KÜHNE die geol. Aufnahme des Bl. Alme (54, 32) und nehmen den Devon- und Carbonanteil des Bl. Marsberg (54, 31) auf. Außerdem werden die Aufnahmearbeiten auf den Bl. Brilon (54, 38) und Adorf (54, 39) — hier im preußischen Blattanteil — durch sie weitergeführt werden.

Im Siegerlande wird die geol. Aufnahme des Bl. Hilchenbach (67, 5) durch L.-G. FUCHS nach Beendigung seines Auftrages in der Rheinprovinz und durch B.-G. SCHMIDT fortgeführt. Der letztgenannte schließt außerdem Bl. Wingeshausen (53, 60) ab und führt die Aufnahme des Bl. Erndtebrück (67, 6) weiter.

Bl. Berleburg (54, 55) wird durch Geol. REICH fertiggestellt.

Bl. Battenberg siehe Hessen-Nassau.

Bl. Melle siehe Hannover.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Die wissenschaftlich-stratigraphische Bearbeitung der Schichten des Steinkohlengebirges im westlichen Teil des Ruhrkohlenbeckens wird durch Kustos GOTHAN und B.-G. HAACK weitergeführt. Die neuen Gruben- und Bohraufschlüsse des Gebietes werden wie bisher durch B.-G. BÄRTLING verfolgt. Dieser wirkt auch weiter bei den geol. Arbeiten für die Wasserversorgung des nördlichen Kohlenbezirkes mit.

Die Aufschlüsse am Ruhr- und Lippe-Kanal, beim Bau von Automobilstraßen, bei Wasserbauten für den Ruhrverband, die Bauarbeiten der Sesecke- und der Emscher-Genossenschaft werden von ihm ständig, z. T. zusammen mit Geol. BREDDIN, bearbeitet.

In dem bisher nicht aufgenommenen Gebiet zwischen Menden und Brilon werden B.-G. BÄRTLING, B.-G. PAECKELMANN und Geol. KÜHNE eine gemeinsame Begehung des Flözleeren zur Klärung seiner Gliederung ausführen.

Im westfälisch-holländischen Grenzgebiet wird zur Klärung der Altersstellung der Schichtenfolge im Tertiär eine mehrtägige Bereisung

durch Geol. BENTZ zusammen mit den holländischen Staatsgeologen stattfinden.

Neue Aufschlüsse im Bereich des Bl. Siegen (67, 11) werden durch B.-G. SCHMIDT untersucht werden.

Im Bereich der Bl. Alme (54, 32), Madfeld (54, 33), Brilon (54, 38) und Adorf (54, 39) wird Dipl.-Landwirt GÖRZ spezielle landwirtschaftl.-bodenkundliche Untersuchungen ausführen.

3. Provinz Hessen-Nassau

In der Provinz Hessen-Nassau wird sich im laufenden Jahre an unserer Arbeit nichts Grundsätzliches ändern. Das Eisensteingebiet der Lahn- und Dillmulde, die Fertigstellung der letzten Blätter an der Grenze gegen den Volksstaat Hessen, sowie der nördlichste Teil des Bezirkes Kassel sind die hier in Frage kommenden Einzelgebiete.

Die Grubenaufschlüsse in der Lahn- und Dillmulde, in den Kaligruben des Werragebietes und im Westerwalde werden fortlaufend weiterbearbeitet.

Der Wasserversorgung der Provinz wird besondere Aufmerksamkeit zugewandt. Das gilt besonders von den Wasserversorgungen am Südfuße des Taunus.

Verteilung der Arbeiten
Aufnahmen 1:25000

An der westfälischen Grenze wird die geol. Aufnahme von Bl. Battenberg (54, 56) durch Geol. REICH, soweit sein Auftrag in der Provinz Westfalen Zeit lassen sollte, in Angriff genommen werden.

In der Dill-Mulde schließt B.-G. KEGEL die Neuaufnahme des Bl. Ballersbach (68, 19) ab und führt diejenige des Bl. Oberscheld (68, 13) weiter.

Auf Bl. Gladenbach (65, 14) wird Geol. CORRENS nach Beendigung seiner Beurlaubung zur Deutschen Atlantischen Expedition mit der Kartierung fortfahren.

Im Grenzgebiet gegen den Volksstaat Hessen stellt M.-A. BLANCKENHORN Bl. Amöneburg (68, 16) fertig.

Die geol.-agronom. Neuaufnahme des Bl. Frankfurt a. M.-West (bisher Bl. Höchst) (68, 50) wird durch B.-R. ZÖLLER für den diluvialen Anteil und durch Geol. MICHELS für die älteren Schichten in Angriff genommen und abgeschlossen werden, falls die Stadt Frankfurt den in Aussicht genommenen Zuschuß zur Kartierung zur Verfügung stellt.

Im Kasseler Bezirk wird Bl. Uslar (55, 20) durch L.-G. VON LINSTOW in Angriff genommen.

Bl. Bückeburg (40, 47), Stadthagen (40, 42), Cathrinhagen (40, 48) siehe Westfalen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Die neuen Grubenaufschlüsse im Eisensteingebiet von Lahn und Dill werden durch B.-G. KEGEL wie bisher verfolgt.

Die durch Stollenbauten zu Wasserversorgungszwecken entstehenden Neuaufschlüsse im Taunus werden durch Geol. MICHELS fortlaufend untersucht.

Dieser wird auch in der Gegend von Merenberg und Weilburg a. Lahn etwa 10 Tage Begehungen in den sogenannten Gaudernbacher Schichten im Zusammenhang mit der beabsichtigten Neuaufnahme von Bl. Hadamar ausführen.

4. Provinz Hannover, Freistaat Braunschweig und Freie Hansestadt Bremen

Die bremischen Gebietsteile sollen in diesem Jahre fertig kartiert werden; auch in den übrigen Tieflandsgebieten nehmen die geol.-agronom. Arbeiten, die vorwiegend landwirtschaftlichen Interessen dienen sollen, ihren planmäßigen Fortgang. Daneben wird den Erdölaufschlüssen besondere Aufmerksamkeit gewidmet.

An der westfälischen Grenze werden die Arbeiten im Osten von Osnabrück durch mehrere Herren fortgesetzt.

Im Anschluß an die westfälischen Aufnahmen im Wiehengebirge und an der Porta Westfalica wird im östlich anstoßenden Freistaat Schaumburg-Lippe und den benachbarten preußischen Gebietsteilen gearbeitet.

Der Staatsvertrag mit dem Freistaat Braunschweig erfordert, daß wir die von preußischem und braunschweigischem Gebiet zugleich eingenommenen Blätter der weiteren Umgebung von Braunschweig nunmehr fertigstellen.

Im Harz handelt es sich, nachdem die bisher noch nicht erschienenen Blätter des nördlichen Harzvorlandes sich im Auflagedruck befinden, um die Revision der Blätter des Oberharzes und andererseits um die Neubearbeitung der in den 60er und 70er Jahren erstmalig aufgenommenen Blätter des Unter- und Südharzes. Die im vorjährigen Arbeitsplan in Aussicht genommene landwirtschaftliche Bearbeitung der jetzt herauskommenden Blätter ist auch für die weiteren Blätter des Gebietes, besonders auch in Rücksicht auf die Forstwirtschaft ins Auge gefaßt.

Die Beratung der in Frage kommenden Behörden in den Talsperrenprojekten des Harzes und bei der Fertigstellung des hannöverschen Anteiles des Mittellandkanals nimmt wie bisher ihren Fortgang, wodurch einzelne unserer Herren in erheblichem Umfange in Anspruch genommen sein werden.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1:25000

Im nördlichen Küstengebiet beendet Geol. a. Pr. SCHARF Bl. Bremerhaven (23, 26), desgleichen auch das in früheren Jahren begonnene Bl. Köhlen (23, 28). Gegebenenfalls soll Bl. Dorum (23, 20) noch durch den gleichen Bearbeiter in Angriff genommen werden.

In der Gegend von Bremen werden Aufnahmelücken auf Bl. Lesum (23, 51) durch B.-A. ISERT geschlossen und die preußischen und bremischen Anteile von Bl. Vegesack (23, 50) kartiert.

In Ostfriesland beendet M.-A. WILDVANG die Aufnahme der Bl. Nortmoor (22, 44) und Westrhauderfehn (22, 50).

Im Gebiet zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge wird die geol.-agronom. Kartenaufnahme auf Bl. Schledehausen (39, 48) durch B.-G. HAACK und Geol. DIENEMANN fortgesetzt; der letztere wird außerdem auf Bl. Melle (40, 43) arbeiten.

Entsprechend den bestehenden Staatsverträgen mit dem Freistaat Braunschweig wird die geol.-agronom. Kartierung von Bl. Öbisfelde (42, 34) durch B.-A. HAUSBRAND zu Ende geführt sowie die Aufnahme des Bl. Vechelde (42, 43) von Geol. WOLDSTEDT nach Möglichkeit beendet werden.

Im Harz wird die Kartierung des Culms zur Durchführung einer Neugliederung für die Neuauflage auf den Bl. Seesen (55, 12) und Zellerfeld (56, 7) und im nordwestlichen Teil von Bl. Riefensbeck (56, 13) durch B.-R. STAHL, auf Bl. Osterode (55, 18) durch B.-R. GROPP fortgeführt werden.

Die geologische Neuaufnahme des Bl. Lauterberg (56, 19) wird durch Geol. SCHRIEL fortgesetzt und diejenige des Bl. Riefensbeck im südöstlichen Teil durch ihn in Angriff genommen.

Westlich vom Harz schließt M.-A. STILLE die Neuaufnahme des Bl. Waake (55, 29) ab.

Bl. Uslar siehe Hessen-Nassau.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Die Neuaufschlüsse des Bl. Barum (42, 49) werden durch Geol. BEHREND nach Beendigung seines Auftrages in der Provinz Sachsen eingehend untersucht werden.

Die Archivstudien für die Oberharzer Werke nebst Grubenfahrten werden durch B.-R. GROPP fortgesetzt.

Die Neuaufschlüsse in den Gruben der Preuß. Bergwerks- und Hütten A.-G. im Oberharz werden durch B.-R. STAHL verfolgt.

Die Bearbeitung der neuen Aufschlüsse im hannöverschen und braunschweigischen Teil des Mittellandkanals, östlich bis Vorsfelde (Kanalbauämter Braunschweig und Fallersleben), geschieht wie bisher durch Geol. WOLDSTEDT.

Die Frage der neuzeitlichen Küstensenkung an der Nordsee wird im Gebiete zwischen Elb- und Wesermündung durch Untersuchungen des Geol. a. Pr. SCHARF weiter geprüft.

Die Erdölaufschlüsse bei Hänigsen und den anderen Ölgebieten der Provinz werden gemeinsam durch L.-G. STOLLER und Geol. BENTZ verfolgt und bearbeitet werden.

B.-R. FULDA wird eine größere Zahl von Kaliwerken in der Provinz befahren zur Untersuchung des jüngeren Salzgebirges.

Abt.-Dir. KÜHN wird in dem Gebiete nordwestlich des Flechtinger Höhenzuges, B.-G. BARSCH im Mündungsgebiet der Weser Schweremessungen mittels der Drehwage vornehmen.

B.-R. KOHL wird die im Vorjahre begonnene magnetische Untersuchung des Salzstockes von Hänigsen abschließen.

Im Oberharzer Ganggebiet wird Geol. EBERT die Untersuchungen mittels elektrischer Methoden fortsetzen.

In den neuen Aufschlüssen am Mittellandkanal zwischen Peine und Fallersleben wird Ass. SEITZ biostratigraphische Aufsammlungen und Untersuchungen, Ass. POTONIÉ solche in den Juraaufschlüssen des nördlichen Harzvorlandes ausführen.

Die Bl. Bremen (23, 57), Hemelingen (23, 58), Lesum (23, 51) und Lilienthal (23, 52) werden durch Dipl.-Landwirt GÖRZ bodenkundlich-landwirtschaftlich überarbeitet, ebenso in Ostfriesland die Bl. Landschaftspolder (21, 48), Bunde (21, 54), Neermoor (22, 37) und Leer (22, 43).

Im Bereich der in Vorbereitung zum Neudruck befindlichen Bl. Peine (41, 42), Ütze (41, 36), Burgdorf (41, 35) wird Diplomlandwirt GÖRZ eine landwirtschaftlich-bodenkundliche Erkundung und Überarbeitung für die Erläuterungen ausführen.

5. Provinz Schleswig-Holstein

In den letzten Jahren konnte die geol.-agronom. Kartierung nur in Holstein weitergeführt werden. In diesem Jahre wird auch das früher begonnene Arbeitsgebiet bei Schleswig in westlicher Richtung erweitert, um von dieser Stelle aus einen geologischen Querstreifen durch sämtliche Landschaftszonen der Provinz hindurchzuführen. Ferner sollen die geophysikalischen Untersuchungen, die im Vorjahre wichtige Ergebnisse brachten, eine Ergänzung erfahren.

Verteilung der Arbeiten
Aufnahmen 1:25000

Im holsteinischen Arbeitsgebiet wird M.-A. RANGE das Bl. Eichede (25, 13) in Angriff nehmen.

Im Anschluß an das in früherer Zeit kartierte Bl. Schleswig beginnt L.-G. FINCKH die Aufnahme von Bl. Jübeck (7, 25).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Abt.-Dir. WOLFF führt die Vorarbeiten für eine neue Übersichtskarte 1:500000 fort. Der Frage der Küstensenkung und der Beobachtung neuer Aufschlüsse wird weiterhin Aufmerksamkeit gewidmet.

Die im Vorjahre unternommenen magnetischen Messungen wird Geol. REICH nördlich von Husum und auf den nordfriesischen Inseln, sowie zwischen Rendsburg und Kiel fortsetzen.

6. Provinz Sachsen und Freistaat Anhalt

Die geol.-agronom. Aufnahme einiger noch nicht ganz fertiggestellter Blätter nördlich vom Harz kommt in diesem Jahre endgiltig

zum Abschluß. Die schon bei der Provinz Hannover genannte geologische Neubearbeitung des Unter- und Südharzes nimmt auch in dem östlichen Teil des Harzes, also im sächsischen Anteil ihren Fortgang. Außerdem arbeiten wir wie bisher im oberen Elbegebiet an der Grenze gegen den Freistaat Sachsen.

Die Tätigkeit für den Mittellandkanal nimmt gerade in der Provinz Sachsen, nachdem sie schon bisher sehr stark zugenommen hatte, im Berichtsjahre voraussichtlich ungewöhnlichen Umfang an. Dabei handelt es sich einerseits um die Verfolgung der Aufschlüsse und die damit zuhammenhängenden fortlaufenden Beratungen bei dem jetzt begonnenen Weiterbau des Mittellandkanals bis Magdeburg, andererseits um die Mitwirkung bei den neuen Vorarbeiten für den Südflügel des Kanals, mit Einschluß der Saale- und Elster-Kanalisierung.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1:25000

Die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Schwanebeck (56, 5) wird durch Geol. BEHREND und M.-A. SCHRÖDER zu Ende geführt.

Auf den Bl. Osterwieck (56, 3) und Dardesheim (56, 4) führt M.-A. SCHRÖDER letzte Revisionsbegehungen zum endgiltigen Abschluß der Aufnahme aus.

Bl. Oschersleben (42, 60) wird durch L.-G. WIEGERS geol.-agronom. abgeschlossen.

Im östlichen Unterharz führt Geol. DAHLGRÜN die geol. Neuaufnahme von Bl. Pansfelde (56, 24) fort und beginnt, falls es abgeschlossen werden sollte, Bl. Stolberg (56, 28).

Die geol. Neuaufnahme des Bl. Leimbach (57, 19) wird durch einen neu eintretenden Geologen in Zusammenarbeit mit Geol. DAHLGRÜN begonnen werden.

Im Südosten wird Blatt Torgau-Ost (58, 28) durch Kustos PICARD vollendet.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Die Bearbeitung der geol. Übersichtskarte 1:200000 Bl. Dessau wird von L.-G. WIEGERS durch Revisionsbegehungen auf den alten Bl. Hettstedt (57, 20), Könnern (57, 21), Gröbzig (57, 22), Zörbig (57, 23), Wettin (57, 27) begonnen werden.

Im Bereich des Mittellandkanals zwischen Vorsfelde und Magdeburg (Kanalbauämter Neuhaldensleben, Burg, Magdeburg) werden die Neuaufschlüsse wie bisher durch L.-G. WIEGERS verfolgt; diejenigen am Südflügel werden im Bereich der Kanalbauämter Bernburg und Halle a. S. durch denselben Herrn, im Bereich des Kanalbauamtes Merseburg durch Kustos PICARD wahrgenommen.

B.-R. KQHL wird mehrere magnetische Meßreihen in der ostelbischen Fortsetzung des sog. »Magdeburgischen Uferrandes« ausführen.

Die Anhydritaufschlüsse des Leuna-Werkes in der Gegend von Merseburg werden durch B.-R. FULDA verfolgt werden.

Dipl.-Landw. GÖRZ und Chem. BENADE werden in Gemeinschaft mit Herrn Oberförster Dr. HAUSENDORFF forstliche Untersuchungen in Bärenthoren (Anhalt) durchführen.

7. Land Thüringen

Entsprechend den mit dem Lande Thüringen bestehenden Staatsvertrage wird die geol. Neuaufnahme, nachdem bisher zwei Blätter neu bearbeitet und abgeschlossen sind, auf einem weiteren Blatt in Zusammenarbeit mit der Thüringischen geol. Landesuntersuchung fortgeführt.

Es ist vereinbart worden, daß L.-G. NAUMANN und M.-A. DEUBEL die geol. Aufnahme des Bl. Blankenburg (früher Schwarzburg) (70, 24) beginnen und durchführen.

8. Provinz Brandenburg

Auch in diesem Jahre wird den land- und forstwirtschaftlichen Interessen in besonderer Weise Rechnung getragen. Außerdem werden die Aufnahmen im westlichen Teil des Lausitzer Braunkohlenreviers fortgesetzt. Das im vorigen Jahre entdeckte Gebiet besonderer erdmagnetischer und Schwere-Anomalien in der Priegnitz wird weiter erforscht.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1:25000

Im Kreise Ost-Sternberg wird die Aufnahme des Bl. Kriescht (46, 29) durch B.-G. BARSCH beendet.

Die Kartierung der Saatzuchtgebiete des Kreises Schwiebus-Züllichau wird L.-G. DAMMER auf den Bl. Schwiebus (47, 44), Stentsch (44, 45), Jordan (47, 38) und Topper (46, 48) fortsetzen.

Im brandenburgisch-pommerschen Grenzgebiet beendet L.-G. BEHR mit Hilfeleistung von B.-A. HÜLSEMANN die Revision des Bl. Ravenstein (30, 43).

Im Lausitzer Braunkohlenrevier beginnt Kustos PICARD die Aufnahme von Bl. Kirchhain (59, 20); in der zweiten Hälfte der Aufnahmezeit unterstützt von Geol. SCHRÖDER.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

In der Priegnitz werden von B.-G. BARSCH und den Geol. REICH und EBERT die nachgewiesenen magnetischen und Schwere-Störungen mittels seismischer Versuche weiter verfolgt werden.

In Gemeinschaft mit der Saatzuchtabteilung der D. L. G. bereitet Chem. TRÉNEL auf dem Versuchsgut Brigittenhof bei Müncheberg Felderversuche vor, die die Empfindlichkeit von gangbaren Hafer- und Gerstensorten gegen saure Bodenreaktion prüfen sollen.

9. Provinz Pommern

Die Spezialkartierung wird hier an drei in der Längserstreckung der Provinz verteilten Arbeitspunkten fortgesetzt. Nachdem die Vor-

arbeiten für die 500000-teilige Übersichtskarte beendet sind, wird nunmehr im nordöstlichen Teil an der 200000-teiligen Übersichtskarte weitergearbeitet. Daneben sollen die entwickelungsgeschichtlich noch wenig bekannten Hochmoore, die ein wichtiges Bindeglied zwischen den von uns in weitgehendem Maße durchforschten Hochmooren des Nordseeküstengebietes und Ostpreußens bilden, untersucht werden.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1:25000

In Vorpommern führt L.-G. KORN die Kartierung von Bl. Grimmen (10, 53) zu Ende.

Im südlichen Hinterpommern wird Bl. Wangerin (30, 26) durch Geol. VON ZUR MÜHLEN beendet (siehe auch Mecklenburg-Strelitz).

Die Revision der Bl. Zachan (29, 48) und Dölitz (29, 54) führt L.-G. BEHR unter Hilfeleistung von B.-A. HÜLSEMANN zu Ende (siehe Provinz Brandenburg).

Im Kreise Stolp beendet Geol. v. BÜLOW die Aufnahme des Bl. Stojentin (15, 25).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Für die Übersichtskarte 1:200000 wird Geol. v. BÜLOW Schlußbegehungen auf den Bl. Lauenburg und Stolpmünde ausführen.

Eine vierzehntägige Bereisung wird der Erforschung der Hochmoore durch Geol. v. BÜLOW gelten.

10. Freistaat Mecklenburg-Strelitz

In Mecklenburg-Strelitz wird die geol.-agronom. Kartierung der Endmoräne von der Hauptstadt aus nach Osten folgen, wo sich große staatliche Forstgebiete ausdehnen.

Nach Beendigung seiner Aufnahmen in Pommern wird Geol. VON ZUR MÜHLEN Bl. Thurow (27, 42) bearbeiten. Geol. a. Pr. UDLUFT, der bereits im Vorjahre im Lande tätig war, wird sich von Beginn der Aufnahmezeit an an dieser Arbeit beteiligen.

Etwa erforderlich werdende sonstige wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten werden in üblicher Weise zur Erledigung gelangen.

11. Provinzen Niederschlesien und Oberschlesien

In Niederschlesien soll wie bisher in drei voneinander unabhängigen Gebieten gearbeitet werden, nämlich im Vorlande des Isergebirges, im Hügellande der Gegend von Jauer und in der Grafschaft Glatz.

In Oberschlesien arbeiten wie bisher mehrere unserer Herren in dem Gebiet zwischen dem oberschlesischen Industriebezirk und der Oder. Es handelt sich hier auch weiterhin nicht bloß um die geol. und agronom. Oberflächenkartierung, sondern zugleich um eine möglichst

weitgehende Darstellung des Untergrundes. Außerdem nehmen sie das Neißegebiet in Angriff, hier auf eine besondere Anregung hin, die sich aus dem Bau der großen Talsperre bei Ottmachau ergibt.

Außerhalb unserer Kartiergebiete werden die Bohr- und Grubenaufschlüsse fortlaufend verfolgt, ganz besonders im Braunkohlengebiet der Oberlausitz, und die Bohrungen im Interesse der Wasserversorgung.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1:25000

Am niederschlesischen Sudetenrande setzt B.-G. BERG die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Greifenberg (61, 55) fort.

Die früher aufgenommenen benachbarten Bl. Naumburg (61, 49) und Löwenberg (61, 50) werden durch Abt.-Dir. KÜHN einer Schlußrevision unterzogen, die im vergangenen Jahr unterblieben war. Dauer 4 Wochen. An der des Bl. Löwenberg ist zugleich M.-A. ZIMMERMANN beteiligt.

Bl. Kolbnitz (61, 59) wird durch Abt.-Dir. KÜHN in seinem Flachlandsanteile geol.-agronom. während ebenfalls 3 Wochen abgeschlossen, während M.-A. ZIMMERMANN den Gebirgsanteil fertigstellt.

In der Grafschaft Glatz beendet B.-G. MEISTER die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Reinerz (75, 31) und beginnt darnach diejenige von Bl. Lewin (75, 36). Auf Bl. Landeck (76, 40) wird L.-G. FINCKH während höchstens 6 Wochen arbeiten (siehe Provinz Schleswig-Holstein).

In Oberschlesien nimmt in der Gegend von Neiße L.-G. BEHR die geol.-agronom. Aufnahme des Grenzblattes Patschkau (76, 35) in Angriff.

Im östlichen Oberschlesien soll die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Blottnitz (78, 31) durch B.-G. ASSMANN, die der Bl. Jacobswalde (78, 43) und Groß-Rauden (78, 49) durch B.-G. CRAMER begonnen werden.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Behufs Fertigstellung des Bl. Schweidnitz der geol. Übersichtskarte im Maßstab 1:200000 wird B.-G. MEISTER einige Begehungen ausführen.

Die Magneteisenlagerstätte bei Schmiedeberg wird von B.-R. KOHL mittels magnetischer Messungen untersucht werden, die Erzlagerstätte Altenberg von Geol. EBERT zum Gegenstand elektrischer Untersuchungen gemacht werden.

Die im vergangenen Jahre begonnene wissenschaftlich-stratigraphische Bearbeitung des Produktiven Carbons im Waldenburger Becken wird durch Kustos GOTHAN und B.-G. ZIMMERMANN II gemeinsam fortgesetzt.

Die Grubenaufschlüsse im oberschlesischen Bergbaugebiet werden fortlaufend von den B.-G. ASSMANN und CRAMER verfolgt werden, und

zwar wird der letztgenannte diejenigen der Gegend von Hindenburg und Gleiwitz, der erstgenannte die sonstigen Aufschlüsse wahrnehmen.

12. Provinz Grenzmark Posen-Westpreußen

Die Lehrkarte für die Landwirtschaftsschule Deutsch-Krone (31, 43), deren Aufnahme im vorigen Jahr nicht möglich war, soll nunmehr durch M.-A. KAUNHOWEN bearbeitet werden.

13. Provinz Ostpreußen

Die geol.-agronom. Aufnahmen im südwestlichen Ostpreußen werden planmäßig fortgeführt und die Übersichtsaufnahmen von Masuren kräftig weitergefördert werden. Daneben wird den Bodenschätzen des Landes für Meliorations- und technische Zwecke wie bisher volle Aufmerksamkeit gewidmet und die Erkundung des tieferen Untergrundes durch geophysikalische Untersuchungen fortgesetzt.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1:25000

In der Gegend von Allenstein wird L.-G. KRAUSE die Bearbeitung der Bl. Guttstadt (35, 1) und Jonkendorf (34, 12) mit Unterstützung eines neueinzustellenden Geologen in Angriff nehmen.

Im Neidenburger Revier beendet M.-A. KAUNHOWEN die Aufnahme von Bl. Grünfließ (35, 31), während B.-A. HÜLSEMANN Teile des Bl. Muschaken (35, 38) auf neuer topographischer Grundlage überarbeitet und gegebenenfalls das Grenzblatt Bialutten (35, 43) mitbearbeitet.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Im Verfolg der Übersichtsaufnahmen für die Karte 1:100000 wird L.-G. HESS VON WICHDORFF die Bl. Skomatzko (36, 11) und Gr.-Kessel (36, 22) beenden und die Bl. Jucha (Polommen) (36, 6) und Bialla (36, 23) in Angriff nehmen.

Im Deimetal sollen etwa zwei Wochen auf die Fortsetzung der geol. Studien mit besonderer Berücksichtigung nutzbarer Kalklager durch L.-G. HESS VON WICHDORFF verwendet werden.

Im südwestlichen Ostpreußen nimmt L.-G. KRAUSE die Verfolgung der neuen geol. Aufschlüsse wahr.

Die im vergangenen Jahre zurückgestellten Drehwagemessungen werden von B.-G. BARSCH in dem magnetisch bereits untersuchten Gebiet zwischen Stallupönen und der Memel durchgeführt.

Die in der Neidenburger Gegend aufgenommenen Bl. Grünfließ (35, 31), Jablonken (35, 32), Neidenburg (35, 37) und Muschaken (35, 38) werden durch Dipl.-Landwirt GÖRZ in bodenkundlich-landwirtschaftlicher Hinsicht erkundet.

Nicht auf die Provinzen bezügliche Arbeiten

Aus den zahlreichen, neben der geol. Kartenaufnahme herlaufenden und vor allem die Arbeitszeit der Geologen außerhalb der Reviertätigkeit in Anspruch nehmenden Aufgaben werden hier nur einige wenige genannt, die mit Untersuchungen im Felde verbunden sind:

Im Benehmen mit dem Grubensicherungsamt werden durch Kustos GOTHAN kohlenpetrographische Arbeiten, Kohlenstaubuntersuchungen und dergl. ausgeführt werden. Ebenso wird von ihm die systematische Bearbeitung der Steinkohlenfloren der westlichen Becken begonnen. Kohlenpetrographische Untersuchungen werden außerdem B.-R. GROPP und Geol. STACH ausführen. Der erstere wird Untersuchungen an Schwimmsanden hinsichtlich ihrer Entwässerungsfähigkeit ausführen.

M.-A. MENZEL wird die Tertiärfloren des Niederrheines und der Lausitz bearbeiten und im Bedarfsfalle einige Begehungen zur Beschaffung voon Material ausführen.

Die im allgemeinen Teil genannte Vervollständigung der Charakterblätter unseres Montanarchivs wird in der Weise geschehen, daß im Bereich

des Oberbergamtes Bonn B.-A. ISERT,
» » Breslau B.-R. LANDSCHÜTZ,
» » Clausthal B.-A. HÜLSEMANN,
der Oberbergämter Breslau und Halle B.-A. KAEMMERER

arbeiten werden.

Berlin, den 15. März 1927.

Preußische Geologische Landesanstalt
gez. **Krusch**

Personal-Bestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. März 1927

Der Abteilungsdirektor für das Sammlungswesen, Geheimer Bergrat Prof. Dr. Kurt Gagel ist verstorben, desgleichen der Landesgeologe Prof. Dr. L. Schulte.

Der Landesgeologe Geheimer Bergrat Prof. Dr. Kühn wurde zum Abteilungsdirektor ernannt; demselben wurde die Leitung der Abteilung für die erdphysikalische Erforschung der Erdrinde übertragen.

Der Bezirksgeologe Prof. Dr. Schmierer wurde zum Landesgeologen befördert, der außerplanmäßige Geologe Dr. Burre zum Bezirksgeologen ernannt.

Die Geologen a. P. Dr. Breddin, Dr. Stach, Dr. Bentz, Dr. Dietz, Dr. Schroeder wurden zu außerplanmäßigen Geologen bestellt; zum außerplanmäßigen Geologen wurde ferner der bisherige Privatdozent Dr. Schindewolf aus Marburg berufen.

Die Bezirksgeologen Dr. phil. O. Barsch, Dr. phil. R. Cramer, Dr. phil. Paul Assmann und Dr. phil. Haack wurden zu Professoren ernannt.

Der außerplanmäßige Geologe Dr. phil. Schlossmacher wurde zum ordentlichen Professor der philosophischen Fakultät der Universität Königsberg ernannt und ist infolgedessen ausgeschieden.

Der Bergrat Baldus wurde nach dem Bergrevieramt Nordhausen versetzt; an seine Stelle trat der Bergrat Gropp zur Landesanstalt über.

Als Geologe a. P. wurde Dr. Udluft berufen.

Vom Verwaltungsbüro ist der Bergobersekretär Schröder verstorben.

Die Bergobersekretäre Heinrich und Bullerdieck wurden zu Bergverwaltungsinspektoren ernannt.

Die Bibliotheksobersekretärin E. Regling wurde zur Bibliotheksinspektorin ernannt.

Die Liste der Korrespondenten wurde einer Umordnung unterzogen.

a) Präsident und Professor

P. Krusch, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat.

b) Abteilungsdirektoren und Professoren

R. Michael, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, ständiger Vertreter des Präsidenten, Abt.-Dir. für das Publikationswesen, ord. Honorarprof. an der Bergbauabt. der Techn. Hochschule.
R. Ganssen, Dr. phil., Prof., Vorsteher der chem. Abteilung, Privatdozent an der Techn. Hochschule.
G. Fliegel, Dr. phil., Prof., Abt.-Dir. für die Aufnahmen im Gebirgslande.
W. Wolff, Dr. phil., Prof., Abt.-Dir. für die Aufnahmen im Flachlande.
B. Kühn, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. für die erdphysikalische Erforschung der Erdrinde, Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.

c) Landesgeologen und Professoren

P. G. Krause, Dr. phil., Prof., Honorarprofessor an der Forstakademie Eberswalde
W. Weissermel, Dr. phil., Prof., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
O. von Linstow, Dr. phil., Prof.
W. Koert, Dr. phil., Prof.
W. Wunstorf, Dr. phil., Prof.
J. Korn, Dr. phil., Prof.
E. Naumann, Dr. phil., Prof.
L. Finckh, Dr. phil., Prof., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
F. Wiegers, Dr. phil., Prof.
B. Dammer, Dr. phil., Prof.
J. Stoller, Dr. rer. nat., Prof.
J. Behr, Dr. phil., Prof.
A. Fuchs, Dr. phil., Prof.
H. Hess von Wichdorff, Dr. phil., Prof.
Th. Schmierer, Dr. rer. nat., Prof.

d) Kustoden und Professoren

O. Schneider, Dr. phil., Prof.
E. Picard, Dr. phil., Prof.
W. Gothan, Dr. phil., Prof., Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
P. Dienst, Dr. phil., Prof.

e) Bezirksgeologen und Professoren

O. Grupe, Dr. phil., Prof.
G. Berg, Dr. phil., Prof.
R. Bärtling, Dr. phil., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

A. Mestwerdt, Dr. phil., Prof.
E. Schmidt, Dr. phil., Prof.
O. Barsch, Dr. phil., Prof.
R. Cramer, Dr. phil., Prof.
P. Assmann, Dr. phil., Prof.
W. Haack, Dr. phil., Prof.

f) Bezirksgeologen

E. Zimmermann Dr. phil.
H. Quiring, Dr. phil. u. ing., Bergassessor.
W. Paeckelmann, Dr. phil.
W. Kegel, Dr. phil.
F. Behrend, Dr. phil., Privatdozent a. d. Universität
E. Meister, Dr. phil.
O. Burre, Dr. phil.

g) Bergräte (Bergassessoren)

A. Zöller.
Cl. Abels (beurlaubt).
E. Kohl, Dr. phil.
E. Fulda, Dr. ing.
M. Meisner.
W. Gropp
W. Schweissfurt (beurlaubt).
H. Landschütz.
A. Stahl, Dr. phil.

h) Außerplanmäßige Geologen

W. Dienemann, Dr. phil.
L. von zur Mühlen, Dr. phil., Privatdozent a. d. Technischen Hochschule.
P. Woldstedt, Dr. phil.
H. Reich, Dr. phil., Privatdozent a. d. Technischen Hochschule
A. Ebert, Dr. phil.
W. Schriel, Dr. phil.
F. Dahlgrün, Dr. phil.
K. von Bülow, Dr. phil.
K. Correns, Dr. phil., Privatdozent a. d. Universität
F. Michels, Dr. phil.
W. Ahrens, Dr. phil.
F. Kühne, Dr. phil.
A. Bentz, Dr. phil.
E. Stach, Dr. phil.
H. Breddin, Dr. phil.
K. Dietz, Dr. phil.
O. Schindewolff, Dr. phil.
E. Schroeder, Dr. phil.

i) Geologen auf Probe und Assistenten

α) Geologen auf Probe

W. Scharff, Dr. phil.
H. Udluft, Dr. phil.

β) Assistenten

O. Seitz, Dr. phil.
R. Potonié, Dr. phil., Privatdozent a. d. Bergbauabt. d. Techn. Hochschule.

k) Zur Beschäftigung überwiesen

P. Hülsemann, Bergassessor.
F. Isert, Bergassessor.
O. Hausbrand, Bergassessor.
A. Hoffmann, Bergassessor
O. Kämmerer »

l) Teilnehmer a. d. geologischen Aufnahmearbeiten

H. Schroeder, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. a. D.
E. Zimmermann, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D.
F. Kaunhowen, Dr. phil., Prof., Landesgeologe a. D.
M. Blanckenhorn, Dr. phil., Prof., Privatdozent an der Universität Marburg.
H. Stille, Dr. phil., Prof. an der Universität Göttingen.
A. Bode, Dr. phil., Prof. an der Bergakademie in Clausthal.
O. H. Erdmannsdörffer, Dr. phil., Prof. an der Universität Heidelberg.
D. Wildvang, Lehrer.
P. Range, Dr. phil., Geh. Bergrat.
H. Bücking, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Heidelberg.
F. Schucht, Dr. phil., Prof. an der Landw. Hochschule Berlin.
E. Bederke, Dr. phil., Privatdozent, Breslau.
F. Deubel, Dr. phil. u. Assistent, Jena.

m) Laboratorien

Vorsteher siehe vorstehend unter b).

α) Chemiker und Professoren

R. Wache, Dr. phil., ständiger Vertreter des Vorstehers, Prof.
H. Wölbling, Dr. phil., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule (beurlaubt).
C. Krug, Dr. phil., Prof., Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule (beurlaubt).
A. Böhm, Dr. phil., Prof.
R. Loebe, Dr. phil., Prof., Privatdozent an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
E. Heuseler, Dipl.-Ing., Prof.
H. Pfeiffer, Dr. phil., Prof.
A. Laage, Dr. phil.
K. Stockfisch, Dr. phil.

β) außerplanmäßige Chemiker

H. Haller, Dr. phil.
K. Heykes, Dr. phil.
K. Utescher, Dr. phil.
M. Trénel, Dr. phil.
G. Görz, Dr. phil.

γ) Chemiker auf Probe

W. Benade, Dr. phil.

δ) Im Angestelltenverhältnis

I. Hellmers, Dr. phil.

n) Bücherei

E. Regling, Bibliotheksinspektorin, mit der Leitung beauftragt.
G. Baensch, Bibliotheksobersekretärin.
H. Tübben, Bibliotheksobersekretärin.
K. Winckelmann, Bibliothekshilfsarbeiterin.

o) Verwaltungsbüro

F. Baldes, Bergamtmann, Rechnungsrat.
O. Hoffmann, Rechnungsrevisor.
W. Dahle, Bergverwaltungsinsp.
Th. Schade, Bergverwaltungsinspektor
Ch. Velte, »

A. Heinrich, Bergverwaltungsinspektor.
A. Bullerdieck, Bergverwaltungsinspektor.
H. Brandt, Bürodiätar.
G. Vandam, Kanzlei-Inspektor, Vorsteher.
R. Heewig, Kanzleisekretär.
V. Huschert, Kanzleiassistent.
F. Thiem, Kanzleidiätar.

p) Kasse

E. Doering, Bergoberrentmeister.
E. Müller, Rechnungsrevisor.

q) Topograph

G. Otto, Topograph.

r) Kartographenbüros

I. Für wissenschaftliche Veröffentlichungen

G. Hoffmann, Vorsteher.
K. Többicke, Kartograph.
A. Schultze, Kartographendiätar.
R. Pütz, Kartographendiätar.

II. Für Gebirgslandsaufnahmen

M. Pütz, Vorsteher.
E. Breitkopf, Kartograph.
W. Schwarz, »
E. Geyer, »
E. Zimmermann, Kartographendiätar.
H. Menge, »
G. Scholz, »

III. Für Flachlandsaufnahmen

F. Kuhne, Vorsteher.
F. Sange, Kartograph.
A. Lehmann, »
G. Linke, »
R. Schöndube, »
R. Fiedler, Kartograph.
C. Wagemann, Kartographendiätar.
P. Granass, »
H. Wethlow, »

s) Hausdruckerei

Geyer I, Kartograph, Leiter der Druckerei.
O. Lorenz, Drucker.
Im Angestelltenverhältnis:
P. Stein, Buchdruckermeister.
C. Schulz, Lithograph.
W. Ullrich, Drucker und Setzer.
W. Beier, Lithograph.
Witt, Hilfsarbeiter.

t) Vertriebsstelle

K. Friederici, Dr. phil.

u) Bohrmeister, Präparator und Amtsgehilfe

P. Schreiber, Bohrmeister.
F. Neubauer, Oberpräparator.
M. Jung, Obermaschinist.
H. Kretschmann, Amtsmeister.
H. Ebeling, Amtsgehilfe.
W. Eckstein, »
O. Barheine, »
W. Krüger, »
A. Brassel, Amtsgehilfe (Hausw.).
E. Pinke, Amtsgehilfe.
R. Scholz, »
P. Linde, » (Hauswart).
F. Wruck, »
F. Becker, Hausinspektor.
H. Siebert, Amtsgehilfe.

v) Angestellte

W. Pfundt, Registraturgehilfe.
H. Rostock, »
Schmidt, Laborant.
L. Staewen, Stenographin.
C. Müller, Kassengehilfin.
A. Pompeckj, Bürogehilfin.
M. Zimmermann, Stenographin.
G. Brassel Telephonistin.
Fürstenow, Gärtner.
Pätsch, Heizer.
Hilgert, »
Lorenz, Schmied.
Becker, Tischler.
Ingber, Hilfsdiener.
Heller, »
Wehner, »
Tromm, »
Vandam, »
Schlichting, »
Halle, »
Kiel, Wächter.
Schroeder, Hilfsamtsgehilfe.

Korrespondenten der Geologischen Landesanstalt

Rheinprovinz und Bezirk Birkenfeld

Hamacher, Studienrat, Barmen, Seydlitzstr.
Imig, Rektor, Wülfrath (Rheinland).
Lieser, Rektor, Schweppenhausen, Bez. Kreuznach.
Löscher, W., Realgymnasialdirektor, Dr. phil., Essen, Heinickestr. 8.
Schlickum, A., Prof. Dr. phil., Köln, Rolandstr. 7.
Spriestersbach, I., Rektor, Remscheid-Reinshagen.
Waldschmidt, Prof. Dr. phil., Bad Wildungen.
Zelter, W., Dr., Stadtbaumeister, Barmen, Hesselnbergstr. 46.

Provinz Westfalen

Althoff, W., Bielefeld, Wertherstr. 30.
Hetzel, Dr., Studienrat, Herford, Klarenstr. 24.
Langewiesche, Prof., Dr. phil., Bünde i. W.
Quantz, H., Prof. Dr. phil., Gronau i. W., Moltkestr. 5.
Schrader, Studienrat, Paderborn.
Torley, Dr. med. prakt. Arzt, Iserlohn.

Provinz Hessen-Nassau

Beyer, Prof. Dr., Studienrat, Biedenkopf.
Dahmer, G., Dr., Höchst a. M., Zeilsheimer Weg 21.
Galladé, Max, Dr., Wiesbaden, Schiersteiner Str. 6.
Haberland, Waisenhausinspektor a. D., Cassel, Oederwauerstr. 4.
Kleim, O., Lehrer, Cassel, Unterneustädter Kirchplatz 5.
Kräusel, Dr. phil., Privatdozent, Frankfurt a. M., Hohenzollernplatz 24
List, Winterschuldirektor, Ziegenhain.
Möbus, Grubenverwalter, Oberscheld b. Dillenburg.
Pagenstecher, Geh. Sanitätsrat, Dr. med., Wiesbaden, Taunusstr.
Schultz, Prof. Dr. phil., Cassel-Wilhelmshöhe, Nordhauserstr. 15.
Vonderau, I., Prof., Fulda, Waides 15.
Wenz, Dr. Studienrat, Frankfurt a. M., Gwinnerstr. 19.

Provinz Hannover

Beckert, Direktor der Moorversuchsstation, Aurich.
Bergmann, Hüttendirektor, Gr. Ilsede (Peine).
Fricke, Studienrat, Hameln, Klütstr. 6.
Pfaffenberg, Lehrer, Vorwohde bei Sulingen.
Preuss, Dr., Stadtschulrat, Senator, Osnabrück.
Wagner, Dr., Diplomlandwirt, Hildesheim, Goschenstr. 36.

Braunschweig und Lippe

Ballerstedt, Prof., Dr., Bückeburg.

Provinz Schleswig-Holstein und Lübeck

König, Prof. Dr., Flensburg.
Kretschmann, G., Lehrer, Bramfeld b. Hamburg, Anderheitsallee 6.
Struck, R., Prof. Dr., Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
van der Smissen, Dr., Direktor der Landwirtschaftl. Schule, Itzehoe i. Holst.

Provinz Sachsen

Bock, Kantor, Dorf Emden-Neuhaldensleben.
Franke, Prof. Dr., Schleusingen.
Fromme, Dr., Apotheker, Egeln, Kr. Wanzleben.
Hansen, Dr., Tierarzt, Eilsleben (Bez. Magdeburg).
Henkel, Ludwig, Prof. Dr., Studienrat, Schulpforta.
Lederbogen, Lehrer, Aschersleben, Walkmühlenweg 1.
Morich, H., Rektor, Clausthal a. Harz.
Olzhausen, Rektor, Salzwedel.
Schütze, Prof., Dr., Magdeburg, Kaiserstr. 10.
Storp, Dr., Forstmeister, Lautenthal a. Harz.
Wolterstorff, W., Dr., Kustos am Museum für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
Wünschmann, Dr., Studienrat, Halberstadt, Moltkestr. 57.
Zechlin, Konrad, Apotheker, Salzwedel.

Thüringische Staaten

Auerbach, Alfred, Rektor, Verwalter des städt. Museums, Gera.
Bickel, W., Rechnungsrat, Brotterode.
Borgstätte, Otto, Dr. phil., Oberlandmesser, Dessau, Göthestr. 16.
Czygan, Studienrat, Leipzig, Möbiusstr. 13.
Franke, A., Studienrat i. R., Arnstadt i. Thür., Stadtilmerstr. 1.
Kirste, Ernst, Rektor, Altenburg, S.-A., Roonstr. 1.
Klett, Bernh., Mittelschullehrer, Mühlhausen i. Thür.
Krech, Karl, Dr., Studienrat, Jena, Saalstr 21.
Kretschmer, Ernst, Stadtarchivar, Gera (Reuß), Schulstr. 8.
Knauer, Betriebsführer, Könitz i. Thür.
Löscher, K., Prof. Dr., Gera, Markt 5.
Lux, E., Kantor, Ohrdruf.
Macht, Alfred, Direktor der landwirtschaftl. Winterschule, Schleiz (Reuß).
Macht, L., Studienrat, Pohlitz bei Greiz.

Meyer, Herm., Betriebsführer i. d. Gaswerk Saalethal, Saalfeld (Saale), Richterstr. 15.
Michael, Paul, Prof. Dr., Weimar, Kohlstr. 18.
Möbius, F., Bergwerksbetriebsleiter, Gr. Kamsdorf b. Unterwedenbach.
Rathing, Apotheker, Leutenberg (Schwarzburg-Rudolstadt).
Schlegel, Karl, Dr., Lyzealdirektor, Greiz, Walderseestr. 13.
Schnell, Dr., Studienrat, Mühlhausen i. Thür.
Vollhardt, Bergrat in Lehesten (Sachsen-Meiningen).
Wagner, R., Dr. phil. h. c., Studienrat, Zwätzen bei Jena.
Walther, Studienrat, Pößneck i. Thür.
Weber, H., Studienrat, Dr., Eisenach, Barfüßerstr. 15.
Weiss, Arthur, Dr., Hildburghausen.

Provinz Brandenburg

Domnick, Pfarrer, Bornstedt b. Potsdam.
Grässner, Geh. Bergrat, Schlachtensee b. Berlin.
Freistedt, Landesbaurat, Berlin W 10, Matthäikirchstr. 17 (Landeshaus).
Krahmann, Max, Prof., Bergingenieur, Berlin W, Meineckestr. 8.
Nickel, Prof. Dr., Frankfurt a. O.
Rödel, Dr., Prof., Oberstudienrat, Frankfurt a. O., Sophienstr. 12.
Scheer, Rektor, Alt-Glienicke i. d. Mark.
Schmidt, Joh., Pfarrer, Ketzin a. d. Havel.
Schülke, Obersteiger, Liebenow (Kr. Landsberg).
Weissermel, Geh. Regierungsrat, Major a. D., Mitglied des Reichstages und Abgeordnetenhauses.
Wolf, Dr., Landgerichtsrat, Charlottenburg, Kuno Fischerplatz 1.

Provinz Pommern

Gerlach, Dr., Rektor a. D., Leba i. P.
Gosch, G., Rektor der Stadtschule, Daber (Kreis Naugard).
Kretschmar, L., Polizeiberufsschulleiter, Treptow (Rega).
Stielow, Direktor des Kreiswohlfahrtsamtes, Lauenburg (Pomm.).

Provinz Schlesien

Dittrich, G., Dr. Prof., Studienrat, Breslau 16, Uferzeile 14.
Foerster, Prof. Dr., Gr. Strehlitz.
Göhr, Franz, Prof. Dr., Glatz, Gartenstr. 25.
Grundey, Oberlandmesser, Gleiwitz, Moltkestr. 24.
Herzog, Dr., Nieder-Peilau Schlössel, Kr. Reichenbach i. Schl.
Illner, 1. Bergrat i. R., Görlitz.
Meyer, G., Prof. Dr., Görlitz, Reichenberger Str. 15.
Poetschel, Studienrat, Dr., Strehlen i. Schl.
Preuss, M., Prof., Breslau IX, Paulstr. 38.
Rosenow, Dr. Sanitätsrat, Liegnitz.
Zimmer, C. W., Bankier, Löwenberg (Schles.).
Zimmermann, Fr., Bergschullehrer, Altwasser (Schlesien).

Provinz Ostpreußen

Abromeit, J., Univ.-Prof. Dr., Königsberg i. Pr., Goltz-Allee 28a.
Mentzel, Oskar, Skollmen, Post Rogehnen (Kr. Pr. Holland)
Vogel, Prof., Königsberg i. Pr., Prinzenstr. 8.

Ausland

v. Broen, Apothekenbesitzer, Konitz (Chojnice).
Seligo, Prof. Dr., Oberfischmeister, Geschäftsführer des Westpr. Fischereivereins, Danzig, Schwarzes Meer.
Scheu, Rittergutsbesitzer, Ökonomierat, z. Z. Litauen.
Weissermel, Landschaftsrat, Rittergutsbesitzer, Gr.-Kruschin, Kr. Straßburg (Brodnica)

Prüfungen von Geologen

Im Berichtsjahre sind folgende Prüfungen abgelegt worden:

I. Die 1. Prüfung, nach deren Bestehen die Bewerber das Recht haben, die Berufsbezeichnung »staatlich geprüfter Geologe« zu führen, bestanden

Dr. Bernhard Beschoren, Berlin,
Dr. Hans Gallwitz, Dresden.

II. Die 2. Prüfung (nach Beendigung des Ausbildungsdienstes bei der Geologischen Landesanstalt), durch welche die Anstellungsfähigkeit bei der Geologischen Landesanstalt erworben wird, bestanden die Geologen auf Probe

Dr. phil. K. Dietz und
Dr. phil. E. Schröder.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII
POLITECHNIKA GDAŃSKA Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ 15008

Buchdruckerei A. W. Schade, Berlin N, Schulzendorfer Straße 26

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

6
140

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

€ 27.6.1929.

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej