Abhandl.
P. G. L.
67

Abhandlungen

der

Königlich Preufsischen

Geologischen Landesanstalt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Neue Folge.

Heft 67.

BERLIN.

Im Vertrieb bei der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.

1910.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGII
Dział B Nr. 81
Dnia 5. XI. 1946.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI
TT 15012

Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes.

Von

W. Wunstorf und **G. Fliegel**

in Berlin.

Mit 2 Tafeln und 2 lose beigegebenen Anlagen.

Herausgegeben

von der

Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt.



BERLIN.

Im Vertrieb bei der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N. 4, Invalidenstr. 44.

1910.

Inhalt.

Seite

Einleitung 1

Die Steinkohlenformation 4

Das Steinkohlengebiet des nördlichen Niederrheins 12

Das Steinkohlengebiet von Erkelenz-Brüggen und das Peelgebiet 20

Der Zechstein 32

Verbreitung 33

Gliederung 34

Das Zechsteinkonglomerat 34

Der Kupferschiefer 35

Der Zechsteinkalk 37

Die untere Anhydritzone 39

Der Salzhorizont 40

Die Unteren Zechsteinletten 41

Der Plattendolomit 42

Die Oberen Zechsteinletten 42

Stratigraphische Schlußfolgerungen 43

Das Mesozoicum 47

Der Buntsandstein 48

Der Muschelkalk und Keuper 52

Der Jura 55

Die Kreide 60

Das Tertiär 66

Das Paleocän 67

Das Eocän 70

Das Oligocän 71

Das Unteroligocän 71

Das Mitteloligocän 74

Das Oberoligocän 80

Das Miocän 84

Das marine Miocän 86

Das kontinentale Miocän 90

Das Pliocän 103

Das Diluvium 112

Das südliche Diluvium 121

Der Älteste Diluvialschotter 121

Die Tegelenstufe 125

Die Hauptterrasse 128

Die Mittelterrasse 136

Die Niederterrasse 140

Die Entstehung des Rheintales 145

Der Löß 153

Das nordische Diluvium 158

Die tektonische Geschichte des Niederrheinischen Tieflandes 168

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Darstellung der Geologie des Niederrheinischen Tieflandes, die wir in dem vorliegenden Aufsatz der Öffentlichkeit übergeben, und die gleichzeitig in der Festschrift des XI. Allgemeinen deutschen Bergmannstages in Aachen erschienen ist, beruht zu einem großen Teil auf den Gesichtspunkten, die in den letzten Jahren bei der Aufnahme durch die Geologische Landesanstalt gewonnen worden sind. Als diese Arbeiten im Jahre 1902 am Nordabfall der Eifel ihren Anfang nahmen, befand sich die Kenntnis vom geologischen Bau dieses Teiles der Rheinlande im wesentlichen noch auf der Stufe, die durch das klassische Werk des Altmeisters der rheinischen Geologie — H. v. DECHEN, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Bonn, 1884 — bezeichnet wird.

Unerreicht ist die Fülle von Tatsachen, welche v. DECHEN niedergelegt hat, und die Zuverlässigkeit seiner Beobachtungen. Bei dem Fortschreiten der geologischen Wissenschaft aber und der Ausbildung ihrer Untersuchungsmethoden ist es nur natürlich, daß gerade die leitenden Gesichtspunkte des Buches den heutigen Ansprüchen der Wissenschaft nicht mehr gerecht werden. Das gilt in Sonderheit von der Würdigung der Oberflächenformen und der Deutung der jugendlichen Aufschüttungen, die vermöge ihrer allgemeinen Verbreitung am Niederrhein von ganz besonderer Wichtigkeit sind.

Dazu kommt, daß auch die Kenntnis des Untergrundes seit v. DECHEN außerordentliche Fortschritte gemacht hat: Durch die intensive Bohrtätigkeit, welche am Ende des vorigen Jahr-

hunderts einsetzte, sind nicht nur die früheren Vermutungen über den Zusammenhang des Steinkohlengebirges Aachens mit dem Ruhrgebiet durch tatsächliche Beobachtungen ersetzt, sondern es ist zugleich das Vorhandensein mächtiger dyadischer und mesozoischer Schichtenfolgen und eine früher nicht geahnte Vollständigkeit des Tertiärs nachgewiesen worden.

Trotz des sehr viel reicheren Materials, das uns hierdurch zur Verfügung stand, muß es zukünftiger Forschung überlassen bleiben, die zahlreichen, auch jetzt noch vorhandenen Lücken zu schließen. Wir zweifeln nicht, daß gerade der Bergbau, der sich jetzt nach Abschluß der Bohrtätigkeit aussichtsvoll zu entwickeln beginnt, Gelegenheit zu reichen neuen Beobachtungen und zur Vervollständigung und Vertiefung unseres Wissens bieten wird. —

In der der Arbeit beigegebenen Übersichtskarte[1]) wurde der Schwerpunkt auf die Darstellung der bislang unbekannten Formationen im Untergrund gelegt. Von selbst ergab sich daraus die Notwendigkeit, die Tektonik besonders zu betonen.

Die Karte beruht in ihrem südlichen Teil auf der Aufnahme der Geologischen Landesanstalt, die bis über München-Gladbach und Erkelenz hinaus vorgeschritten ist, und an der außer uns die Herren A. Fuchs, E. Holzapfel, E. Kaiser, P. G. Krause, A. Quaas und W. Wolff teilgenommen haben. Für die Darstellung des nördlichen Teils stand eine geologische Spezialaufnahme nicht zur Verfügung. Hier wurden lediglich die Ergebnisse eigener Begehungen und zahlreicher Tiefbohrungen benutzt. Soweit die Karte über die Landesgrenze hinausgeht, beruht sie auf der belgischen geologischen Karte im Maßstabe 1 : 40000, während für den holländischen Anteil die liebenswürdige Unterstützung der Herren W. C. Klein und van Waterschoot van der Gracht zur Verfügung stand.

Unsere Darstellung beschränkt sich im wesentlichen auf denjenigen Teil des Niederrheinischen Tieflandes, der in der

[1]) Die Karte erscheint auch in einer holländischen Ausgabe im Jaarverslag der Rijksopsporing van Delfstoffen over 1909.

Übersichtskarte als Rhein-Maas-Gebiet bezeichnet ist. Das ausländische Gebiet ist dabei nur insoweit mitbehandelt, als es der Zusammenhang erforderte.

Das Niederrheinische Tiefland ist dem Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges als eine weite, sich nach Nordwesten allmählich abdachende Ebene vorgelagert, die nach Osten zu ohne scharfe Grenze in das Münsterland übergeht und im Westen einen großen Teil Hollands und Belgiens bis ans Meer hin umfaßt. Eine deutliche Umgrenzung besteht nur im Süden, wo die Niederrheinische Bucht als ein Grabeneinbruch bis über Bonn hinaus in das Gebirge vorspringt. Der Nordabfall der Eifel und der Anstieg des Bergischen Landes bilden die Ränder dieses Grabens, die nach Süden zu konvergieren und ihm dadurch die bezeichnende, dreieckige Form geben.

Wenn der Höhenunterschied zwischen Tiefland und Gebirge verhältnismäßig gering ist, so erklärt sich das z. T. daraus, daß die aus dem Gebirge heraustretenden Flüsse, besonders der Rhein, die morphologische Wirkung der tektonischen Bewegungen bis zu einem gewissen Grade auszugleichen suchten. Es erklärt sich daraus weiter die Eintönigkeit der Oberflächenformen und die Schwierigkeit, nach geologischen Gesichtspunkten eine weitergehende Gliederung des ausgedehnten Tieflandes durchzuführen. Soweit eine solche möglich ist, beruht sie ausschließlich auf dem Prozeß der Talbildung: Die altdiluviale, dem Abfall der Eifel und der Ardennen entlang, vom Rhein bis über die Maas und nordwärts bis nach Süd-England reichende Aufschüttungsebene wird in der jüngeren Diluvialzeit von den Flüssen zerschnitten. So bildet sich das heutige Relief heraus, das mit seiner die Täler und besonders den Rhein weithin begleitenden Terrassenlandschaft an Großartigkeit und Einheitlichkeit in Nord-Europa seines gleichen nicht hat.

Eine gewisse Belebung erfährt das Landschaftsbild außerdem dadurch, daß dieselben tektonischen Kräfte, welche das tiefe Einsinken des niederrheinischen Grabens hervorgerufen und seinen Untergrund zerstückelt haben, auch zur Diluvialzeit noch nicht zur Ruhe gekommen sind. Sie haben nicht nur manchen Flüssen den Lauf vorgezeichnet, sondern treten auch unabhängig hiervon vielfach im Landschaftsbilde als mehr oder minder beträchtliche, oft weithin zu verfolgende Steilränder in die Erscheinung.

Die Steinkohlenformation.

Von W. Wunstorf.

Die zahlreichen Tiefbohrungen, welche in den letzten Jahrzehnten im Niederrheingebiet ausgeführt worden sind, haben den nachgewiesenen Kohlenreichtum des westlichen Deutschlands um ein Bedeutendes vermehrt. Sie schoben die Grenzen des nördlichen niederrheinischen Steinkohlenbezirkes weit hinaus und erschlossen einen neuen in der Gegend von Erkelenz-Brüggen. Wenn heute auch noch eine weite, unaufgeschlossene Fläche die genannten Gebiete trennt, so kann nach den bisherigen Bohrungsergebnissen doch kein Zweifel mehr sein, daß im Untergrunde des Tieflandes eine ununterbrochene Verbindung zwischen dem Steinkohlengebirge Westfalens und Aachens besteht, und es ist nur eine Frage der Zeit, daß weitere Aufschlüsse die heute noch vorhandenen Lücken verschwinden lassen.

Bis gegen Ende des vorigen Jahrhunderts war man der Ansicht, daß eine Verbindung zwischen dem Steinkohlengebirge Aachens und Westfalens nicht bestehe, wobei man sich auf die Ausführungen von NÖGGERATH[1]) und v. DECHEN[2]) stützte.

---

[1]) Vergleiche Beschreibung des Bergreviers Aachen, 1881, S. 39.

[2]) v. DECHEN, Über den Zusammenhang der Steinkohlenreviere von Aachen und an der Ruhr, Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen, 3, 1856, S. 1.

Noch 1881 schreibt H. WAGNER[1]), »daß es jetzt ganz gewiß sei, daß sich zwischen den Kohlenrevieren von Aachen und der Ruhr ein breiter steinkohlenleerer Streifen von der Rur bis an die Rheinmündung erstreckt, in dem alle Bohrversuche vergeblich sind«. 1884 erscheint das klassische Werk von v. DECHEN, »Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz usw.«, welches sich über diese Frage nicht ausläßt, aber darin, daß zwei von der Inde- und der Wurm-Mulde ausgehende Linien genannt werden, welche die Aussicht böten, Steinkohlen zu finden[2]), erkennen läßt, daß der Verfasser die WAGNER'sche Ansicht nicht teilt. In demselben Jahre bringt Herr FRITZ HONIGMANN die erste fündige Bohrung auf der rechten Seite der Rur nieder, weit außerhalb der VON DECHEN-schen Linien, und auf diesen Fund ist es zurückzuführen, daß die Aufschlußarbeiten eigene Wege gingen und sich schließlich in einem Maße ausdehnten, daß nicht mehr an eine Verbindung gezweifelt werden kann. Die von v. DECHEN genannten Linien verlaufen in der Fortsetzung der Eschweiler Muldenachse über Stommeln und in der Fortsetzung der Wurmmulde über Grevenbroich. Die südliche hat sich als ungünstig erwiesen, da in ihrer Fortsetzung bereits am östlichen Rurtalrand Devon erbohrt wurde; die nördliche ist bis jetzt nicht nachgeprüft worden.

Die sich an den HONIGMANN'schen Fund anschließenden Bohrungen und die bald folgende Wiederaufnahme der Schurftätigkeit im Niederrheingebiet ergaben unerwartete Verhältnisse. Es zeigte sich, daß die Möglichkeit, Steinkohle zu finden, weniger von der Faltung abhängig ist, als von dem Einfluß von Querverwerfungen, welche das gesamte Gebiet in eine Reihe von Schollen zerlegt haben, die vertikal und sehr wahrscheinlich auch horizontal gegen einander verschoben sind und als Horste und Gräben in die Erscheinung treten. Die Bedeutung der Querverwerfungen ist seit langer Zeit bekannt

[1]) Bergrevier Aachen, S. 40.
[2]) S. 238.

sowohl im Ruhrrevier als auch in dem Bezirk von Aachen. In dem ersteren tritt sie zurück gegen die der Faltung, während die Verhältnisse des letzteren schon einen Hinweis auf die tektonische Gliederung des anstoßenden Tieflandes enthalten[1]).

Der Einfluß der Verwerfungen tritt sowohl in den Niveaudifferenzen als auch in der Entwicklung des Steinkohlengebirges hervor. Eine Folge der wiederholten Vertikalverschiebungen ist es, daß bei den verschiedenen Meerestransgressionen, welche unser Gebiet betroffen haben, das Maß der Abtragung bei den höher liegenden Schollen größer war als bei den tieferen, so daß es heute eine allgemeine Erscheinung ist, daß die Horste ältere Schichten umschließen als die eingesunkenen Gebiete.

Die fündigen Bohrungen des Niederrheingebietes liegen auf dem Horst von Brüggen, dem Horst von Geldern-Crefeld und im Nördlichen Rheintalgraben[2]).

Der Horst von Brüggen erhebt sich östlich vom Rurtal und erstreckt sich mit einer Breite von 8—10 km aus der Gegend von Erkelenz über Brüggen hinaus bis in das Gebiet des niederländischen Peel-Plateaus. Er wird nach Osten und Westen durch Verwerfungen begrenzt, welche durch Bohrungen festgelegt und zum großen Teil auch über Tage verfolgt werden konnten. Im Westen trennt ihn die tiefe Einsenkung des Rurtalgrabens, der sich über die Maas hinaus fortsetzt, von den Staffeln des Aachener Bezirkes. Im Osten schließt sich der Graben von Venlo an, der, wie aus einigen Tiefbohrungen hervorgeht, eine weniger tief eingesunkene Scholle darstellt als der Rurtalgraben.

Den südlichen Abschluß des Horstes von Brüggen bildet das Schollengebiet von Erkelenz-Grevenbroich, in welchem

---

[1]) Jakob, Die östlichen Hauptstörungen im Aachener Becken. Zeitschr. f. praktische Geologie, X, 1902.

[2]) W. Wunstorf, Der tiefere Untergrund im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande, 67. Jahrg., 1909, S. 343.

der Einfluß von jüngeren Ost-West-Verwerfungen denjenigen des SO-NW-Systems überwiegt und eine Unterbrechung der nach diesem System vorhandenen Gliederung bewirkt hat[1]). Nordwestlich von Helenaveen schneidet der Quergraben von Venraj den Horst ab, eine Einsenkung, die wahrscheinlich ebenfalls auf Verwerfungen des O-W-Systems zurückzuführen ist[2]). Auch innerhalb des Horstes treten wiederholt Bruchlinien dieses Systems auf und bewirken verschiedentlich eine Verschiebung der Linien des SO-NW-Systems.

Durch die Tiefbohrungen im nördlichen Niederrheingebiet ist dessen Gliederung in den Horst von Geldern-Crefeld und den Nördlichen Rheintalgraben bekannt geworden, welche durch eine über die Orte Vluyn, Kamp und am Westrand der Bönninghardt verlaufende, beträchtliche Verwerfung getrennt werden. Beide weichen sowohl in den Mächtigkeiten des Deckgebirges als auch in der Entwicklung des Steinkohlengebirges erheblich von einander ab. Während in dem Graben das flözführende Steinkohlengebirge bis nordöstlich von Crefeld nach Süden vorspringt, hebt es sich auf dem Horst schon wenig südlich von Geldern aus. Daß das Vorkommen der Zechsteinsalze, wie auch der jüngeren, mesozoischen Formationen an den Graben gebunden ist, wird an anderer Stelle ausgeführt werden.

Die westliche Begrenzung des Horstes ist nicht genau bekannt. Eine von v. DECHEN beschriebene Bohrung bei Wankum[3]) scheint darauf hinzuweisen, daß bei Wankum-Straelen eine Grabeneinsenkung vorliegt, welche sich nach Süden in das Niers-Tal bei Viersen fortsetzt, und neuere Beobachtungen auf niederländischem Gebiet scheinen diese Annahme zu bestätigen. Im Norden wird der Horst durch Querbrüche abgeschnitten, welche ihrer Richtung nach denjenigen des Quergrabens von Venraj zu entsprechen scheinen.

---

[1]) W. WUNSTORF, Der tiefere Untergrund usw.

[2]) Die Angaben über die Tektonik der niederländischen Provinz Limburg verdanke ich den freundlichen Mitteilungen des Herrn v. WATERSCHOOT VAN DER GRACHT.

[3]) W. WUNSTORF, a. a. O., S. 365.

Während wir durch Tiefbohrungen über die tektonische Stellung der Scholle, welche den Horst von Erkelenz-Brüggen von dem Aachener Bezirk trennt, unterrichtet sind, wissen wir nur wenig über den Untergrund der breiten Fläche zwischen jenem und dem Horst von Geldern-Crefeld. In gewisser Weise bieten uns die Beobachtungen über Tage einen Ersatz, welche als bedeutungsvolle Tatsache das Vorhandensein eines dritten Horstes, der als Horst von Viersen bezeichnet wurde, ergeben haben[1]). Der Nachweis dieses Horstes gründet sich auf diluviale Verwerfungen und auf die Beteiligung des Oberoligocäns an der Zusammensetzung der Oberfläche.

Der Horst von Viersen läßt sich nur bis zum Maas-Tal verfolgen. In neuester Zeit hat aber westlich der Maas die niederländische staatliche Bohrverwaltung neue Erhebungen des Untergrundes festgestellt, die vielleicht als seine Fortsetzung anzusehen sind. Herr VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT teilt mir hierüber folgendes mit:

»Jenseits des Quergrabens von Venraj haben unsere Flachbohrungen einen deutlichen Horst nachgewiesen, den Horst von Mill (siehe Anlage I), in welchem das marine Miocän in geringer Teufe auftritt. Östlich von diesem Horst liegt ein schmaler Graben, worauf wieder ein noch nicht genügend sicher nachgewiesener Horst bei Beugen folgt. Von diesem sinkt der Untergrund in Staffeln nach Osten hin ab. Nach Norden treten Querverwerfungen auf, welche die Horste abschneiden und zum Teil auch das scharfe Umbiegen der Flüsse bewirkt haben mögen. Es hat den Anschein, als ob die Horste von Mill und Beugen eher die Fortsetzung des Viersener Horstes als des Peelhorstes (Horstes von Brüggen) sein dürften, da sie bedeutend weiter nach Osten liegen.«

Die beschriebene tektonische Gliederung ist ohne Zweifel von besonderer Bedeutung für die Verbreitung des flözführenden Steinkohlengebirges im Untergrunde des Tieflandes, bezw. für den Verlauf seiner Südgrenze. Letztere ist bekannt

[1]) W. WUNSTORF, a. a. O., S. 364.

aus dem nördlichen Niederrheingebiet und dem Aachener Bezirk. Südlich von Erkelenz sind Anzeichen einer Annäherung an die Südgrenze nicht vorhanden. Es hat nach den Ergebnissen der südlichsten Bohrungen vielmehr den Anschein, als ob zu dem bekannten Gebiet nach Süden eine neue Mulde trete, so daß es nicht ausgeschlossen ist, daß die Grenze noch weit südlich von den heutigen Aufschlüssen verläuft. Östlich von Erkelenz fehlen jegliche Anhaltspunkte für ein Urteil über die Ausdehnung des Steinkohlengebirges. WACHHOLDER nimmt nach den ersten Ergebnissen der letzten Bohrperiode eine gewundene Linie an[1]), die in ungefähr nordsüdlicher Richtung über München-Gladbach verläuft. Sie ist hypothetisch. Wenn wir auch nicht in der Lage sind, den Verlauf der Grenze auch nur einigermaßen genau anzugeben, so kann nach dem heutigen Stand der Kenntnis vom Aufbau unseres Gebietes doch kein Zweifel mehr sein, daß die oben besprochene Gliederung in Horste und Gräben diesen in hohem Maße beeinflußt, indem die ersteren beträchtliche, nach Nordwesten gerichtete Ausbuchtungen bedingen, wie in dem Niederrheingebiet bereits bekannt geworden ist. Neben dem Einflusse dieser Gliederung kann noch derjenige der Faltung oder auch von Querbrüchen sich darin äußern, daß südlich der Grenzlinie nochmals flözführendes Carbon in isolierten Partien auftritt.

Die Faltung tritt im allgemeinen Aufbau gegen die Querverwerfungen zurück; sie regelt nur die Verbreitung des Carbons und das Auftreten verschiedener Carbonstufen innerhalb der Einzelschollen und ist deshalb für diese von nicht unerheblicher Bedeutung. Es liegt nahe, zu untersuchen, ob die in den verschiedenen Steinkohlengebieten erkannten Faltenzüge zu einander in Beziehungen stehen. Ein definitives Urteil über diese Frage ist heute noch nicht möglich, da die Tiefbohraufschlüsse ein genügend sicheres Bild von der Faltung der Einzel-

[1]) Bericht über den VIII. Allgemeinen Deutschen Bergmannstag zu Dortmund, S. 67.

gebiete nicht geben. Wenn wir das Aachener und das östliche Niederrheingebiet mit seiner rechtsrheinischen Fortsetzung berücksichtigen, muß es zweifelhaft erscheinen, ob überhaupt derartige Beziehungen vorhanden sind. Wir wissen heute, daß die großen Querbrüche bereits vor der Zechsteinzeit vorhanden waren. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, daß sie gleichaltrig mit der Faltung sind und in einem ursächlichen Zusammenhang mit ihr stehen. In diesem Fall wäre es sehr gut denkbar, daß die Querbrüche Linien darstellen, an denen sich Unterschiede in der Spannung auslösten, und deshalb Schollen mit abweichender Faltungsintensität aneinander stoßen.

Die ältere Auffassung von dem Aufbau des Niederrheingebietes führte dazu, das Vorhandensein einer beträchtlichen Aufwölbung anzunehmen, welche ungefähr über Crefeld verläuft und das flözführende Steinkohlengebirge des nördlichen Niederrheingebietes nach Süden hin begrenzt. Es wurde der Crefelder Sattel in die Literatur eingeführt[1]), und die v. DECHEN'sche Deutung der Ergebnisse der alten Tiefbohrung Wankum[2]) gab die Erweiterung zu der Bezeichnung Crefelder Devonsattel[3]). Es ist zunächst zu bemerken, daß die Richtigkeit der von VON DECHEN gegebenen Bestimmung durch neuere Bohrungen sehr fraglich geworden ist[4]). Unsere heutige Kenntnis von der Tektonik des Niederrheingebietes läßt ferner die weitgehende Bedeutung, welche man früher diesem Sattel beimaß, nicht mehr zu. Ob in dem engeren Gebiet des Horstes von Geldern-Crefeld und des nördlichen Rheintalgrabens eine Aufsattelung die Begrenzung des flözführenden Steinkohlen-

[1]) J. AHLBURG, Tiefbohrungen in östlichen Holland, Glückauf, 44, 1908, S. 1205.

[2]) v. DECHEN, Erläuterungen, S. 685.

[3]) B. SCHULZ-BRIESEN (Die linksrheinischen Kohlen- und Kaliaufschlüsse und das Minettelager der Bohrung Bislich, Glückauf, 40, 1904, S. 361) gibt an, daß bei Crefeld unter 200 m Tertiär Devon erbohrt sei, ohne die Bohrung und die Quelle der Nachricht zu nennen. Von den bei Crefeld niedergebrachten Bohrungen hat Verfasser in letzter Zeit noch einige Kernstücke erhalten, die aus carbonischem Sandstein bestehen, so daß die Mitteilung irrtümlich sein dürfte.

[4]) W. WUNSTORF, a. a. O., S. 366. Vergleiche auch unten S. 65.

gebirges bedingt, läßt sich nach den bisherigen Aufschlüssen nicht beurteilen. Die Bezeichnung Crefelder Sattel entbehrt somit der Begründung.

Über die Stratigraphie des Steinkohlengebirges im westlichen Deutschland ist in den letzten Jahren eine Anzahl von wichtigen Arbeiten erschienen, welche die weitgehende Übereinstimmung in der Ausbildung der Profile Aachens und Westfalens dartun und die Möglichkeit geben, sie in befriedigender Weise miteinander in Parallele zu stellen[1]). Es hat sich hierbei gezeigt, daß die Gliederung, welche im Ruhrrevier üblich ist und sich auf die Unterscheidung bestimmter Leitflöze gründet, für den Vergleich der Profile sehr geeignet ist. Die für die wichtigeren Leitflöze charakteristischen Merkmale sind von hoher Beständigkeit und auch in Bohrungen leicht wiederzuerkennen. Die Einteilung in die Magerkohlen-, Fettkohlen-, Gas- und Gasflammkohlengruppe soll deshalb auch den folgenden Beschreibungen der neuen niederrheinischen Steinkohlengebiete zu Grunde gelegt werden.

Es braucht kaum besonders hervorgehoben zu werden, daß die Anwendung der genannten Stufenbezeichnungen keine unbedingt sicheren Schlüsse auf die in wirtschaftlicher Hinsicht so wichtige chemische Zusammensetzung der Kohle zuläßt, da es heute wohl allgemein bekannt ist, daß die Flöze in dieser Hinsicht erheblichen Schwankungen unterworfen sind, welche vorwiegend auf sekundäre Einflüsse zurückzuführen sind. Unter

---

[1]) Westermann, Die Gliederung der Aachener Steinkohlenformation usw. Verhandlungen d. Naturhistor. Vereins d. Rheinlande, 62, 1905, S. 1.

Semper, Die marinen Schichten im Aachener Obercarbon. Ebenda, 65, 1908, S. 221.

M. Müller, Ein Beitrag zur Geologie des westlichen Teiles der Wurmmulde, Zeitschrift für praktische Geologie, 1909, S. 357.

W. C. Klein, Grundzüge der Geologie des Süd-Limburgischen Kohlengebiets. Berichte des Niederrheinischen geologischen Vereins, 1909, S. 69.

ders.: Données nouvelles pour la coupe du bassin houiller du Limbourg néerlandais usw. Annales Soc. Géol. de Belgique, 36, Bull. S. 236.

Kukuk, Über Torfdolomite in den Flözen der niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenablagerung. Glückauf 1909, Nr. 32.

diesen ist vor allem derjenige hervorzuheben, der durch Gebirgsstörungen, sei es nun durch stärkere Faltung, sei es durch Verwerfungen, bedingt ist, welche stets eine verhältnismäßig starke Entgasung bewirken. Das schönste Beispiel hierfür bieten die Verhältnisse der Wurmmulde westlich vom Feldbiß, wo Kohlenflöze, welche ihrem Horizont nach den westfälischen Fettkohlen entsprechen, durch starken Zusammenschub (Zickzack-Faltung) eine weitgehende Entgasung erlitten haben.

Es bestand bis jetzt vielfach die Ansicht, daß der Gasgehalt der Flöze vom Ruhrrevier aus nach Westen gesetzmäßig abnehme, wofür im wesentlichen wohl die Tatsache maßgebend gewesen sein mag, daß das Flöz Sonnenschein auf Rheinpreußen nur 17 v. H. flüchtige Bestandteile enthält. Diese Annahme hat bei den zahlreichen Tiefbohrungen der letzten Jahrzehnte keine Bestätigung gefunden. Es scheint im allgemeinen, wenn besondere, sekundäre Beeinflussungen nicht vorliegen, in dieser Hinsicht eine ziemliche Beständigkeit in den Steinkohlengebieten des Rhein-Maas-Gebietes zu herrschen.

Das Steinkohlengebiet des nördlichen Niederrheins.

Die Erschließung des linksrheinischen Teiles des nördlichen niederrheinischen Steinkohlengebietes verteilt sich auf 3 Bohrperioden. Die erste begann mit der von Franz Haniel im Jahre 1854 bei Homberg ausgeführten Bohrung. Bis 1856 wurden 6 fündige Bohrungen niedergebracht, auf welche nach dem damals geltenden französischen Berggesetz die 4 Distriktsfelder Rheinpreußen, Diergardt, Verein und Humboldt verliehen wurden, von denen die drei letzteren später in 10 kleinere Felder geteilt wurden.

Der wirtschaftliche Aufschwung, welcher dem deutsch-französischen Kriege folgte, ließ in den Jahren 1872—1874 die Bohrtätigkeit wieder aufleben, wobei jedoch nennenswerte Erfolge nicht erzielt wurden. Es kamen nur die beiden Normalfelder Heinrich und Tellus I zur Verleihung.

Im Jahre 1897 setzte dann am Niederrhein die letzte Bohr-

periode ein, welche die früheren an Bedeutung weit überragte und erst vor wenigen Jahren ihren Abschluß fand. Ihre Erfolge gründen sich im wesentlichen auf die Fortschritte der Bohrtechnik, für die es ein leichtes geworden war, Teufen, welche früher jeden Aufschlußarbeiten ein Ende setzten, zu überwinden. In dieser Bohrperiode wurde das Steinkohlengebiet um rund 575 Geviertkilometer vermehrt; es erstreckt sich heute nach Norden bis Calcar und nach Westen bis an das Tal der Maas. Es kamen weit über 200 Normalfelder zur Verleihung, so daß der nördliche niederrheinische Steinkohlenbezirk, soweit er links des Rheines gelegen ist, heute 830000000 qm umfaßt. In den Besitz des Felderbezirkes teilen sich die Gewerkschaft Niederrhein, die deutschen Solvay-Werke, die rheinisch-westfälische Bergwerksgesellschaft, Bergassessor STEIN, die Rheinischen Stahlwerke, die A.-G. Phönix, die A.-G. Friedrich Heinrich, die Gewerkschaften Humboldt, Alfred (Krupp), Norddeutschland, Großherzog von Baden, Ernst Moritz Arndt, Süddeutschland, Rheinpreußen, Heinrich, Vluyn I und II, Fritz (Krupp), Wilhelmine Mevissen, Diergardt und Tellus.

Abbau geht bis jetzt nur auf dem der Familie HANIEL gehörenden Felde Rheinpreußen um, das mit 2 älteren und 3 modernen Schachtanlagen in der Reihe der ersten westdeutschen Steinkohlenbergwerke steht. Mit dem Abteufen beschäftigt sind die A.-G. Friedrich Heinrich, die Deutschen Solvay-Werke, die Rheinischen Stahlwerke und die Gewerkschaft Diergardt.

Durch die Identifizierung der Flöze Sonnenschein und Katharina ist auch für die linke Rheinseite die Gliederung in die Magerkohlen-, Fettkohlen- und Gaskohlengruppe möglich. Die Abtrennung der Gasflammkohlen stößt dagegen noch auf Schwierigkeiten, da das Grenzflöz Bismarck noch nicht mit genügender Sicherheit erkannt werden konnte.

Die Magerkohlen umfassen, soweit sie bekannt geworden sind, den oberen und mittleren Teil des rechtsrheinischen Pro-

fils bis etwa zum Flöz Sarnsbank hinunter und enthalten in den Konglomeraten der Finefrau-Gruppe und der Partie unter Sonnenschein 2 Horizonte, welche für den Vergleich mit dem Ruhrrevier besonders wichtig sind, da marine Schichten bis jetzt nicht beobachtet werden konnten. Aus dem Vorhandensein des Finefrau-Konglomerates und der Flözführung überhaupt ergibt sich eine zweckmäßige Gliederung in 3 Abteilungen, von denen die untere die Schichten unter dem tieferen Konglomerat, die mittlere diejenigen zwischen dem letzteren und den Girondelle-Flözen, die obere den Rest umfaßt.

In der Flözführung tritt ein wesentlicher Unterschied hervor zwischen dem östlichen und westlichen Teil des Gebietes. Der erstere umfaßt etwa den nördlichen Rheintalgraben und schließt sich eng der rechtsrheinischen Entwicklung an, während der Horst von Geldern-Crefeld eine Übergangsstellung einnimmt zu der Entwicklung des niederländischen Peel-Gebietes.

In der Nähe des Rheines ist im Liegenden des Finefrau-Konglomerates noch eine Schichtenfolge von rund 250 m nachgewiesen. Sie umfaßt 6—8 Flöze, unter denen man die Geitling-Flöze und die Mausegatt-Gruppe mit Sicherheit wieder erkennen kann. Die Kohlenmächtigkeit dieser Schichten beträgt rund 6 m, von denen 3—4 m auf die Mausegatt-Gruppe entfallen[1]).

Das Finefrau-Konglomerat wird bis 40 m mächtig und wird fast unmittelbar überlagert von dem Flöz Finefrau mit 120 bis 130 cm Kohle. Die hangenden Schichten sind verhältnismäßig flözreich auf Rheinpreußen, während sie schon wenig westlich dieses Feldes ärmer werden und in ihrer Flözführung hinter der nächst tieferen Schichtengruppe zurückstehen. Während auf Rheinpreußen in der etwa 110 m mächtigen Schichtenfolge, abgesehen von Finefrau selber, noch 4 Flöze mit

[1]) Betreffs der Ausführungen in dem bei Gelegenheit des Internationalen Kongresses für Bergbau etc., Düsseldorf, 1810, gehaltenen Vortrage über das flözführende Steinkohlengebirge im Rhein-Maas-Gebiet vergleiche Glückauf, 46. Jahrgang, 1910, Seite 1168.

3 m Kohle auftreten, sind in den westlicheren Profilen nur 2—3 Flöze mit 125 cm Kohle beobachtet worden (Anlage II).

Die Girondeller Partie ist mit dem bekannten Flözreichtum am gesamten Niederrhein entwickelt. Sie enthält im allgemeinen 2—3 Flöze mit 2—3 m Kohle, welche sich auf eine Schichtenfolge von ca. 40 m verteilen.

Die mittlere Abteilung des Profils umfaßt somit eine Schichtenfolge von rund 150 m mit 4,25—6 m Kohle.

Den tieferen Schichtengruppen stehen in der Flözführung die Schichten zwischen den Girondeller Flözen und Sonnenschein gegenüber. Sie sind 200—300 m mächtig und enthalten, abgesehen von Flöz Sonnenschein, das man bereits zur Fettkohlengruppe zu ziehen pflegt, neben einigen Kohlestreifen nur ein einziges bauwürdiges Flöz, Plaßhoffsbank, mit 30 bis 110 cm Mächtigkeit. Dasselbe liegt 80—90 m über den Girondeller Flözen und etwa 50 m unter dem für diese Schichtengruppe charakteristischen Konglomerat, das 10—20 m mächtig wird.

Die Gesamtmächtigkeit des aufgeschlossenen Teiles der Magerkohlenpartie ist 700—800 m.

Einen Gegensatz zu dem verhältnismäßig hohen Flözreichtum der Magerkohlengruppe im östlichen Teil unseres Gebietes bildet die Flözarmut der Stufe im westlichen Teil. In der Umgegend von Geldern sind die oberen Flöze der Magerkohlen erbohrt worden und als tiefste die Flöze der Gegend von Finefrau, wie aus dem Auftreten eines Konglomerats von 30 m Mächtigkeit hervorgeht. Tiefere Flöze kennt man bis jetzt nicht. Nach den Ergebnissen von Bohrungen, welche noch südlicher liegen und trotz der durchsunkenen Schichtenfolgen von mehr als 400 m kein bauwürdiges Flöz nachgewiesen haben, ist es wahrscheinlich, daß in dem unteren Teil der Magerkohlengruppe eine Vertaubung eintritt, die etwa bis Finefrau hinaufreicht. Die niederländischen Bohrungen des Peel-Horstes haben ähnliche Verhältnisse festgestellt. Die flöz-

leere Partie umfaßt hier aber die gesamte untere und mittlere Abteilung bis zu den Girondeller Flözen hinauf[1]) (Anlage II).

Die höheren Schichten der Magerkohlengruppe entsprechen in ihrer Entwicklung im großen und ganzen denjenigen der östlicheren Gebiete.

Mit Bezug auf die Abweichungen in der Ausbildung der Magerkohlengruppe ist zu bemerken, daß die auf der Karte (Anlage I) gegebene Südgrenze des flözführenden Steinkohlengebirges eine bestimmte stratigraphische Grenze nicht darstellt. Eine der Grenzlinie im Rheintalgraben in dieser Hinsicht entsprechende Linie wird auf dem Horst von Geldern-Crefeld vielleicht über Aldekerk verlaufen und in Staffeln zu der Grenze des Rheintalgrabens hinüberleiten.

Auf die Flözarmut der unteren Magerkohlenpartie ist es zum Teil auch zurückzuführen, daß man bei den zahlreichen Bohrungen nördlich von Crefeld in großer Verbreitung Schichten antraf, welche ihrem petrographischen Charakter nach zum produktiven Carbon gehören, aber bauwürdige Flöze nicht enthalten.

Die Fettkohlengruppe ist in ihrer gesamten Mächtigkeit aufgeschlossen. Sie umfaßt fast genau 500 m und wird nach oben durch das Flöz Katharina, das bereits zu der nächsthöheren Stufe gestellt wird, begrenzt.

Das Flöz Sonnenschein besitzt im allgemeinen eine Mächtigkeit von 0,60—0,75 m, sinkt bisweilen aber auch unter 0,50 m hinab. Sein Gasgehalt steigt von 17 v. H. bis auf mehr als 20 v. H. In seinem Hangenden folgt eine Schichtengruppe von etwa 200 m Mächtigkeit, welche in ihrem unteren Teil mächtige Sandsteinpacken enthält und nicht sehr flözreich ist. Die mächtigste Sandsteinbank, welche bis zu 50 m stark wird, liegt 50 m über Sonnenschein.

Auf Rheinpreußen treten in der unteren Abteilung der

[1]) Van Waterschoot van der Gracht, The deeper geology of the Netherlands usw.; Memoirs of the Government Institute for the Geological Exploration of the Netherlands. 2. 1909.

Fettkohlengruppe außer Sonnenschein noch 6 Flöze mit etwa 400 cm Kohle auf. Nach Westen nimmt die Zahl der Flöze ab; dafür wird aber ihre Mächtigkeit größer, so daß die Kohlenmenge ungefähr konstant bleibt.

Die obere Grenze der flözärmeren Schichten, welche sich sowohl in ihrer Flözführung als auch in der petrographischen Ausbildung der Magerkohle nähern, liegt in der Gegend des Flözes Herrenbank. Über ihm folgt eine noch rund 300 m umfassende Schichtenfolge, welche durch hohen Flözreichtum ausgezeichnet ist und den wichtigsten Teil des linksrheinischen Profils überhaupt darstellt. Auf Rheinpreußen liegen in dieser Partie rund 15 m Kohle, die sich auf 17 gute Flöze verteilen. Wenn auch im einzelnen nach Westen die Flözentwicklung Abweichungen zeigt, so ist doch die Kohlenmenge nur geringen Schwankungen unterworfen.

Vergleichen wir das linksrheinische Fettkohlenprofil mit dem rechtsrheinischen, so fällt vor allem der Unterschied in der Verteilung der Flöze in die Augen. Während linksrheinisch ein scharf ausgeprägter Gegensatz zwischen einer oberen, durch hohen Flözreichtum ausgezeichneten Abteilung und einer unteren, flözärmeren besteht, ist im mittleren und östlichen Teile des Ruhr-Revieres eine ziemlich gleichmäßige Verteilung der Flöze auf die ganze Gruppe wahrzunehmen.

Rechtsrheinisch enthält das Fettkohlenprofil eine Konglomeratbank im Hangenden von Johann. Auf der linken Rheinseite konnte in einer Bohrung etwa in der Mitte der flözärmeren Abteilung ein schwach konglomeratischer Sandstein beobachtet werden, welcher dem genannten Konglomerat entsprechen dürfte.

Mit dem Flöz Katharina beginnt die nächsthöhere Stufe, die Gaskohlengruppe, von der im Anschluß an das Fettkohlenprofil noch 300 m erschlossen sind. Es ist kein Zweifel, daß eine Reihe von Bohrungen noch höhere Flöze, und zwar sowohl aus der oberen Gaskohlen- als auch aus der Gasflammkohlengruppe, angetroffen hat. Die Identifizierung der

Flöze wird aber in den höheren Schichten durch das Zurücktreten charakteristischer Leitmerkmale sehr erschwert, so daß es bis jetzt nicht möglich ist, genau zu entscheiden, in welchem Umfang die Profile zur Gaskohlengruppe oder schon zur Gasflammkohlengruppe gehören. Der Gasgehalt ist so beträchtlichen Schwankungen unterworfen, daß er nur mit Vorsicht zur Identifizierung benutzt werden kann. Der Gasgehalt des Flözes Katharina schwankt z. B. zwischen 29 und 35 v. H. Es mögen hierin zum Teil wohl primäre Unterschiede, zum Teil aber auch sekundäre Einflüsse, wie z. B. eine Entgasung durch Gebirgsstörungen, hervortreten. Es steht aber fest, daß die höchsten Schichten des linksrheinischen Profils nur Flächen geringer Ausdehnung einnehmen, so daß der genannte Mißstand an Bedeutung verliert.

Das Flöz Katharina ist durch das Auftreten einer marinen Schicht in seinem Hangenden ausgezeichnet. Sie ist linksrheinisch zuerst von R. BÄRTLING beobachtet worden und besteht nach dessen freundlicher Mitteilung aus einem 10 cm mächtigen, tiefschwarzen Schieferton mit verkiesten Exemplaren von *Aviculopecten papyraceus* und *Nautilus Vonderbecki*, die keinen Zweifel lassen, daß das etwa 5 m tiefer liegende Flöz mit Katharina ident ist.

Mit dem Flöz Katharina, dessen Mächtigkeit zwischen 70 und 150 cm schwankt, schließt der durch einen besonders hohen Flözreichtum ausgezeichnete Teil des linksrheinischen Profils ab. Es folgt noch eine größere Zahl von Flözen, die aber weniger dicht gedrängt sind und insgesamt 6—8 m Kohle einschließen. Der höchste festgestellte Gasgehalt der linken Rheinseite ist 36 v. H.

Über die Beteiligung der verschiedenen Stufen an dem Aufbau des Gebietes kann Genaueres noch nicht mitgeteilt werden. Es muß der Hinweis genügen, daß die Regelmäßigkeit, welche rechtsrheinisch in der Aufeinanderfolge der Stufen von S nach N zu erkennen ist, linksrheinisch weniger scharf hervortritt. Es tritt hierin wahrscheinlich der Einfluß von strei-

chenden Verwerfungen hervor, die sich nach den vorhandenen Aufschlüssen nicht genau festlegen lassen. Die Faltung scheint, soweit sich nach den Bohrungen ein Urteil gewinnen läßt, von Süden nach Norden an Intensität abzunehmen.

Auch das süd-nördlich gerichtete Einsinken der Carbonoberkante ist von Verwerfungen, die mehr oder weniger in der Richtung des Streichens der Schichten verlaufen, beeinflußt und erfolgt z. T. sprungweise, wobei nicht selten horstartige Erhebungen zwischen eingesunkenen Schollen auftreten. Nordöstlich von Crefeld beträgt die Mächtigkeit des Deckgebirges 50 bis 100 m, bei den nördlichsten Bohrungen mehr als 1200 m.

In der petrographischen Ausbildung schließt sich das Steinkohlengebirge im linksrheinischen Teil des nördlichen niederrheinischen Bezirkes eng an die des rechtsrheinischen und des Ruhrreviers an.

Bei der Untersuchung niederrheinischer Bohrkerne konnte eine größere Anzahl von Pflanzen gesammelt werden, die von Herrn Dr. GOTHAN bestimmt und in folgender Liste zusammengestellt sind:

Calamites typ. *cannaeformis* SCHL.
» *Suckowi* BRGT.
» *Cisti* BRGT.
» *ramosus* ARTIS.
Annularia radiata BRGT.
» *microphylla* SAUV.
Asterophyllites grandis STB.
» *longifolius* STB.
Pinnularia columnaris ART. sp.
» *capillacea* L. u. H.
Sphenophyllum cuneifolium STB.
Lepidodendron laricinus STB.
» *lycopodioides* STB.
» *Haidingeri* ETT.
» *obovatum* STB.
» aff. *Wortheni* SESQU.

Lepidophloios laricinus STE.
Lepidostrobus sp.
Sigillaria sp.
Stigmaria ficoides BRGT.
Alethopteris decurrens ART. sp.
» *lonchitica* SCHLOTH.
» aff. *Davreuxi* BRGT.
Palmatopteris aff. *Zobeli* GÖPP.
» geniculata GERM. u. KAULF. sp.
Linopteris sp.
Mariopteris muricata SCHLOTH.
» *acuta* BRGT.
» sp.
Neuropteris heterophylla BRGT.
» *gigantea* STB.
» *obliqua* BRGT.
Pecopteris plumosa ART. sp.
Sphenopteris Hoeninghausi BRGT.
» *Lamenti* ANDR.
» *Sauveuri* CREP.
» *obtusiloba* BRGT.
» *crassinervosa* GOTHAN
» sp.
Cordaites principalis GERM.

Das Steinkohlengebiet von Erkelenz-Brüggen und das Peel-Gebiet.

Die von Herrn FRITZ HONIGMANN im Jahre 1884 bei Ratheim westlich von Erkelenz niedergebrachte Bohrung leitete die Erschließung des Steinkohlengebietes von Erkelenz-Brüggen ein, welches 102 Normalfelder umfaßt und sich von Lövenich, südlich von Erkelenz, bis über Brüggen hinaus erstreckt. Neben FRITZ HONIGMANN teilen sich in den Besitz des Gebietes die Rombacher Hütte, die Deutsch-Österreichische Koh-

lenbergbau-Gesellschaft und die Rheinische Bohrgesellschaft.

Die ersten Mitteilungen über Bohrungsergebnisse in diesem Gebiet gab KÜPPERS[1]). Später sind dieselben in einer Reihe von Arbeiten teils erwähnt, teils ausführlicher beschrieben worden[2]), wobei sich indes die Bearbeitung des Steinkohlengebirges vornehmlich auf die Profile der Bohrmeister stützen mußte. Zuletzt hat sich Herr VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT über das Steinkohlengebirge von Erkelenz-Brüggen geäußert[3]) auf Grund der unter seiner Leitung ausgeführten Bohrungen in dem nahen Peel-Gebiet.

Die in dem Steinkohlengebiet von Erkelenz-Brüggen niedergebrachten Bohrungen sind zum weitaus größten Teil nur Fundbohrungen, ein Umstand, welcher den Versuch, die Profile zu einander und zu denjenigen anderer Gebiete in Beziehung zu bringen, sehr erschwert. Nur einige wenige Bohrungen sind tiefer in das Steinkohlengebirge eingedrungen, ohne indes nennenswerte, umfassende Profile geliefert zu haben. Ein weiterer Mißstand ist es, daß die Bohrungen sehr ungleich verteilt sind und daß deshalb Gebiete mit zahlreichen, gedrängt stehenden Bohrungen durch ausgedehnte, unaufgeschlossene Flächen getrennt werden, und daß schließlich nur bei einer kleinen Zahl von Bohrungen die Kerne genau untersucht werden konnten. Die Beurteilung des Steinkohlengebirges muß sich deshalb le-

---

[1]) E. KÜPPERS, Das Steinkohlenvorkommen bei Erkelenz. Mitteil. aus dem Markscheidewesen, Heft VI, 1892 S. 1.

[2]) M. WACHHOLDER, Die neueren Aufschlüsse über das Vorkommen der Steinkohlen im Ruhrbezirk. Bericht über den VIII. Allgemeinen Deutschen Bergmannstag zu Dortmund, 1901, S. 67.

B. SCHULZ-BRIESEN, Die linksreinischen Kohlen- und Kalisalz-Aufschlüsse usw. Glückauf. 40. Jahrgang, 1904, S. 361.

E. HOLZAPFEL, Bemerkungen zu den Ausführungen der Lethaea usw., Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 54, 1902, B. M., S. 79.

P. KRUSCH und W. WUNSTORF, Das Steinkohlengebiet nordöstlich der Rur usw. Glückauf, 43. Jahrg., 1907, S. 425.

[3]) v. WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, The deeper Geology of the Netherlands usw., S. 145,

diglich auf das Vorkommen von charakteristischen Sandsteinen und Konglomeraten und auf die Anordnung der Flöze stützen. Nur geringe Bedeutung wird auch hier dem Gasgehalt der Flöze und dem Auftreten von Schichten mit Süßwassermuscheln und Toneisensteinlagen beigelegt.

Von besonderem stratigraphischen Interesse, sowohl in allgemeiner Hinsicht, als auch für die Deutung der Profile des Gebiets von Erkelenz-Brüggen sind vier Bohrungen, welche die Staatliche niederländische Bohrverwaltung auf dem Peel-Horst, der Fortsetzung des Horstes von Brüggen[1]), niedergebracht hat, und welche ein Gebiet von rund 90 qkm aufschließen.

Der sich südlich von Venlo von der Maas über Helenaveen hinaus erstreckende Peel-Horst wird durch eine den Randbrüchen parallele Verwerfung in zwei langgestreckte Schollen zerlegt (Anlage I). Auf der südlicheren liegen in einer ungefähr SO-NW streichenden Linie die 3 Bohrungen Kessel, Helden, Helenaveen, auf der nördlicheren die Bohrung Baarlo. Die genannten 4 Bohrungen haben ein Profil (Anlage II) erschlossen, welches einen großen Teil der Magerkohlenpartie, fast die gesamte Fettkohlen- und einen Teil der Gaskohlengruppe umfaßt. Die sichere Identifizierung von Sonnenschein ermöglicht auch hier die Gliederung des Ruhrreviers durchzuführen.

Die Magerkohlenpartie ist in einer Mächtigkeit von rund 500 m aufgeschlossen. Sie ist durch auffallende Flözarmut ausgezeichnet, indem lediglich die Girondeller Partie Flöze führt, während die tieferen, noch bis zu 300 m Mächtigkeit durchsunkenen Schichten fast flözfrei sind. Einen Übergang zu dieser Flözarmut lassen bereits die oben beschriebenen Verhältnisse des westlichen Niederrheingebiets erkennen.

Die Girondeller Partie enthält drei Flöze mit insgesamt 264 cm Kohle und wird auch hier von einer flözarmen Schichtengruppe überlagert, welche die höchsten Schichten der Gruppe umfaßt und 160 m mächtig ist.

[1]) Vergleiche oben S. 6.

Die Fettkohlengruppe läßt die am Niederrhein beobachtete Gliederung in eine untere, flözärmere, und eine obere, flözreichere Abteilung erkennen, steht aber im allgemeinen in ihrem Kohlenreichtum hinter dem Niederrhein zurück. Einschließlich Sonnenschein kommen auf das gesamte aufgeschlossene Fettkohlenprofil, das nahezu bis Katharina hinaufreicht, 12 m Kohle.

Von den Gaskohlen ist eine Schichtenfolge von 300 m bekannt, welche nach dem Vorkommen einer Konglomeratbank über dem hangendsten Flöz bereits der oberen Abteilung der Gruppe angehört. Sie enthält noch 6 Flöze mit 30—35 v.H. Gas und eine Kohlenmächtigkeit von 519 cm. Der Gasgehalt ist auffallend gering und vielleicht auf Entgasung durch Gebirgsstörungen zurückzuführen.

Die einzelnen Stufen des flözführenden Steinkohlengebirges verteilen sich auf den südlichen Teil des Peel-Horstes in der Weise, daß die drei Bohrungen der südlicheren Scholle in südost-nordwestlicher Richtung immer jüngere Schichten erreicht haben. Die Bohrungen Kessel und Helden stehen in der oberen Fettkohle, und das Profil von Helenaveen gehört bereits zur Gaskohlengruppe. Die Bohrung Kessel hat eine Verwerfung durchteuft, welche vermutlich in der Richtung des Maas-Tales verläuft und eine westliche Scholle mit jüngeren Schichten gegen eine östliche mit älteren begrenzt.

Die nördliche Scholle mit der Bohrung Baarlo besitzt Horstcharakter und hat stärkere Abtragung erfahren, so daß die erbohrten Schichten tieferen Horizonten entsprechen als diejenigen der südlicheren Bohrungen.

Die Bohrprofile des Peel-Horstes lassen somit ein Herausheben des Steinkohlengebirges in südöstlicher Richtung erkennen, eine Tatsache, die auch in dem Auftreten noch älterer Schichten in den nördlichsten Bohrungen des Steinkohlengebietes von Erkelenz-Brüggen — in der Umgebung des Ortes Brüggen — hervortritt. Diese haben einen grobkörnigen, kaolinhaltigen, in einigen Lagen kon-

glomeratischen Sandstein erschlossen, welcher nach der Anordnung der begleitenden Flöze als das Äquivalent des Finefrau-Konglomerates anzusehen ist. Im Hangenden desselben liegt ein Flöz, das in der Bohrung Brüggen II 90 cm mächtig ist, und etwa 25 m im Liegenden des Konglomerates ein zweites von 65 cm (Abb. 1). In der benachbarten Bohrung Brüggen 3 tritt etwa 8 m tiefer noch ein zweites Flöz mit 110 cm Kohle auf. Die Profile von Brüggen lassen somit eine Anreicherung der Magerkohlengruppe gegenüber dem Peel-Horst erkennen.

An die Bohrungen von Brüggen schließen sich nach Süden diejenigen der Umgegend von Elmpt an. Sie zerfallen in 2 Hauptgruppen, von denen die eine die Bohrungen nahe am Dorfe Elmpt, die andere die westlich von Elmpt, am Rande des Elmpter Waldes und in diesem gelegenen umfaßt. Zwei vereinzelt stehende Bohrungen liegen nördlich, bezw. nordwestlich von Elmpt und leiten hinüber zu denjenigen von Brüggen.

Die Bohrungen beim Dorfe Elmpt haben flözarme Partien angetroffen, welche in dem Vorkommen von groben, hellgrauen Arkose-Sandsteinen und in der Anordnung der Flöze weitgehende Übereinstimmung mit den Profilen von Brüggen zeigen.

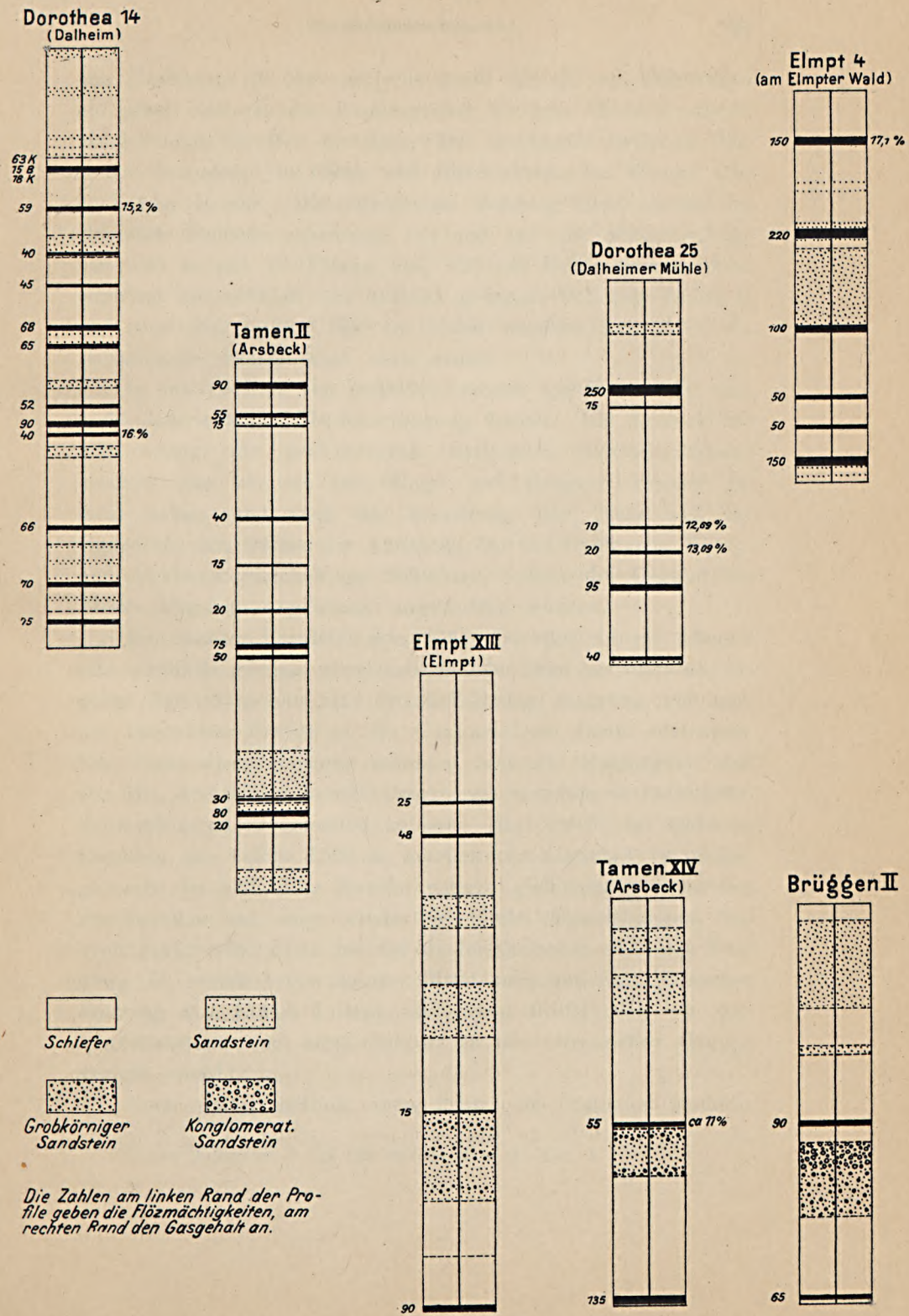
Die westlichen Bohrungen haben dagegen flözreichere Schichten erschlossen, die aber wegen unzureichender Profilmächtigkeiten eine genaue Parallelisierung nicht gestatten. Das umfassendste Profil ist das der Bohrung Elmpt 4 (Abb. 1), welches in einer Schichtenfolge von 123 m 6 Flöze mit 720 cm Kohle enthält. Die Flözmächtigkeiten, der Flözreichtum und auch der Gasgehalt der Flöze lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß das Profil die Girondelle-Flöze enthält und somit der oberen Magerkohle angehört. Sehr wahrscheinlich stehen auch die Elmpt 4 benachbarten Bohrungen in der Girondeller Partie, während es zweifelhaft bleiben muß, welche Beziehungen zwischen den am weitesten nach Norden vorgeschobenen Bohrungen und dem genannten Profil bestehen.

Das nächste, gut aufgeschlossene Gebiet ist die Umgegend

Abbildung 1.

PROFILE
aus dem Steinkohlengebiet von Erkelenz-Brüggen

1 : 2000.



Die Zahlen am linken Rand der Profile geben die Flözmächtigkeiten, am rechten Rand den Gasgehalt an.

Photolithogr. Leop. Kraatz, Berlin

von Dalheim, in der sich eine große Anzahl von Bohrungen auf einen sich von der Landesgrenze bis zum Dorfe Arsbeck hinziehenden Streifen verteilen. Der Gegensatz zwischen flözarmen Schichten im Osten und flözreicheren im Westen tritt auch hier hervor. Die flözreichste Bohrung steht unweit des Bahnhofs Dalheim (Dorothea 14) und hat eine Schichtenfolge von 190 m mit 12 Flözen und 730 cm Kohle durchsunken, während die nördlich von Arsbeck gelegene Bohrung Tamen II auf rund 270 m nur 385 cm Kohle ergeben hat (Abb. 1). Benachbarte Profile sind noch ärmer.

In den Profilen von Dalheim-Arsbeck und Elmpt tritt eine nicht unbedeutende Übereinstimmung hervor. Bei Arsbeck hat man wieder die grobkörnigen, hellgrauen Arkosesandsteine erbohrt, wie wir sie bei Elmpt und Brüggen kennen gelernt haben, und auch die Anordnung der Flöze und ihr Gasgehalt unterstützen die Annahme, daß bei Brüggen, Elmpt und Arsbeck gleichaltrige Schichten, welche der Gegend des Flözes Finefrau angehören, angetroffen wurden.

Ein näherer Vergleich der Profile Dorothea 14 und Elmpt 4 läßt ebenfalls gewisse übereinstimmende Züge hervortreten, die neben dem Gasgehalt eine Parallelisierung gestatten und auch die Dalheimer Profile in die Girondeller Partie verweisen. Die Flöze dieser Gruppe scheinen, was die Mächtigkeit und was die Anordnung betrifft, überhaupt ziemlich beträchtlichen Schwankungen unterworfen zu sein. Das Profil der Bohrung Dorothea 25, welche 1500 m westlich von Dorothea 14 niedergebracht ist und ohne Zweifel nahezu gleichaltrige Schichten durchsunken hat, zeigt wieder erhebliche Abweichungen, und noch größer sind diese bei der niederländischen Bohrung Vlodrop II, welche etwa in der Mitte zwischen der genannten Bohrung und Elmpt 4 liegt, und deren Profil auch von VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT in die Girondeller Gruppe gestellt wird[1]).

Noch weiter südlich, etwa 2 km vom Bahnhof Dalheim

[1]) VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, a. a. O., Abb. 8.

entfernt, östlich von Rosental, liegen eine Anzahl von Bohrungen, deren Profile sehr wahrscheinlich dem oberen Teil der Bohrung Tamen II, bezw. dem unteren von Dorothea 14 entsprechen.

Es ist somit südlich von Dalheim ein Herausheben des Steinkohlengebirges zu erkennen, das auf eine Aufsattelung hindeutet. In der Gegend von Brüggen ist ein Herausheben in nördlicher Richtung wahrzunehmen, so daß es den Anschein gewinnt, als ob das Gebiet von Dalheim und Elmpt eine ganz flache Mulde darstellt, die von einem Sattel nördlich von Brüggen und einem weiteren, südlich von Dalheim, eingeschlossen wird.

Leider fehlen Aufschlüsse in der ausgedehnten Fläche zwischen Dalheim und Elmpt, wenn wir von einer Bohrung absehen, die bei dem Dorfe Niederkrüchten wieder die Schichten von Arsbeck und Elmpt angetroffen hat. Es muß deshalb dahingestellt bleiben, ob hier noch höhere Schichten auftreten, oder ob in diesem Raume eine dritte Aufwölbung vorliegt, welche die breite Mulde Dalheim-Elmpt in Spezialmulden trennen würde. Die niederländische Bohrung Vlodrop II, deren Ansatzpunkt noch in dem Bereich des Horstes von Brüggen, etwa 4 km nordwestlich vom Bahnhof Dalheim, liegt, ist nicht maßgebend für eine Beurteilung des Steinkohlengebirges in dem östlichen Gebiet, da sie in einer Scholle liegt, welche durch die Einwirkung der Randbrüche des Rur-Maas-Tales gegen das Gebiet Dalheim-Elmpt abgesunken ist und deshalb in der vorhandenen Carbonstufe nicht mit diesem übereinzustimmen braucht.

Am Ostrand des erschlossenen Gebietes, bei Elmpt, Niederkrüchten und Arsbeck sind die ältesten Schichten angetroffen, was auf ein Herausheben der Mulde bezw. der Mulden in dieser Richtung hinweist. Dieses Herausheben ist durch mehrere Verwerfungen, welche die Scholle parallel zu den Randbrüchen durchsetzen, modifiziert und tritt deshalb weniger in einem gleichmäßigen als in einem staffelförmigen Ansteigen in die Erscheinung.

Der Neigung der Schichten des Steinkohlengebirges entspricht nicht die Lage ihrer Oberkante. Es ist in jüngerer Zeit eine Umkehr der Bewegung eingetreten, welche eine Schrägstellung der Scholle nach Osten zu bewirkt hat, so daß die Deckgebirgsmächtigkeiten von Dalheim bis Arsbeck von 350 m auf nahezu 500 m anschwellen. Daneben sinkt die Oberkante des Steinkohlengebirges in nördlicher Richtung ein. Östlich von Rosenthal liegt sie bei 350 m, bei Brüggen bei 580 m, bei Kessel an der Maas bei 680 m und bei Helenaveen bei 913 m unter der Oberfläche. Der beträchtliche Teufenunterschied von Kessel und Helenaveen ist auf ein Absinken an Querverwerfungen zurückzuführen, welche zwischen Helden und Helenaveen den Peel-Horst durchsetzen.

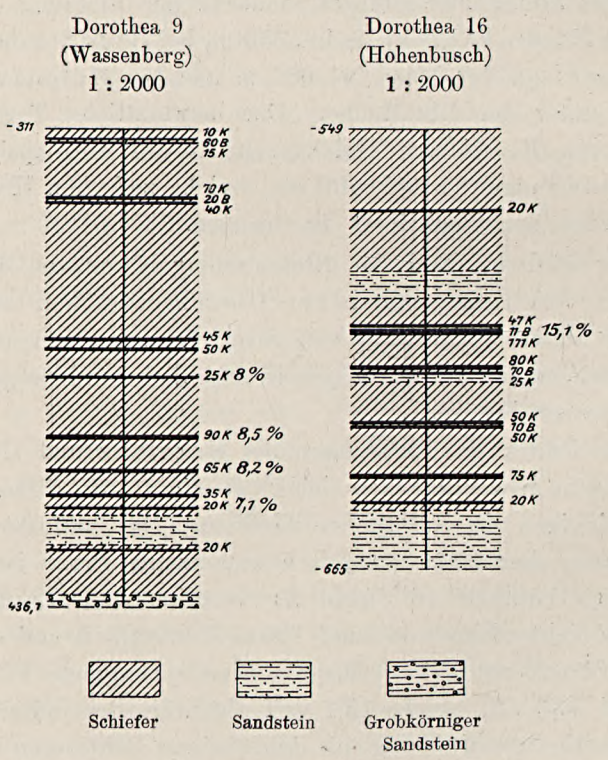
Der südliche Teil des Steinkohlengebietes von Erkelenz-Brüggen weicht in tektonischer Hinsicht von dem nördlichen ab. Er umfaßt eine Reihe von Schollen, welche an ost-westlich streichenden Verwerfungen in erheblichem Maße gegen einander verschoben sind.

Die Profile der Bohrungen bei Erkelenz und Lövenich gestatten noch weniger eine sichere stratigraphische Bestimmung als diejenigen der nördlichen Gebiete. Das umfassendste erschlossene, aber nicht geologisch untersuchte Profil ist das der Bohrung Dorothea 16 (Abb. 2) westlich von Erkelenz mit einer Schichtenfolge von rund 120 m Mächtigkeit und 4 bauwürdigen Flözen mit 473 cm Kohle. Eine vorliegende Flözanalyse gibt bei 20,8 v.H. Asche 15,1 v.H. flüchtige Bestandteile an und weist in Übereinstimmung mit den übrigen Bohrungen bei Erkelenz auf die Magerkohlengruppe hin. Die Anordnung und Mächtigkeit der Flöze läßt es nicht ausgeschlossen erscheinen, daß hier wieder die westlichen Dalheimer und Elmpter Flözgruppen auftreten.

Die nördlichsten Bohrungen, bei Gerderath, haben Flöze von geringerem Gasgehalt, und die südlichsten, bei Lövenich, gasreichere Flöze angetroffen (18,1 und 24,8 v.H.). Wenn die höheren Gasgehaltsziffern auch zum Teil wohl durch

einen ziemlich beträchtlichen Aschengehalt beeinflußt sind, so scheinen hier doch höhere Schichten hinzuzutreten. Diese Annahme wird noch dadurch unterstützt, daß in dem Profil mit 18,1 v. H. Gas das Fundflöz von einem flözleeren Mittel von 80 m überlagert

Abbildung 2.



wird, eine Tatsache, die einen Hinweis auf die Partie unter Sonnenschein enthält.

In tektonischer Hinsicht ist noch zu erwähnen, daß ein großer Teil der Fläche zwischen Erkelenz und Lövenich von einem Graben eingenommen wird, der sowohl im Norden wie im Süden von horstartig hervortretenden Schollen eingeschlossen

wird. Südlich von Lövenich tritt ein neues Einsenkungsgebiet hinzu, dessen südliche Begrenzung nicht bekannt ist.

Ein tektonisch selbständiges Gebiet ist der Wassenberger Spezialhorst[1]), welcher als eine bis zu 4 km breite Scholle den östlichen Rand des Rurtales von Birgelen, nördlich von Wassenberg, bis in die Gegend von Hückelhoven begleitet. Im Bereich dieses Horstes sind Flöze mit nur 5—9 v. H. Gas angetroffen worden, welche die gasärmsten des gesamten Steinkohlengebiets von Erkelenz-Brüggen darstellen.

Die Profile der Bohrungen sind verhältnismäßig flözreich (vergleiche das Profil Dorothea 9, Abbildung 2) und enthalten wieder grobkörnige Sandsteine. Wenn somit neben dem Gasgehalt auch die Ausbildung der Schichten auf die Magerkohlengruppe hinweist, so muß es doch dahin gestellt bleiben, welchem Teil derselben die Profile angehören. Die Untersuchung der Pflanzenreste durch Herrn Dr. GOTHAN ergab das Vorkommen von *Neuropteris obliqua* BRGT., einer Form, die sowohl bei Aachen als auch im Ruhrrevier erst in der Fettkohle häufiger wird. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, daß der geringe Gasgehalt der Flöze des Wassenberger Spezialhorstes die Folge einer beträchtlichen Entgasung ist, welche vielleicht auf Gebirgsstörungen zurückzuführen ist. Andererseits muß bemerkt werden, daß das Abnehmen des Gasgehaltes den Verhältnissen bei Dalheim entspricht, wo bei Rosental schon gasärmere Flöze vorhanden sind als bei Dalheim selbst, und daß in dem südlichen Teil des Horstes wieder gasreichere Kohlen (bis zu 19 v. H. Gas) angetroffen sind, eine Tatsache, die auf das Hinzutreten jüngerer Schichten und damit auf eine gewisse Übereinstimmung mit dem Gebiet Erkelenz-Lövenich hinweist.

Es besteht somit bis jetzt ein Widerspruch zwischen den sich aus den Verhältnissen des weiteren Gebietes und aus dem pflanzenpaläontologischen Befund ergebenden Schlußfolgerungen, ein

[1]) Die Bezeichnung Wassenberger Spezialhorst erscheint zweckmäßiger als die von P. KRUSCH und W. WUNSTORF, a. a. O., angewandte Bezeichnung Horst von MYHL-DOVEREN.

Widerspruch, der voraussichtlich sehr bald durch die z. Z. im Betrieb befindlichen Untersuchungsbohrungen aufgeklärt werden wird.

Der Horstcharakter des Wassenberger Spezialhorstes tritt ganz besonders in der Lage der Carbonoberkante im Vergleich zu dem Bezirk von Erkelenz und Lövenich hervor. Östlich von Wassenberg wurde diese in wenig mehr als 300 m erbohrt, und in der Gegend von Millich, etwa 6 km südöstlich von Wassenberg, erhebt sie sich bis auf 180 m unter Tage. Dieses Herausheben entspricht dem allgemeinen Ansteigen des Steinkohlengebirges im nördlichen Teil des Steinkohlengebietes von Erkelenz-Brüggen, so daß der Wassenberger Spezialhorst, wenigstens in seinem nördlichen Teil, in tektonischer Hinsicht als eine Fortsetzung des Horstes von Brüggen anzusehen ist.

Die Schollen von Erkelenz und Lövenich sind dagegen tief eingesunken, so daß das Carbon in Teufen von 400—550 m liegt.

Die Ergebnisse der Betrachtungen über die Aufschlüsse des Steinkohlengebietes von Erkelenz-Brüggen lassen sich kurz dahin zusammenfassen, daß es im wesentlichen einer breiten, flachen Mulde angehört, welche im Süden von einem zwischen Dalheim und Erkelenz und im Norden von einem nördlich von Brüggen verlaufenden Sattel begrenzt wird und ein Schichtenprofil einschließt, das vermutlich der Magerkohlengruppe Westfalens bis zur Girondeller Partie hinauf entspricht. Im Süden scheint eine neue Mulde hinzuzutreten, und im Norden schließt sich eine tiefe Mulde an, der das Steinkohlengebirge des Peel-Gebietes angehört. Neben der in der Ausbildung des Steinkohlengebirges hervortretenden Faltung äußert sich im südlichen Teil des Gebietes noch der Einfluß von jungen O-W-Verwerfungen, welche die Schollen von Erkelenz-Lövenich von dem Horst von Brüggen abgetrennt haben. Die Flözausbildung zeigt einen besonders hohen Kohlenreichtum, der an die Flözführung des Ruhrrevieres und des östlichen Niederrheingebietes erinnert.

Was die petrographische Ausbildung betrifft, so ist das Auftreten von groben bezw. konglomeratischen Arkosesandsteinen bereits erwähnt. Neben ihnen kommen feinkörnige Sandsteine, Sandschiefer, Tonschiefer und Schiefertone vor. Wie es auch sonst die Regel ist, überwiegen Sandsteine in den tieferen Schichten, während die gedrängten und mächtigen Flöze der höheren Horizonte im allgemeinen von Schiefertonen begleitet werden, welche bisweilen weniger mächtige Sandsteinbänke einschließen. Die Schiefertone enthalten sehr häufig Lagen von Sphärosideritknollen und von Süßwassermuscheln, die aber fast durchweg stark verdrückt und nicht bestimmbar sind.

Herr Dr. GOTHAN hat die Bestimmung der bei der Untersuchung der Kerne im Steinkohlengebiet von Erkelenz-Brüggen gesammelten Pflanzenreste in liebenswürdiger Weise übernommen und mir die folgende Liste zur Verfügung gestellt:

Calamites Suckowi BRGT.
» *varians* STB.
Annularia sphenophylloides ZENKER sp.
» *radiata* BRGT.
» *microphylla* SAUV.
Asterophyllites sp.
Sphenophyllum cuneifolium STB. sp.
» *myriophyllum* CRÉP.
Lepidodendron lycopodioides STB.
» *laricinus* STB.
» sp.
Lepidophyllum triangulare ZEILLER.
Lepidostrobus variabilis LINDL. u. W.
» sp.
Bothodendron minutifolium L. u. H.
Stigmaria ficoides BRGT.
Alethopteris lonchitica SCHLOTH. sp.
» *decurrens* ART. sp.
Linopteris sp.
Lonchopteris Bricei BRGT.

Mariopteris muricata SCHLOTH. sp.
» *acuta* BRGT. sp.
» sp.
Neuropteris heterophylla BRGT.
» *obliqua* BRGT.
» *gigantea* STB.
Pecopteris plumosa ART.
Sphenopteris aff. *laxifrons* ZEILLER sp.
» *obtusiloba* BRGT.
» aff. *Eremopteris artemisiaefolioides* CRÉP.
» sp.
Palmatopteris furcata BRGT.
Alloiopteris coralloides POT.
Radicites sp.
Cordaites principalis GERM. sp.
» cf. *principalis* GERM. sp.

Der Zechstein.

Von W. Wunstorf und G. Fliegel.

Seitdem im Jahre 1897 zum erstenmal im Niederrheingebiet das Vorkommen von Steinsalz in einer Bohrung beobachtet worden ist (Bohrung Budberg), hat die eifrige Schürftätigkeit der darauf folgenden Jahre ein salzführendes Zechsteingebiet von ungeahnter Ausdehnung nachgewiesen, über das eine Reihe von Veröffentlichungen vorliegen. Diese beschränken sich im wesentlichen auf die Darstellung einzelner Bohrprofile, ohne auf die Gesamtentwicklung des Zechsteins und die bekannten Zechsteinstufen einzugehen. Das »Sammelwerk«[1]) gibt eine erschöpfende Übersicht über die Literatur, so daß es sich erübrigt, hier ein Verzeichnis aller dieser Arbeiten zu geben.

Der vorliegenden Arbeit liegen umfassende Beobachtungen

[1]) Die Entwicklung des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbergbaues. 1903. Bd. I.

zu Grunde, die sich bei der Untersuchung einer sehr großen, über das gesamte Zechsteingebiet verteilten Zahl von Bohrungen ergeben haben. Eine Veröffentlichung der dabei gewonnenen, allgemeineren Gesichtspunkte erschien um so angebrachter, als die Schürfarbeiten infolge der bekannten gesetzlichen Maßnahmen zu einem gewissen Abschluß gelangt sind.

Verbreitung.

Während sich die südliche Grenze der Verbreitung des Zechsteins am Niederrhein aus den Tiefbohrungen mit Sicherheit ergibt, ist die Nordgrenze nicht bekannt. Es besteht vermutlich im westlichen Teil des Beckens von Münster ein Zusammenhang mit dem Zechstein von Ibbenbüren und dem Gebiet des Teutoburger Waldes, wofür auch der Nachweis der Schichtengruppe in der Gegend von Vreden-Winterswyk spricht. Andererseits weist die holländische Bohrung Helenaveen, westlich von Venlo, auf eine erhebliche Ausbreitung nach Westen hin. Wenn auch weitere Aufschlüsse in nordwestlicher Richtung fehlen, so darf man doch die Fortsetzung des niederrheinischen Zechsteins in England suchen. Daß auch in seiner Ausbildung der niederrheinische Zechstein ein Bindeglied zwischen dem mitteldeutschen und englischen Zechstein ist, geht aus der petrographischen Entwicklung seiner Glieder hervor.

Hinsichtlich der Verbreitung des Zechsteins am Niederrhein sei im einzelnen auf die geologische Übersichtskarte (Anlage I) verwiesen. Seine südliche Begrenzung überschreitet die Rhein-Linie bei Homberg, springt aber zu beiden Seiten derselben nach NW erheblich zurück[1]). Dabei wird der Verlauf in hohem Grade durch die tektonischen Linien beeinflußt, wodurch sich die eigenartig gestaffelten Grenzlinien erklären. Die zwischen den großen NW-Verwerfungen liegenden Abschnitte derselben werden nur zum Teil durch Verwerfungen gebildet und stellen überwiegend das Ausgehende der Formation dar.

[1]) Die Karte enthält durch ein Versehen bei der Farbenkorrektur bei Orsoy zwei Grenzen; die nördliche muß fortfallen.

Dabei muß offen bleiben, wie weit sich das Zechsteinmeer nach Süden ausgedehnt hat, wenngleich eine erhebliche Abweichung der Kontinentalgrenze von der heutigen nicht anzunehmen ist.

Die Verbreitung der einzelnen Glieder der Formation ist insofern durchaus gesetzmäßig, als in dem südlichen Randgebiet der heutigen Zechsteinverbreitung nur Unterer Zechstein auftritt, während sich erst weiter im Norden in regelmäßiger Folge die jüngeren Schichten einstellen. Daraus erklärt sich, daß die Südgrenze der Formation keineswegs zugleich die Südgrenze der Salzverbreitung ist. Selbst in den Gräben erreicht an keiner Stelle der Obere Zechstein die heutige Südgrenze der Formation.

Gliederung.

Aus der Bearbeitung der Bohrungen hat sich allgemein eine Gliederung ergeben, die der folgenden petrographischen Beschreibung zu Grunde gelegt ist:

Das Zechsteinkonglomerat

ist den Schichten der Steinkohlenformation mit scharfer Grenzfläche aufgelagert und erreicht bis 3 m Mächtigkeit.

Seiner Entstehung als Transgressionskonglomerat entsprechend, wechselt seine petrographische Ausbildung in weiten Grenzen. Es ist überwiegend entwickelt als ein grobes, massiges, ungeschichtetes Konglomerat, das bisweilen in Sandstein mit vereinzelten Geröllen übergeht und auch durch grobkörnigen Sandstein vertreten werden kann. Während im allgemeinen die Größe der Gerölle ziemlich gleichmäßig ist, zeigen einige Kerne eine auffällige Mischung von Geröllen sehr verschiedenen Umfanges.

Die Gerölle erreichen des öfteren Wallnußgröße; vereinzelt kommen noch größere vor, und solche von auffällig flacher Form besitzen bis zu 10 cm Durchmesser. Sie sind unvollkommen gerollt, meistens nur kantengerundet, haben demnach keinen sonderlich weiten Transport im Wasser erfahren.

An der Zusammensetzung des Konglomerats nehmen in

erster Reihe Gangquarze teil, wenngleich sie ihrer ganzen Masse nach nicht die Hälfte des Konglomerates ausmachen. Außerdem treten u. a. Quarzite von rötlicher, grünlicher und schwärzlicher Farbe auf. Daneben beobachteten wir Kieselschiefer, hellgraue, sehr feinkörnige Sandsteine, glimmerige, schiefrige Sandsteine, besonders in größeren, flachen Geröllen, in großer Zahl rote und braune Toneisensteine, die häufig zur Rotfärbung des Gesteins beitragen, und Grauwacken. Typische Kohlensandsteine und carbonische Konglomerate sind nicht beobachtet worden; es ist aber wohl nicht zweifelhaft, daß die genannten Gerölle im wesentlichen aus der Zerstörung carbonischer Schichten hervorgegangen sind.

Die Gerölle sind bisweilen eingebettet in mittelkörnige Sande, meistens aber besteht die Grundmasse aus einem fein- bis grobkörnigen Grus der genannten Gesteine. Ein meist kalkiges, bisweilen kieseliges Bindemittel hat das Ganze zu dem sehr charakteristischen, außerordentlich festen Konglomerat verkittet. Die Verkittung scheint nicht gleichmäßig dicht zu sein, denn bei einzelnen Kernen war das ganze Gestein von dünnen, glänzenden Häutchen von Anhydrit durchsetzt, der außerdem hier und da als Ausfüllung kleiner Drusenräume auftritt. Außerdem zeigten sich Einsprengungen von Schwefelkies und Kupferkies.

Der Kupferschiefer.

Nicht minder charakteristisch als das Konglomerat sind die Schichten des nächstjüngeren Horizontes, die im Gegensatz zu jenem in ihrer Ausbildung eine auffallende Übereinstimmung über das gesamte niederrheinische Zechsteingebiet hin erkennen lassen. Ihre untere Grenze fällt mit einem scharfen Gesteinswechsel zusammen, indem sich ohne jede Vermittlung auf die Konglomerate bezw. groben Sandsteine ein Schiefer legt, der sich durch seine Fossilienführung als das Äquivalent des Kupferschieferhorizontes erweist.

Die Mächtigkeit des Kupferschiefers ist ziemlich gleichbleibend und beträgt im allgemeinen 2 m.

In ihrer Ausbildung weichen die hierher gehörenden Schiefer nicht unwesentlich von den Kupferschiefern Mitteldeutschlands ab. Sie sind vor allem ausgezeichnet durch eine charakteristische, graue, ins Braune spielende Färbung, die jedoch nicht gleichmäßig im Gestein verteilt ist. Die Schichtflächen erscheinen daher merkwürdig gefleckt, eine Eigentümlichkeit, an der der Horizont in allen Bohrungen unseres Gebietes leicht wiederzuerkennen ist.

Im Gegensatz zu der rein tonigen Ausbildung des normalen Kupferschiefers zeigt sich in der westdeutschen Ausbildung eine Zunahme der gröberen, klastischen Sedimente: Der Schiefer ist meistens schwach sandig und etwas glimmerig, und daher auch die Schichtung, die mit der Schieferung zusammenfällt, etwas rauhflächig. Der Facieswechsel spricht sich ferner auch darin aus, daß meistens ein Gehalt an kohlensaurem Kalk nachzuweisen ist, und sogar echte Mergelschiefer auftreten. Nicht selten sind auch wenig mächtige Bänke von hellgrauem Kalk und auch von Dolomit eingeschaltet.

Man wird in der Annahme nicht fehl gehen, wenn man die schmutzig-braune Färbung unseres Kupferschiefers auf einen gewissen Bitumen-Gehalt zurückführt. Von einem erheblicheren Kupfergehalt ist nichts bekannt geworden, was ebenso wie die beschriebenen, petrographischen Eigentümlichkeiten auf eine Zwischenstellung des rheinischen Kupferschiefers zwischen dem echten deutschen Kupferschiefer und den englischen »slaty marls« hinweist. Daß der Kupfergehalt nicht ganz fehlt, geht aus einem Anflug von Buntkupfererz hervor, der an den organischen Resten zu beobachten war. Über die Bitumen- und Erzführung des westdeutschen Kupferschiefers hat P. Krusch[1]) wichtige Untersuchungen veröffentlicht, denen im wesentlichen eine Reihe rechtsrheinischer Bohrungen zu Grunde liegt.

[1]) P. Krusch, »Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet«. Zeitschr. Deutsch. geolog. Gesellsch. 61. 1909. S. 230.

Fossilien sind auch im rheinischen Kupferschiefer nicht selten. *Palaeoniscus Freieslebeni* AG. konnte bestimmt werden. Daneben treten Pflanzenreste auf, von denen Herr Dr. GÖTHAN die folgenden Arten bestimmt hat:

Callipteris Martini GERMAR sp.,
Ullmannia frumentaria GÖPPERT,
Voltzia Liebeana GEIN.

Der Zechsteinkalk.

Die obere Abteilung des Unteren Zechsteins, der Zechsteinkalk ist auch am Niederrhein als besondere Stufe entwickelt, wenngleich ihre untere Grenze nicht sonderlich scharf ausgeprägt ist. Die bereits im Kupferschiefer vorhandenen Kalkeinlagerungen gewinnen an Mächtigkeit, während an Stelle der dünnplattigen Mergelschiefer undeutlich geschichtete, feste Schiefertone treten. Die letzteren herrschen vor und schließen die Kalksteine und dolomitischen Kalksteine als Einlagerungen ein. Typisch ist in dieser Hinsicht das folgende Profil:

Anhydrit mit lettigen und dolomitischen Einlagerungen.

Zechsteinkalk 9,0 m	dunkelgrauer Kalkstein	1,3 m
	dunkelgrauer Schieferton	0,6 »
	dolomitischer Kalk mit dunkelgrauem Schieferton	0,8 »
	dunkelgrauer Schieferton	3,3 »
	dolomitischer Kalkstein	0,5 »
	dunkelgrauer Schieferton	0,6 »
	gelblichgrauer, dolomitischer Kalkstein	1,7 »
	dunkelgrauer Tonschiefer	0,2 »

Kupferschiefer.

Die Schiefertone sind von wenig wechselnder, hell- bis dunkelgrauer Farbe. Bezeichnend sind für sie — besonders im Vergleich zu den Mergelschiefern des nächsttieferen Horizontes — die auffällig unebenen Schichtflächen, auf denen sehr allgemein algenähnliche, organische Reste auftreten. In ihrer Ausbildung kann man neben einem rein tonigen Gestein ein mehr sandiges unterscheiden. Ganz überwiegend sind beide kalkhaltig.

Die eingelagerten Kalke sind vorwiegend dicht, bisweilen etwas sandig, an einigen Stellen dolomitisch und schwach porös. Eine im Vergleich zu den Schiefertonen hellgraue Farbe herrscht vor; nur die dolomitischen Schichten spielen ins Gelbliche über.

Im westlichen Teil unseres Gebietes werden die Kalke unter gleichzeitigem Zurücktreten der Schiefertone toniger und gehen bisweilen in Kalkmergel über, die besonders reich an Fossilien zu sein pflegen.

Auch der Zechsteinkalk zeigt bisweilen Einsprengungen von Schwefelkies und Kupfererzen.

Bemerkenswert ist die Fossilführung. Nach freundlicher Bestimmung des Herrn E. PICARD enthielten die von G. MÜLLER und den Verfassern am Niederrhein gesammelten Stücke:

Pleurotomaria sp.,
Loxonema Phillipsi KING,
Loxonema medium KING,
Macrochilina germanica DIETZ,
Straparollus planorbites METR. sp.,
Polytropis helicina SCHL. sp.,
Polytropis Tayloriana KING,
Arca striata SCHL. sp.,
Aucella Hausmanni GOLDF. sp.,
Gervilleia ceratophaga SCHL. sp.,
Schizodus truncatus KING,
Pleurophorus costatus BROWN sp.,
Lingula Credneri GEIN.,
Strophalosia lamellosa GEIN.,
Productus horridus SOW.,
Orthis pelargonata SCHL.,
Spirifer costatus SCHL.,
Terebratula elongata SCHL.,
Cyathocrinus ramosus MILLER,
Eudea tuberculata KING.

Von besonderem Interesse in faunistischer Beziehung ist der Fund eines leidlich erhaltenen *Limuliden*, der aus einem

Bohrkern von Issum fast vollständig erhalten vorliegt. Die paläontologische Bearbeitung hat Herr P. G. KRAUSE übernommen.

Die Mächtigkeit des Zechsteinkalkes ist 6—9 m.

Die Untere Anhydrit-Zone.

In der Art der Sedimentation der folgenden Schichten zeigt sich eine erhebliche Abweichung gegen die bis jetzt beschriebenen Horizonte. Während hier das klastische Material weit überwiegt, tritt dieses jetzt zurück. Es wird ersetzt durch chemische Ausscheidungen in Form von Anhydrit, Dolomit und Salzen. Lettige Einlagerungen sind nahe der Basis dieser jüngeren Schichten noch ziemlich allgemein vorhanden, gewinnen größere Bedeutung aber erst im höheren Teil des Profils, nach Abschluß der Salzbildung.

Die durch die chemischen Gesetze bedingte Reihenfolge der Ablagerungen tritt im wesentlichen auch in unserem Profil hervor, wenn auch der Untere Anhydrit nicht scharf geschieden ist von dem Dolomit in seinem Liegenden. Während in der mitteldeutschen Entwicklung auf den Unteren Zechstein eine mächtige Dolomit-Ablagerung folgt, die den Mittleren Zechstein ausmacht, und darüber scharf geschieden der Ältere Anhydrit als Sockel des Salzes, ist bei uns der Dolomit zwar auch an der Basis vorhanden, jedoch in geringer Mächtigkeit und mit Anhydrit verwachsen. Nach oben geht er ohne scharfe Grenze in reinen Anhydrit über.

Die Mächtigkeit der anhydritisch-dolomitischen Schichten beträgt im allgemeinen nur 5—12 m. Nur in einer Bohrung konnten wir eine Mächtigkeit von 21,3 m feststellen, wovon 17,3 m auf den reinen Anhydrit entfallen. Es geht hieraus hervor, daß die für den Dolomit hervorgehobene Mächtigkeitsabnahme für die gesamte Schichtenfolge gilt, welche die Hauptsalzablagerung von dem Unteren Zechstein trennt.

Der Anhydrit ist meist körnig bis dicht und zum Teil stark bituminös. Auffallender ist der Bitumengehalt beim Do-

lomit, der in einen echten Stinkstein übergehen kann. Die Farbe des Dolomits ist gelb, braun bis schwärzlich. Eine Schichtung ist sowohl beim Anhydrit wie beim Dolomit kaum zu erkennen. Sie wird nur dort deutlicher, wo beide in Wechsellagerung auftreten, oder wo, wie an der Basis, lettige Einlagerungen hinzukommen. Die letzteren sind bisweilen in Lagen von einigen Zentimetern frei von Anhydrit und Dolomit, während sie in anderen Bohrungen von erbsengroßen Knoten von Anhydrit durchsetzt sind.

Der Salzhorizont.

Es ist bekannt, daß auch im Steinsalz des Niederrheins Kalisalze auftreten und zwar in einer Form entwickelt, die von den verschiedenen mitteldeutschen Typen wesentlich verschieden ist. In dieser Hinsicht ist zunächst hervorzuheben, daß die Salzbildung nach dem uns bekannten, sich auf ein großes Gebiet erstreckenden Beobachtungsmaterial ohne Unterbrechung vor sich gegangen ist, und deshalb eine Gliederung durch eingeschaltete, mächtige Anhydritschichten und Salztone nicht vorliegt. Es muß deshalb vorläufig offen bleiben, in welcher Weise sich die Salzablagerungen unseres und des mitteldeutschen Zechsteins entsprechen. Man wird geneigt sein, unser mächtiges Salzlager am Niederrhein mit seinen Kalisalzen als das Äquivalent des Älteren Steinsalzes im Staßfurter Profil anzusehen, während das jüngere Steinsalz, falls es zur Ablagerung gelangt ist, durch posthume Auslaugung zerstört worden ist.

Da eine Veröffentlichung über die Entwicklung des Salzvorkommens zur Zeit noch nicht im Sinne der beteiligten Gesellschaften liegt, denen wir das dieser Arbeit zu Grunde liegende Material verdanken, müssen wir von einer Beschreibung unserer Salze und einer Erörterung ihrer Beziehungen zu den verschiedenen Typen Mitteldeutschlands heute absehen. Wir hoffen hierauf jedoch bald zurückkommen zu können und werden dann Gelegenheit haben, besonders auch die Ähnlichkeit des niederrheinischen Salzvorkommens mit dem Werra-Profil

zu erörtern. Im übrigen werden sich bei der Beschreibung der hangenden Schichten weitere Beziehungen ergeben.

Die Mächtigkeit des Salzes am Niederrhein erreicht 476 m. Sie bleibt aber im allgemeinen unter 300 m und geht auch nicht selten auf weniger als 100 m zurück. In einigen Bohrungen fehlt es ganz. Wenn auch die Schwankungen der Mächtigkeit des Salzes sicherlich z. T. auf nachträgliche Auslaugung zurückzuführen sind und daher in einem gewissen, ursächlichen Zusammenhang mit den tektonischen Verhältnissen des Gebietes stehen, so fehlt es doch auch nicht an Anzeichen, daß in den Randgebieten der heutigen Salzverbreitung das Salz stellenweise überhaupt nicht zur Ablagerung gekommen ist. Wenigstens dürfte es nur hierdurch zu erklären sein, daß in manchen Bohrprofilen zwischen dem Unteren Anhydrit und den Unteren Zechsteinletten — also im Niveau des Salzlagers — eine ununterbrochene, mehr als 30 m mächtige Ablagerung von Anhydrit erscheint. Auf ein ursprüngliches Fehlen des Salzes in dem östlichen Teil unseres Zechstein-Gebietes weisen einige Bohrungen bei Dorsten hin, in denen das Salz ebenfalls durch 25 m Anhydrit mit einer Einlagerung von 2 m krystallinischem Kalk vertreten wird.

Die Unteren Zechsteinletten.

Das Hangende des Salzes wird gebildet von einer Folge von Salzton, Anhydrit, Gips und Letten, die nach oben von dem Plattendolomit abgeschlossen wird. Ihre Mächtigkeit beträgt 30 m. Die scharfe Begrenzung nach oben und unten ermöglicht die Zusammenfassung zu einer Stufe. Wir begnügen uns mit dieser Zusammenfassung, obwohl eine weitere, an die mitteldeutschen Verhältnisse anklingende Gliederung vorhanden zu sein scheint. In der Mitte tritt nämlich eine bis 11 m mächtige Anhydritbank auf, die einen oberen von einem unteren Salzton scheidet und vielleicht dem Hauptanhydrit Mitteldeutschlands entspricht.

Die von uns als Salzton bezeichneten Letten sind bald grau, bald rot. In der Färbung scheint eine gewisse Gesetzmäßig-

keit insofern hervorzutreten, als die graue Farbe an die Nachbarschaft des Anhydrits und des Salzes gebunden zu sein scheint. Wie überall ist auch am Niederrhein der Salzton in der Regel von Anhydrit bezw. Gips und auch von Salz durchsetzt und schließt auch Knauern und wenig mächtige Lagen von Anhydrit ein. Daneben treten auch ziemlich reine Letten auf, welche die durch diese Beimengungen bedingte Neigung zum Zerfallen nicht besitzen und hier und da undeutlich plattig werden. Dadurch, daß einige Schichten durch das Vorhandensein eines kieseligen Bindemittels ausgezeichnet sind, entstehen festere, unregelmäßig und undeutlich abgegrenzte Einschaltungen. Gelegentlich waren die Letten in einzelnen Bänken etwas sandig.

Der Plattendolomit

ist das konstanteste Glied unseres Oberen Zechsteins und sowohl wegen seiner charakteristischen Ausbildung als auch infolge seiner scharfen Begrenzung nach oben und unten überall leicht erkennbar. Er wird bis 6 m mächtig und besitzt im allgemeinen eine deutliche Neigung zu flaseriger bis plattiger Absonderung, die durch die Einschaltung von ganz dünnen Bitumenschichten bedingt wird. Wenn er auch vorwiegend dicht ist, konnte doch gelegentlich eine körnige Struktur beobachtet werden. Die Farbe des Dolomits ist gelblichgrau bis graubraun. Bisweilen treten Anhydrit und Gips in feinster Verteilung auf. Organische Reste sind selten und sehr schlecht erhalten.

Die Oberen Zechsteinletten

werden eingeleitet durch eine 2—3 m mächtige Anhydritbank, welche von roten und grauen Letten mit zahlreichen Gips- und Anhydrit-Einschlüssen überlagert wird. Die Letten besitzen im allgemeinen nicht die für den Salzton hervorgehobene Neigung zum Zerfallen und zeigen bisweilen deutliche Schichtung. Sie werden gelegentlich sandig und können in dünne Sandsteinbänke übergehen. Außerdem enthalten sie unbedeutende und

unregelmäßig begrenzte, durch ein kalkiges Bindemittel verfestigte Einlagerungen.

Der Anhydrit an der Basis und der ihn teilweise vertretende Gips enthalten häufig noch Schmitzen und Streifen von Dolomit und sind nicht selten bituminös. In den Letten treten Gips und Anhydrit vorwiegend in Form von Knauern und Nestern auf; doch beobachtet man auch einzelne, bis 0,5 m mächtige Bänke.

Die Gips- und Anhydrit-Einschlüsse durchsetzen in der Regel die Letten in ihrer gesamten Mächtigkeit. Nur in einigen wenigen Bohrungen waren die hangendsten Schichten frei von Gips und Anhydrit.

Die Mächtigkeit der Zechsteinletten beträgt rund 40 m.

Stratigraphische Schlußfolgerungen.

Wir haben im Vorstehenden die Schichtenfolge des niederrheinischen Zechsteins in folgender Weise gegliedert:

Obere Zechsteinletten . . .	rund	40 m
Plattendolomit	»	6 »
Untere Zechsteinletten . . .	»	30 »
Salz	»	0—500 »
Unterer Anhydrit	»	10 »
Zechsteinkalk	»	7 »
Kupferschiefer	»	2 »
Zechsteinkonglomerat	»	2 »

In dieser Schichtenfolge liegt vor allem zwischen dem Zechsteinkalk und dem Unteren Anhydrit ein scharfer Schnitt, mit dem ein schroffer Facieswechsel verbunden ist. An die Stelle der marinen Bildungen treten die Ablagerungen eines mehr oder weniger vom Meere abgeschlossenen Beckens, in dem die chemische Ausscheidung die mechanische Sedimentation bei weitem überwog.

Diese Grenze ist von besonderer Wichtigkeit, weil sie auch sonst im Zechstein immer wiederkehrt und die Möglichkeit

gibt, die liegenden Schichten unseres Gebietes trotz einzelner Abweichungen in der petrographischen Ausbildung mit dem Unteren Zechstein Mitteldeutschlands zu parallelisieren.

Die aus Mitteldeutschland bekannte Dreiteilung des Unteren Zechsteins tritt auch am Niederrhein hervor. Das Zechsteinkonglomerat transgrediert über die älteren Schichten und füllt die Unebenheiten des Untergrundes aus. Mit scharfer Grenze folgt darauf der bituminöse Mergelschiefer mit den Fossilien des Kupferschiefer-Horizontes, und die obere Abteilung wird von den Kalken und Schiefertonen gebildet, welche dem Zechsteinkalk entsprechen.

Bemerkenswert ist eine örtliche Abweichung von dieser Ausbildung, die an den östlichen Teil unseres Gebietes gebunden zu sein scheint. Bereits G. MÜLLER[1]) erwähnt aus der Bohrung Springsfeld 17, südwestlich von Dorsten, im Hangenden des Carbons 70 m mächtige Dolomite mit *Productus horridus* SOW., überlagert von 5 m Riffkalk mit *Fenestella retiformis* SCHL., *Arca striata* SCHL. sp., *Acanthocladia* sp., auf den der Buntsandstein folgt. Bei Besten, etwa 5 km nördlich der genannten Bohrung, liegen unter einem porösen Dolomit mit *Productus horridus* SOW. noch Kupferschiefer und Konglomerat und über ihm der jüngere Zechstein, so daß hier die Zugehörigkeit des Dolomits zu dem Horizont des Zechsteinkalkes sicher ist, und es daher wahrscheinlich wird, daß auch die mächtigen Dolomite der erstgenannten Bohrung lediglich die untere Abteilung der Formation vertreten. Daß auch bereits linksrheinisch dolomitische Einlagerungen im Zechsteinkalk auftreten, ist oben bereits angeführt. Sie scheinen in östlicher Richtung häufiger zu werden und schließen sich zu dem erwähnten mächtigen Dolomit zusammen. Die Bohrungen der Gegend von Kevelaer deuten darauf hin, daß im westlichen Teil des Gebietes Dolomite überhaupt fehlen.

Ganz ausnahmsweise beginnt auch linksrheinisch die Do-

[1]) G. MÜLLER, »Über die neueren Aufschlüsse im westlichen Gebiete des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens«. Verhandlg. Naturhistor. Ver. Rheinl. Jahrgang 61, 1904, S. 199.

lomitbildung bereits im Kupferschiefer, indem die kalkigen Einlagerungen durch dolomitische vertreten werden. Die Dolomitbildung setzt also gelegentlich schon früher ein, wie sich dieses ja auch aus der Bohrung Springsfeld 17 ergibt.

In wie weit diese Verhältnisse ein Analogon zu den Facies-Unterschieden im mitteldeutschen Zechstein bilden, wo ja auch bisweilen mächtige Riffbildungen einen mehr oder minder großen Teil des Zechsteinprofils vertreten, muß dahingestellt bleiben.

Bemerkenswert ist das Profil der holländischen Bohrung Helenaveen, des westlichsten Punktes, von dem der niederrheinische Zechstein bekannt ist. Nach VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT liegt hier im Hangenden eines 2,70 m mächtigen Konglomerates 9,10 m harter, grauer Kalkstein, der fast ganz aus Schalen von *Productus horridus* SOW. und aus Bryozoen besteht. Darüber folgt eine überwiegend aus Mergeln bestehende Schichtenfolge.

Das Profil nimmt eine Ausnahmestellung insofern ein, als der Kupferschiefer fehlt, und die Riffbildung unmittelbar über dem Grundkonglomerat beginnt. Es ist das eine örtliche Abweichung, denn im allgemeinen scheint die Gliederung unseres Unteren Zechsteins für ein sehr weites Gebiet gültig zu sein, da sie im Profil Englands unverkennbar wiederkehrt. Der »marl slate« (Kupferschiefer) wird hier von dem »magnesian limestone«, der den Dolomiten unseres Zechsteinkalkes entspricht, überlagert.

Auf weit erheblichere Schwierigkeiten stößt der Versuch, die höheren Zechsteinschichten im niederrheinischen Profile mit dem Mittleren und Oberen Zechstein des übrigen Deutschlands zu vergleichen, was im wesentlichen darin begründet ist, daß die als chemische Niederschläge entstandenen Anhydrite und Salze infolge der schnell wechselnden Entstehungsbedingungen weit weniger konstant sind als die mechanischen Sedimente. Es ist daher sehr erfreulich, daß im höheren Teil des Zechsteinprofils ein besonders leicht kenntlicher, aus anderen Gebieten längst bekannter Horizont auftritt, der Plattendolomit.

Der Plattendolomit bildet den oberen Abschluß eines Schichtenkomplexes, der über dem Zechsteinkalk beginnt und in seiner Entwicklung den Einfluß eines Einengungsprozesses erkennen läßt. Als Absatz austrocknender, mehr oder weniger abgeschnürter Pfannen erscheinen die Anhydritschichten mit dem mächtigen Salzlager, dessen Bildung durch dolomitische Ausscheidungen eingeleitet und abgeschlossen wird. Die Glieder dieser Schichtengruppe gehören auf das engste zusammen, und wenn trotzdem die oben durchgeführte Gliederung möglich ist, so erklärt sich das dadurch, daß eine bestimmte Gesteinsfolge das Gebiet beherrscht.

Das Auftreten des Plattendolomits gibt uns einen Anhaltspunkt für den Vergleich mit den übrigen deutschen Zechsteingebieten, die zum Teil diesen Horizont in gleicher Entwicklung aufweisen. In dieser Hinsicht kommt in erster Reihe das Werra-Profil[1]) in Betracht. Bekanntlich folgt hier auf den wenig mächtigen Mittleren Zechstein eine 200 bis 300 m mächtige Salzfolge, welche von den 35—65 m mächtigen Unteren Zechsteinletten überlagert wird. Letztere bestehen aus wechselnden Lagen von grauem, z. T. stark sandigen Salzton, grauen und roten Letten und aus Anhydrit. Der darüber folgende Plattendolomit trennt sie von den Oberen Zechsteinletten. Beide Profile zeigen somit weitgehende Übereinstimmung, die sich in folgender Weise darstellen läßt:

Werraprofil	Niederrheinprofil
Obere Zechsteinletten 10—20 m	Obere Zechsteinletten rd. 40 m
Plattendolomit 15—25 m	Plattendolomit rd. 6 m
Untere Zechsteinletten 35—65 m	Untere Zechsteinletten rd. 30 m
Steinsalz mit 2 Kalisalzlagern, 200—300 m	Steinsalz mit Kalisalzen 0—500 m
Anhydrit und Dolomit »sehr wenig mächtig«[1])	Unterer Anhydrit mit Dolomit, rd. 10 m
Unterer Zechstein	

[1]) H. Everding, Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze. Abhandl. Geol. Landesanst. Berlin. N. F. 52. 1907. S. 104.

Die Ähnlichkeit beider Profile fällt ohne weiteres in die Augen. Abgesehen von dem in beiden Gebieten vorhandenen Plattendolomit ist noch Übereinstimmung vorhanden in der geringen Mächtigkeit des Salzsockels, der an der Werra als Mittlerer Zechstein bezeichnet wird, und in der Überlagerung des Salzes durch die anhydritführenden, zum Teil als Salzton entwickelten Unteren Zechsteinletten. Wenn diese im Werraprofil bisweilen eine Abweichung insofern erkennen lassen, als sie nochmals ein dünnes Steinsalzlager einschließen, so ist dieses bei uns vielleicht angedeutet durch eine mächtigere Anhydritschicht, deren Beständigkeit oben bereits hervorgehoben wurde. Auch in der Ausbildung des Salzlagers selbst scheint eine gewisse Analogie insofern vorhanden zu sein, als die Kalisalze auf den mittleren Teil der Salzfolge beschränkt sind. Beide Profile stimmen auch darin überein, daß das Hangende des Plattendolomits von den Oberen Zechsteinletten gebildet wird, die aus dem Werra-Profil entsprechend unseren Letten als ein 10 bis 20 m mächtiger, massiger, roter Ton mit Anhydrit in Knauern und Schmitzen bekannt sind.

Das Mesozoicum.

Von W. Wunstorf und G. Fliegel.

Gegenüber Carbon und Zechstein treten im geologischen Bau des Niederrheinischen Tieflandes die Schichten des Mesozoicums zurück. Der Buntsandstein, der die mesozoische Schichtenfolge einleitet, besitzt zwar noch größere Verbreitung, die jüngeren Triasschichten und die des Jura aber sind nur hier und da in spärlichen Resten erhalten. Die Erscheinung steht in ursächlichem Zusammenhang mit der Tektonik des Gebietes: Die Ablagerung der jüngeren Triasschichten und des ältesten Jura wird in hohem Maße, wie aus den lückenhaften Profilen dieser Schichten hervorgeht, durch gleichzeitige tek-

tonische Vorgänge und die damit zusammenhängenden, wiederholten Verschiebungen der Meeresküste beeinflußt.

Vom Jura sind jüngere als liasische Schichten nicht bekannt. Ebenso fehlt, soweit wir bis jetzt wissen, die gesamte Untere Kreide. Auch die Schichten der Oberen Kreide sind zunächst nur in spärlichen Resten erhalten; erst das Danien transgrediert über größere Flächen. Inwieweit die angegebenen großen Schichtenlücken ursprünglich oder eine Folge späterer Abtragung sind, muß vorläufig offen bleiben.

Der Buntsandstein.

Am Niederrhein folgt über den Oberen Zechsteinletten in großer Verbreitung ziemlich unvermittelt eine außerordentlich mächtige Folge überwiegend grober Sandsteine. Sie sind teils mittel- bis feinkörnig und führen, wenn auch meist nur untergeordnet, lettige Einlagerungen. Nur in den oberen Schichten werden Letten häufiger und herrschen bisweilen vor, so daß man berechtigt ist, eine obere lettige Abteilung von einer unteren, vorwiegend sandigen abzutrennen.

Die Sandsteine der unteren Stufe sind vielfach, und zwar sowohl in ihren roten, wie in den eingeschalteten weißen Schichten kalkhaltig. Jedoch ist neben dem kalkigen meistens ein kieseliges Bindemittel vorhanden; nur ausnahmsweise ist dieses so gering, daß der Sandstein mürbe wird und bei den Bohrungen keine Kerne ergab; die Proben bestehen dann aus Sand. Wie in anderen Buntsandsteingebieten treten im Sandstein immer wieder Tongallen auf. Die Lettenschichten werden bisweilen rauh und sind dann etwas sandig. Sie schwanken auch in der Färbung, indem neben roten weißlichgraue Letten auftreten.

Von besonderem Interesse ist naturgemäß das Vorkommen von Konglomeraten, da diese anderswo und auch im östlichen Niederrheingebiet zur Gliederung herangezogen worden sind. In den zahlreichen, von uns bearbeiteten Bohrungen konnten hin und wieder Konglomerate beobachtet werden; sie erreichten

nur in einem Falle $1^1/_4$ m Mächtigkeit; meistens waren es nur einzelne, dünne Bänke. Die Gerölle bestanden etwa zur Hälfte aus stark gerollten Gangquarzen, unter den anderen herrschten gut gerundete, graue und rötliche Quarzite vor.

Eine Niveaubeständigkeit der Konglomeratlagen ist in unserem Gebiet nicht vorhanden. Insbesondere ermöglichten sie nicht die Trennung der mächtigen Sandsteinfolge in eine obere und untere Abteilung.

Auch andere Anhaltspunkte, die eine derartige Gliederung rechtfertigen würden, haben sich in den von uns bearbeiteten, zahlreichen Bohrungen nicht ergeben. Wir sind, trotzdem uns gute Kernserien vorgelegen haben, außer stande, irgend welche Gesetzmäßigkeit in der wechselnden Gesteinsbeschaffenheit, im Kalkgehalt, in der Farbe, in den Letteneinlagerungen zu erkennen. Es erscheint uns daher zweifelhaft, ob in den mächtigen Sandsteinablagerungen der Untere Buntsandstein anderer Gebiete mit enthalten ist.

P. Krusch[1]) vertritt für das rechtsrheinische Gebiet nördlich der Lippe die Anschauung, daß der Untere Buntsandstein vielfach auf den alten Zechsteinhorsten nicht zur Ablagerung gelangt sei. Wir können bei uns derartige, tektonisch bedingte Unterschiede in der Entwicklung der Formation nicht feststellen. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß ähnliche Verhältnisse trotz der Unmöglichkeit einer petrographischen Gliederung auch bei uns herrschen, da bei Wesel Unterer Buntsandstein mit Rogenstein nachgewiesen worden ist. G. Müller hat nämlich für die Bohrung Flüren das folgende Profil aufgestellt:

Roter, mürber Sandstein	6,8 m
Sandstein mit schwachen Gipseinlagerungen . .	4,1 „
Gips	2,0 „
Bunter Sandstein mit bunten Letteneinlagerungen	27,5 „
Roter, mürber Sandstein	34,6 „

[1]) P. Krusch, Becken von Münster, a. a. O.

Sandstein, rot, mit Gipsknollen	10,5 m
Sandstein, rot, mit Lettenlagen	9,6 „
Sandstein, grau, konglomeratisch	1,3 „
Buntsandstein mit roten Letteneinlagerungen, etwa in der Mitte eine Rogensteinbank	336,8 „

Obere Zechsteinletten.

Der Obere Buntsandstein läßt sich in einem Teile der untersuchten Bohrungen des Gebietes vom Mittleren Buntsandstein abscheiden. Seine untere Grenze ist wenig scharf, indem die Letteneinlagerungen häufiger werden und schließlich in der Zusammensetzung der Schichten weitaus überwiegen. Feine und mittelkörnige, tonige Sandsteine bilden nur noch wenig mächtige, vereinzelte Bänke und gehen durch sandige Letten in reine Letten über.

Auch der Obere Buntsandstein ist großenteils kalkig und schließt Lagen von tonigem Mergel ein. Daneben treten auch feste, graue Kalke auf, die wegen der in ihnen gefundenen Versteinerungen besonders wichtig sind. Im Geologischen Landesmuseum liegen eine Anzahl von G. MÜLLER herrührender Kernstücke von Bohrungen aus der Umgegend von Wesel (Weselaue, Flüren, Schulte-Voß), in denen

Myophoria sp.,
Lingula tenuissima BRONN

gefunden wurden, also Vertreter einer charakteristischen Rötfauna.

Außerdem ist für unseren Oberen Buntsandstein das erneute Auftreten von Gips und Anhydrit in Knauern und dünnen Lagen bezeichnend, was auf eine Wiederkehr der physikalischen Verhältnisse der jüngeren Zechsteinzeit schließen läßt. In der Verbreitung dieser Gips- und Anhydritbildung, die übrigens bisweilen schon im Mittleren Buntsandstein beginnt, fällt auf, daß sie vornehmlich im östlichen Teile unseres Gebietes, im Westen dagegen, wie es scheint, nur vereinzelt auftritt. Zu einer Steinsalzablagerung ist es nicht gekommen, das Auf-

treten von Anhydrit leitet aber vielleicht zu der nach Norden zu folgenden Steinsalz führenden Ausbildung[1]) der Stufe über.

Die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins erreicht in unserem Gebiet nur selten 500 m, während der Obere im allgemeinen unter 100 m bleibt, jedoch in einer Bohrung auf 240 m anwächst. Es ist selbstverständlich, daß die Mächtigkeitsunterschiede sich in weitestem Umfange aus der Tektonik des Gebietes erklären.

So wie der Zechstein am Niederrhein das verbindende Glied zwischen der bekannten, mitteldeutschen und der englischen Entwicklung der Formation bildet, nimmt der Buntsandstein unseres Gebietes eine bemerkenswerte Zwischenstellung zwischen den beiden deutschen Faciesgebieten dieser Formation ein: Bekanntlich reicht die südwestdeutsche Ausbildung des Buntsandsteins in einem schmalen, durch nachträgliche Erosion teilweise zerstückelten Streifen aus der Trierer Bucht nordwärts bis zum Abfall der Eifel. Sie ist hier vor allem dadurch gekennzeichnet, daß die Formation bis an die untere Grenze des Oberen Buntsandsteins petrographisch so gleichartig entwickelt ist, daß eine dem Unteren Buntsandstein entsprechende Stufe nicht abzutrennen ist. Wenn auch der »Hauptbuntsandstein« der Vogesen und des Eifelrandes gewöhnlich dem Unteren + Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands gleichgestellt wird, so entbehrt diese Anschauung doch der sicheren Grundlage. Petrographisch ganz eigenartig entwickelt ist der Hauptbuntsandstein des Eifelrandes ferner insofern, als er mächtige, teilweise sogar vorherrschende Konglomerate führt. Der Obere Buntsandstein besteht hier im wesentlichen aus bunten Sandsteinen, die sogar noch Geröllagen und einzelne Gerölle führen, während Letten, die im norddeutschen Röt eine Hauptrolle spielen, entschieden zurücktreten.

Vergleichen wir den Buntsandstein vom Eifelrande mit dem

[1]) Die Bohrung Vreden hat salzführenden Röt erschlossen. G. Müller, Über Dyas u. Trias an der holländischen Grenze. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 54, 1902, S. 110.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

niederrheinischen, so fällt vor allem in die Augen, daß auch hier, wenigstens links des Rheines, eine Gliederung in eine untere und mittlere Stufe nicht möglich ist. Dagegen fehlen die Konglomerate des Eifelrandes fast völlig, eine Ausbildung, die an norddeutsche Verhältnisse erinnert.

Eine entsprechende Abnahme des Kornes der Sedimente gegenüber dem Eifelrande läßt der Obere Buntsandstein erkennen, indem Letten und Mergel durchaus überwiegen und so zu der norddeutschen Entwicklung der Stufe hinüberleiten.

Das von P. KRUSCH[1]) für den Nordosten des Niederrheingebietes hervorgehobene Vorkommen von Unterem Buntsandstein mit Rogenstein weist auf Norddeutschland hin. In der Gegend von Wesel sind Rogensteine nur ganz untergeordnet vorhanden, so daß hier die Abtrennung des Unteren Buntsandsteins bereits schwieriger wird, links des Rheines ist sie überhaupt nicht durchzuführen, was wiederum auf die Verhältnisse am Eifelrande hinweist. Der Schluß ist naheliegend, daß der Untere Buntsandstein zwar rechts des Rheines und weiter im Norden zur Ausbildung gelangt ist, daß er aber in dem südlichen Gebiet kein Äquivalent hat. Mit dieser Schichtlücke hängt vielleicht die in einigen Bohrungen beobachtete, lokale Abtragung des Oberen Zechsteins zusammen. Damit würde übereinstimmen, daß weiter im Westen die Bohrung Helenaveen Unteren Buntsandstein mit Rogenstein angetroffen hat, während nach den Bohrungen in der Campine ebenfalls die Abtrennung einer unteren Stufe nicht möglich ist. Nach VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT transgrediert hier der Mittlere Buntsandstein nach Süden.

Muschelkalk und Keuper.

In einer Bohrung bei Geest tritt über dem Buntsandstein eine aus Dolomiten und Kalksteinen bestehende Schichtfolge auf, welche nach ihrer Fossilführung und ihrem petrographischen Charakter dem Muschelkalk und dem Keuper angehört.

[1]) P. KRUSCH, Becken von Münster, a. a. O.

Leider gestattete weder das Profil des Bohrmeisters noch die Teufenangabe auf den Kernen die genaue Aufeinanderfolge dieser Schichten festzustellen, so daß das gegenseitige Alter nicht ohne weiteres feststeht.

Jedenfalls repräsentieren eine Anzahl charakteristischer Stücke den Schaumkalk. Er tritt als ein gelblichweißer, feinoolithischer Kalkstein auf, der einzelne kleine, dichte, hellgraue Partien einschließt.

Ferner liegt eine größere Anzahl Kerne eines dichten, weißen, mergeligen Kalksteines vor, der von Gips durchsetzt ist und bisweilen Glaukonit führt. Lagenweise treten in ihm dünne Linsen und Streifen eines hellgrauen, dichten, gipsfreien Kalksteines auf. Von Fossilien konnte *Myophoria vulgaris* SCHLOTH. sp. mit Sicherheit bestimmt werden.

Während hinsichtlich der Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Muschelkalk kein Zweifel sein kann, muß es dahingestellt bleiben, ob ein drittes Gestein, das ebenfalls in einer größeren Reihe von Kernen vorliegt, noch zum Muschelkalk oder bereits zum Keuper gehört. Es kommen nämlich in ihm nach der freundlichen Bestimmung von E. PICARD

Gervilleia cf. *substriata* CREDNER,
Gervilleia cf. *subcostata* GOLDFUSS,
Myophoria vulgaris SCHLOTH. sp.,

vor. Die nächstgelegenen, für einen Vergleich in Betracht kommenden Triasschichten stehen am Eifelrande an. Nach BLANCKENHORN[1]) kommen dort die genannten Versteinerungen bereits im Oberen Muschelkalk vor, doch gehen *Gervilleia substriata* CREDNER und *Gervilleia subcostata* GOLDF. auch in den Unteren Keuper hinauf.

Das Gestein ist ein schmutziggrauer, gefleckter, kalkiger Dolomit, der stellenweise Glaukonit und, wie es scheint, auch etwas Phosphorit enthält. In Hohlräumen tritt vereinzelt Fasergips auf.

[1]) M. BLANCKENHORN, Die Trias am Nordrande der Eifel. Abhandl. Geol. Landesanst. Berlin. VI, 2. 1885.

Das Triasprofil des Eifelrandes enthält Dolomite sowohl im Oberen Muschelkalk als auch im Unteren Keuper. Es kann somit vorläufig weder aus dem Gestein noch aus den Versteinerungen ein zuverlässiger Rückschluß auf die stratigraphische Zugehörigkeit dieses Dolomits zum Muschelkalk oder Keuper gezogen werden.

Endlich liegt noch ein Gestein vor, das nach Ausweis des größeren Kerndurchmessers bestimmt jünger ist, als die beschriebenen Gesteine. Es ist ein kieseliger, dichter, fester Kalkstein von muscheligem Bruch, den man unbedenklich als Steinmergelkeuper bezeichnen wird.

Als hangendste Schicht des Keupers treten dunkelgraue, plattige Schiefertone auf, die sich durch ihre Fauna als Räth erweisen. Die Schichtflächen sind bedeckt mit

Protocardia Phillipsiana Dunker sp.,
Taeniodon Ewaldi Born.,

seltener mit *Avicula contorta* Portl.

Manche Schichtflächen zeigen dicht aneinander gedrängt unbestimmbare Fischschuppen, Knochenreste und Zähnchen und bilden ein echtes Bonebed. An der Grenze gegen den Mittleren Keuper liegt ein Bonebed, das durch besondere Größe der Bestandteile ausgezeichnet ist. Neben den genannten organischen Resten treten hier einzelne kleine, anscheinend phosphoritisierte Gerölle auf. Die Mächtigkeit des Räths in dieser Bohrung beträgt, nach den Kernen zu urteilen, gegen 10 m. Doch mag sie größer gewesen sein, da die Kernbohrung erst hier eingesetzt hat, und brauchbare Meißelproben der hangenden Schichten nicht vorlagen.

In einer der rechtsrheinischen Bohrungen bei Bislich, nur etwa 6 km von Geest entfernt, konnten ebenfalls und zwar im Liegenden des Lias Schichten des Räths beobachtet werden.

Inwieweit das Fehlen einzelner Triasstufen in den uns vorliegenden Kernen auf die Lückenhaftigkeit des Kernmateriales, das ja erst jahrelang nach Ausführung der Bohrungen an uns zur Untersuchung gelangt ist, zurückzuführen ist, kann

vielleicht zweifelhaft sein. Da wir aber die gesamte Mächtigkeit des Muschelkalkes und Keupers nach dem Profil des Bohrmeisters auf ziemlich genau 100 m schätzen müssen, und diese Mächtigkeit ungefähr mit der der gleichen Schichten am Eifelrande übereinstimmt, so scheint die Entwicklung der jüngeren Trias tatsächlich vollständig gewesen zu sein.

Ein vollständiges Triasprofil kennt man aus dem Niederrheinischen Tieflande bisher noch nicht. G. MÜLLER[1]) hat zwar in einigen rechtsrheinischen Bohrungen Unteren und Mittleren Muschelkalk nachgewiesen, während Steinmergelkeuper im Liegenden des Räths bei Bislich auftritt.

Der Muschelkalk ist weiter nördlich und nordwestlich bis in die Niederlande hinein (z. B. bei Winterswyk, Ochtrup, Eibergen, Bentheim) nachgewiesen, während er in den bisherigen Bohrungen auf dem Peelhorst und in der belgischen Campine zu fehlen scheint, oder vielleicht — als Übergang zu der englischen Facies — schon im Buntsandstein mit enthalten ist.

Das oben beschriebene Keupervorkommen am Niederrhein ist dagegen neu.

Der Jura.

Im Gegensatz zu der sonst weit verbreiteten Erscheinung, daß die jüngsten Triasschichten ohne scharfe Grenze in den Unteren Lias übergehen, läßt die Schichtenfolge am Niederrhein an der Grenze beider Formationen eine Schichtenlücke erkennen. Daß das Auftreten des Unteren Lias mit einer Transgression verbunden ist, geht nämlich mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Profil der Bohrung Enschenhof (6 km südlich von Xanten) hervor, wo wir Lias im Hangenden von Buntsandstein nachweisen konnten.

Hier schiebt sich zwischen Tertiär und Buntsandstein eine etwa 9 m mächtige Schichtenfolge ein, deren wahre Mächtigkeit sich jedoch bei Berücksichtigung des steilen Einfallens von etwa

[1]) G. Müller, Neuere Aufschlüsse, a. a. O.

70° auf knapp 4 m reduziert. Das Profil ist im einzelnen das folgende:

bis 318 m Tiefe Tertiär,

2,6	m	grauer Tonmergel mit vereinzelten Versteinerungen,
0,2	»	Kalkstein mit Schnüren von Kalkspat, pseudomorph nach Fasergips,
0,4	»	dunkler Mergel mit Kalkspatschnüren, pseudomorph nach Gips und mit Versteinerungen (Ammoniten),
0,5	»	fleckiger, bituminöser Tonschiefer mit Kalkspatschnüren, pseudomorph nach Gips,
0,5	»	fleckiger Tonschiefer und dunkler Tonmergel mit Kalkspatschnüren,
0,1	»	grauer Mergel, wechsellagernd mit grauem Crinoidenmergel,
0,3	»	Crinoidenkalkstein mit Versteinerungen (Lima gigantea Sow.),
0,05	»	Tonmergel,
0,05	»	Crinoidenmergel,
0,2	»	Grauer Tonmergel, versteinerungsreich (Ammoniten),
0,05	»	Crinoidenmergel,
0,05	»	grauer Tonmergel,
2,0	»	fleckiger, bituminöser Tonmergel,
2,0	»	Crinoidenmergel und fossilführender Kalkstein mit dünnplattigem, hellgrauem, kalkigem Sandstein,
9,00	m	

bei 327 m Tiefe Buntsandstein.

Die Versteinerungen, besonders die Ammoniten, sind nicht gut erhalten. Mit einiger Sicherheit können wir nur sagen, daß *Schlotheimia angulata* Schloth. sp. und *Lima gigantea* Sow. vorliegen. Es fanden sich ferner ein nicht näher bestimmbarer Abdruck eines Ammoniten aus der Gattung *Psiloceras*, ferner *Exogyra* sp., *Ostrea* sp. und *Echinidenstacheln*.

Das Vorkommen von *Psiloceras* außer *Schlotheimia angulata* Schloth. sp. macht es zweifelhaft, ob die wenig mächtige Schichtfolge ausschließlich den Horizont der *Schlotheimia*

angulata SCHLOTH. sp. oder daneben noch tiefere Liasschichten umfaßt. Die Gesteinsentwicklung gestattet in dieser Richtung, wie das mitgeteilte Profil zeigt, ebensowenig eine Entscheidung.

In den Bohrungen bei Bislich, rechts des Rheines, gegenüber Xanten, sind in erheblicher Mächtigkeit Schichten des Unteren und Mittleren Lias erbohrt worden, welche durch das Vorkommen von oolithischen Eisenerzen allgemein bekannt geworden sind. Mit der Bearbeitung des Kernmaterials aus diesen Bohrungen ist A. MESTWERDT beschäftigt, der uns in liebenswürdiger Weise folgendes über die beobachteten Horizonte mitteilt:

Lias α_1, *Psilonoten*-Schichten, grauer Mergelschiefer mit Einlagerungen von harten Kalken und mit

Psiloceras planorbe SOW.
Ostrea sublamellosa DKR.
Lima gigantea SOW.

Lias α_2, *Angulaten*-Schichten, dunkle Schieferletten und Kalke, mit *Schlotheimia angulata* v. SCHLOTH.

Lias α_3, *Arieten*-Schichten, graue Letten mit

Arietites Bucklandi SOW.
Gryphaea arcuata LAM.
Inoceramus pinnaeformis DKR.
Avicula inaequivalvis SOW.

Lias β, *Planicosta*-Schichten, graue Letten, zu oberst ein rotes und grünes oolithisches Eisenerz (Minette) mit Lettenmitteln und mit

Aegoceras raricostatum SOW.
» *planicosta* SOW.
Belemnites acutus MILL.
Gryphaea cymbium LAM.
Avicula inaequivalvis SOW.
Spiriferina rostrata v. SCHLOTH.
Rhynchonella variabilis v. SCHLOTH.

Lias γ, *Jamesoni*-Schichten, graue, mergelige Letten mit

Aegoceras brevispina Sow.
» *Jamesoni* Sow.
Phylloceras Loscombi Sow.
Belemnites acutus Mill.
Inoceramus ventricosus Sow.
Modiola scalprum Sow.

Lias δ, *Amaltheen*-Schichten, graue, vielfach mergelige Letten mit

Amaltheus spinatus Brug.
» *margaritatus* Montf.
Amblycoceras cf. *capricornu* v. Schloth.
Belemnites clavatus Mill.
Inoceramus ventricosus Sow.
Pinna folium Yg. u. Bd.
Pecten priscus v. Schloth.
Lima acuticosta Gf.
Myoconcha decorata v. Münster.
Cucullaea Münsteri v. Zieten.

Nach G. Müller[1]) erreicht der Lias bei Bislich eine Mächtigkeit von 355 m, von denen 190 m auf den Unteren und 165 m auf den Mittleren Lias entfallen. Die Mächtigkeit der Minette beträgt 8—10 m. Nach Schulz-Briesen[2]) ergab eine Analyse die folgende Zusammensetzung:

Fe	31,95
P	0,60
CaO	11,15
$CaCO_3$	—
P_2O_5	1,33
MgO	0,59
SiO_2	11,55
Al_2O_3	8,15

[1]) G. Müller, Neuere Aufschlüsse, a. a. O.

[2]) B. Schulz-Briesen, Die linksrheinischen Kohlen- und Kalisalz-Aufschlüsse und das Minette-Lager der Bohrung Bislich, Glückauf, 40. Jahrg. 1904, S. 361.

Die wirtschaftlichen Erwartungen, welche auf das Vorkommen von Minette am Niederrhein gesetzt wurden, bestätigten sich nicht. Es zeigte sich bei weiteren Bohrungen sehr bald, daß das Liasvorkommen einem schmalen, SO—NW streichenden Graben angehört, und daß das Minette-Lager sowohl nach NW wie nach SO sehr bald seine Begrenzung findet. In einigen Bohrungen bei Rees war der Mittlere Lias und das Eisenerz nicht mehr vorhanden.

Wenn auch bei Bislich im Liegenden des Lias Schichten des Rhäts beobachtet wurden, so ist es doch nach den oben gemachten Angaben wahrscheinlich, daß die beiden Horizonte durch eine, wenn auch nur kleine und nur einen Teil des Oberen Rhäts umfassende Schichtenlücke getrennt sind.

Diese wenigen Bohrungen, in denen bisher allein am Niederrhein Liasschichten beobachtet werden konnten, gestatten einen Rückschluß auf die frühere, allgemeine Verbreitung der Formation. Denn daß hier die letzten, der Abtragung entgangenen Reste einer ausgedehnten Liasdecke vorliegen, ist umso weniger zweifelhaft, als ähnliche Schichten auch am Rande der Eifel, wenn auch nur an einem Punkte, gefunden worden sind:

Bei Drove (zwischen Düren und Zülpich, Blatt Vettweiß) stehen dunkle, schwefelkiesreiche Schiefertone unter rund 8 m Diluvium an, in denen *Schlotheimia angulata* Schloth. sp. in einer Reihe bestimmbarer Stücke bei einem Brunnenbau gefunden worden ist. Diese tieferen Liasschichten, die von v. Dechen[1]) und Blanckenhorn[2]) bereits genannt worden sind, und deren im Museum des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande zu Bonn befindliche Versteinerungen uns vorgelegen haben, stehen nämlich räumlich zwischen dem niederrheinischen Lias und dem lothringisch-luxemburgischen. Ob dieses Vorkommen auf einen ehemaligen Meereszusammenhang hin-

[1]) v. Dechen, Erläuterungen, S. 405.
[2]) Blanckenhorn, Trias am Nordrande der Eifel, S. 78.

weist, möchten wir in Rücksicht auf die Faciesverschiedenheiten beider Gebiete offen lassen. Es braucht kaum hervorgehoben zu werden, daß die Erhaltung des Lias an einigen wenigen, bevorzugten Punkten mit Scholleneinbrüchen geringer Ausdehnung zusammenhängt.

Die Kreide.

Die Festlandsperiode, welche nach unserer bisherigen Kenntnis von der mittleren Liaszeit ab im Niederrheinischen Tieflande herrschte, dauert, wie es scheint, während eines großen Teiles der Kreidezeit an. Zwar hat R. BÄRTLING[1]) rechts des Rheines in einer Bohrung bei Forsthaus Freudenberg nordwestlich von Dorsten Untere Kreide nachgewiesen. Links des Rheines dagegen haben sich für eine weitergehende Transgression dieser Schichten bisher keine Anhaltspunkte ergeben, und es scheint auch aus den Ergebnissen der niederländischen Bohrungen auf dem Peelhorst hervorzugehen, daß die Untere Kreide nicht zur Ablagerung gelangt ist. Die Kreideschichten, die wir aus den niederrheinischen und niederländischen Bohrungen kennen, gehören ausschließlich der Oberen Kreide an.

G. MÜLLER hat als erster im mittleren und nördlichen Rheinland Schichten der jüngsten Kreide nachgewiesen, die, wie sich dann allmählich gezeigt hat, große Verbreitung im westlichen Niederrheingebiet bis hin nach Erkelenz besitzen.

Sowohl bei Geldern wie auch im Erkelenz-Brüggener Steinkohlengebiet treten im Hangenden des Carbons weißlichgraue und graue, feste Kalke in Wechsellagerung mit bryozoenreichen Kalkmergeln auf, welche in einer Bohrung bei Elmpt[2]) eine reiche Fauna an Bivalven geliefert haben.

Herrn J. BÖHM, der mit der Bearbeitung dieser Fauna beschäftigt ist, verdanken wir die folgenden freundlichen Mitteilungen: »In einer Reihe von Bohrungen bei Dalheim, Elmpt,

[1]) R. BÄRTLING, Ein neueres Vorkommen von Oberem Gault usw. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 60. 1908. M. B., S. 185.

[2]) P. KRUSCH und W. WUNSTORF, Das Steinkohlengebiet nordöstlich der Ruhr usw. Glückauf 1907, S. 585.

Twisteden und Veert wurden in 450—510 m Teufe feste, rein organogene Kalksteine von gelblicher und grauer Farbe, sowie grauer und bläulichgrauer Kalksandstein angetroffen, zwischen die weichere Lagen eingeschaltet waren. Glaukonit- und Eisenkies-Körnchen treten in geringerer oder größerer Menge darin auf, vereinzelt auch eingeschwemmte Tonschieferbruchstückchen. Die Mächtigkeit der Kalke ist im allgemeinen nur gering und übersteigt nicht 45 m.

Sämtliche Bohrkerne sind von Foraminiferen erfüllt. Den Hauptanteil daran stellen die Milioliden, deren winzige, weiße Schälchen so dicht bei einander auf den Querflächen liegen, daß diese wie mit einem feinen Mehlstaub bestreut erscheinen. Dazu gesellen sich Bröckchen von Bryozoen, Korallen (u. a. Isis) und Echinodermenstacheln, welche durch Wellenschlag zerrieben sind. Dort, wo die letzteren im Querbruch einen Durchmesser von 2—3 mm haben, geben sie den Handstücken ein krystallinisches Aussehen. Die gesamte Ablagerung charakterisiert sich hiernach als eine litorale Bildung.

Obwohl die Fossilien der Bohrung Elmpt 8 nur als Steinkerne erhalten waren, ließ sich nach dem von W. Wunstorf gesammelten Material die folgende Bivalven- und Gastropoden-Fauna bestimmen:

Ostrea sp.
Pecten sp., aff. *P. virgatus* Nilss.
Crassatella sp.
Limopsis G. Mülleri n. sp.
Arca elmptiensis n. sp.
» *Kruschi* n. sp.
Trigonia Fliegeli n. sp.
» *geniculata* n. sp.
Lucina sp.
Cerithium sp.
Actaeonina Rutoti n. sp.
Serpula torquata v. Hag.
Micrabacia cf. *coronula* E. u. H.

Die Bohrkerne von Twisteden umschließen:

Parasmilia sp.
Terebratulina chrysalis Defr.
Gryphaea cf. *vesicularis* Lam.
Plicatula Wunstorfi n. sp.

Aus einer älteren Bohrung bei Elmpt lag ein Kernstück mit *Thecidea* cf. *papillata* Schloth. vor.

Die Fauna schließt sich an die des Obersenons an. Die Erwägung aller Umstände hinsichtlich ihres Alters führt zu dem Schluß, daß die Ablagerung dem Danien angehört, nicht, wie man früher annahm, dem Maestrichtien oder der Kreide von Nouvelles (Mucronatenkreide). Beziehungen zu der Fauna des Montiens und des Paleocäns sind nur insoweit vorhanden, als einzelne Gattungen den drei Horizonten gemeinsam sind.

Dem Danien gehören auch von G. Müller und W. Wunstorf gesammelte Handstücke an, welche aus den Tiefbohrungen von Hassum (bei Goch), Kapellen (bei Geldern) und Üdemer Bruch im Geologischen Landesmuseum aufbewahrt werden, ebenso weiße Kalke mit *Arca Waterschooti* n. sp., welche dem Museum von Herrn van Waterschoot aus einer Tiefbohrung von Helenaveen gütigst überlassen worden sind.

Die Beschreibung der Fauna wird im Jahrbuch der Königl. Geologischen Landesanstalt erfolgen«. —

Im nördlichen Niederrheingebiet nimmt das Danien eine Fläche ein, welche sich westlich einer zwischen Geldern und Issum verlaufenden S-N, bezw. SO-NW-Linie ausdehnt. In dem Steinkohlengebiet von Erkelenz-Brüggen ist es nur noch im nördlichen und mittleren Teil vorhanden und geht nach Süden nicht über Erkelenz hinaus; im Westen läßt es den Wassenberger Spezialhorst und das sich nördlich anschließende Gebiet frei.

Sowohl im westlichen Teil des nördlichen Niederrheingebietes, als auch am Westrande des Steinkohlengebietes von Erkelenz-Brüggen treten auf einzelnen, abgesunkenen Schollen im Liegenden des Daniens noch glaukonitische Mergel, Sandsteine und Sande auf, denen ein senones und zum Teil ein noch höheres

Alter zukommt. G. MÜLLER gibt aus der Böhrung Hülm die folgenden, von ihm nicht veröffentlichten Schichten aus dem Liegenden des Tertiärs an:

13,60 m	grauer, sandiger Mergel,	
2,80 »	fester Kalkstein,	
3,60 »	grauer Sandstein (wasserführend),	
1,70 »	fester Kalkstein,	
5,30 »	grauer Mergel,	
2,00 »	fester Kalkstein,	
10,00 »	grauer Mergel,	
16,00 »	grüner Sand,	
16,00 »	grüner Mergel mit Kalkstein wechsellagernd,	
20,00 »	grauer, milder Sandstein	= Turon,
70,00 »	grüner, sandiger Mergel	
27,00 »	fester, grauer Mergel	
13,00 »	milder, grüner Mergel,	
20,00 »	milder, heller Mergel mit *Inoceramus labiatus*,	
11,00 »	hellgrüner Mergel	= Cenoman,
	Buntsandstein.	

Die Fossil-Bestimmungen und die darauf beruhende Auffassung G. MÜLLER's von der stratigraphischen Stellung dieser Schichten sind von VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT auf Grund einer Nachprüfung der im Geologischen Landesmuseum befindlichen Kernserie angezweifelt worden. Er hält die gesamte Schichtenfolge für Senon, und zwar die höheren Schichten für oberes, die tieferen für die Grünsandfacies des Unteren Senons (»Hervean«[1])). Demgegenüber betont uns gegenüber J. BÖHM, daß die Bestimmung des entscheidenden Leitfossils als *Inoceramus labiatus* SCHLÜTER aufrecht erhalten werden muß. Wir müssen daher das Vorkommen von Turon als erwiesen und das von MÜLLER angenommene Auftreten von Cenoman in den tieferen Schichten für sehr wahrscheinlich halten. Demgemäß wäre auch die von VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT angegebene Küste des Kreidemeeres der Cenoman- und Turonzeit zu modifizieren.

[1]) VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, a. a. O., S. 394.

Auch in dem Bohrloch Üdem scheinen tiefere Schichten der Oberen Kreide durchsunken zu sein. G. Müller hat nach den Angaben des Bohrmeisters das folgende Profil aufgestellt:

Tertiär

8,00	m	milder Kalkstein,
16,00	»	sandiger Mergel,
11,00	»	fester, grauer Sandstein,
2,00	»	grauer Sand,
6,00	»	grauer Sand, z. T. Sandstein,
2,00	»	hellgrauer Sandstein,
11,00	»	grüner Sand,
0,50	»	grüner Sandstein,
31,50	»	grüner, sandiger Mergel,
2,00	»	grüner Sand,
38,00	»	grüner, sandiger Mergel,
4,00	»	grüner Sand,
2,00	»	grauer Sandstein,
2,00	»	grüner, sandiger Mergel,
6,00	»	fester Sandstein,
14,00	»	grüner, sandiger Mergel,
4,00	»	fester Sandstein,
3,00	»	grüner Sand,
12,00	»	fester, grauer Sandstein,
9,00	»	grauer Mergel,
0,60	»	grauer Sandstein,
6,40	»	grauer Mergel,

Steinkohlengebirge.

Die tieferen Schichten sind ohne Zweifel schon Unterer Zechstein, während bei den höheren die Zugehörigkeit zur Oberen Kreide wohl sicher ist.

Von der Bohrung Hassum, einer der nordwestlichsten des Niederrheingebietes, liegen im Geologischen Landesmuseum einige Kernstücke, nach denen die Kalke des Daniens von schwach glaukonitischen, groben, an der Oberkante konglomeratischen Sandsteinen unterlagert werden.

Auch in den Bohrungen bei Twisteden (nordwestlich von Geldern) wurden von W. WUNSTORF zwischen dem Danien und dem Unteren Zechstein noch

20 m sandige, graue, glaukonitische Mergel und

10 » graue, in den tieferen Schichten rötliche Mergel

beobachtet, welche ohne Zweifel tieferen Schichten der Oberen Kreide angehören.

Nach dem von v. DECHEN[1]) mitgeteilten Profil der alten Bohrung Wankum wurde hier bei 360 m Teufe »weißlicher Kalkstein mit sehr vielen, ganz kleinen Quarzkrystallen« und in dessen Liegendem noch bis 455 m Teufe »mehrere tonige, milde Schichten« angetroffen. v. DECHEN spricht die Kalke als Mitteldevon oder Kohlenkalk an. Nachdem durch die letzte Bohrperiode aber im westlichen Teil des Niederrheingebietes die festen, weißen Kalke des Daniens in großer Verbreitung nachgewiesen sind, erscheint die Annahme berechtigt, daß es sich auch hier um Danien und Senon handelt, besonders wenn man bedenkt, daß das damalige Bohrverfahren nur eine sehr unsichere Bestimmung der Proben erlaubte.

Schließlich ist aus dem Steinkohlengebiet von Erkelenz-Brüggen noch das Profil der Bohrung Elmpt 1 zu erwähnen, in dem nach Angabe des Bohrmeisters im Liegenden des Tertiärs die folgenden Schichten durchsunken worden sind:

8 m	Kalkstein	Danien,
4 »	grauer Sand	
33 »	Kalkstein	
15 »	grauer Sand	Senon,
4 »	grüner Sand	
8 »	grauer Sand	
21 »	Sandstein	
2 »	dunkelgrüner, sandiger Ton	
9 »	Grünsand	
24 »	grauer Sand	
10 »	grauer Sandstein	
	Steinkohlengebirge.	

[1]) v. DECHEN, Erläuterungen, S. 685.

Aus dem Fehlen der unteren Kreide muß geschlossen werden, daß die so verbreitete Transgression des oberkretazischen Meeres auch das Niederrheingebiet betroffen hat. In gleicher Weise geht aus der weiteren Verbreitung des Daniens gegenüber dem Senon hervor, daß einem aus tektonischen Bewegungen zu erklärenden Rückzug des Meeres zu jungsenoner Zeit eine nochmalige Transgression gefolgt ist.

Das Tertiär.

Von W. Wunstorf und G. Fliegel.

Von den tertiären Bildungen des Niederrheingebietes war, wenn wir ihre Bedeutung für den Aufbau des Untergrundes in Betracht ziehen, bis vor einigen Jahren nur wenig bekannt. Infolge ihrer wirtschaftlichen Bedeutung waren die Schichten der Braunkohlenformation etwas genauer untersucht, und von den marinen Bildungen hatte man das Obere Oligocän und das marine Miocän in einigen älteren Tiefbohrungen und auch in einigen fossilführenden Ausbissen beobachtet. Der Stand der Kenntnisse am Ende des vorigen Jahrhunderts ergibt sich im wesentlichen aus den Angaben v. DECHEN's in seinen Erläuterungen der geologischen Karte der Rheinprovinz und Westfalens.

Ein Wandel trat hierin mit der lebhaften Bohrtätigkeit ein, die sich in den letzten Jahrzehnten am Niederrhein entfaltete. Wenn auch die lockeren Deckgebirgsschichten im allgemeinen mit Meißel und Wasserspülung durchbohrt wurden, und so der Wert der Bohrungen für die Kenntnis des Tertiärs wesentlich herabgesetzt wurde, so brachte doch die überaus große Zahl von Bohrungen und der Umstand, daß die Kernbohrung bisweilen schon im Tertiär einsetzte, eine große Bereicherung unserer Kenntnis von der Entwicklung des Tertiärs. Die Bearbeitung des fossilführenden Probenmaterials ist zwar noch

nicht abgeschlossen, doch betreffen die aus ihr zu erwartenden, neuen stratigraphischen Ergebnisse lediglich Schichten des ältesten Tertiärs, ohne das Gesamtbild der Schichtenfolge und der Beteiligung der verschiedenen Stufen an der Zusammensetzung des Untergrundes wesentlich zu beeinflussen.

Neben den Tiefbohrungen hat die im Anfang dieses Jahrhunderts in Angriff genommene geologische Kartierung wichtige Resultate für die Stratigraphie unseres Tertiärs ergeben, und zwar sowohl durch die genaue Untersuchung der jüngeren wie auch eines Teiles der älteren, marinen Schichten. Die von der Geologischen Landesanstalt im Interesse der geologischen Aufnahme ausgeführten Tiefbohrungen erweiterten und vervollständigten die Ergebnisse um ein erhebliches.

Da die petrographische Ausbildung des Tertiärs für den eben jetzt auf der linken Seite des Niederrheins beginnenden Bergbau von größter Bedeutung ist — beruhen doch die technischen Schwierigkeiten beim Schachtabteufen vor allem auf der Beschaffenheit und Mächtigkeit des Tertiärs —, so soll es im folgenden etwas ausführlicher behandelt werden.

Nach unserer heutigen Kenntnis enthält das Niederrheingebiet ein umfassendes Tertiärprofil, das sich aus den folgenden Stufen zusammensetzt:

Pliocän

Oberes (?)	Miocän
Mittleres	
Unteres	
Oberes	Oligocän
Mitteres	
Unteres	

Eocän (?)

Paleocän.

Das Paleocän.

Bei den ersten Bohrungen im Steinkohlengebiet von Erkelenz-Brüggen wurden s. Z. bei Ratheim in geringer Teufe

Muschelsande gefunden, die von E. HOLZAPFEL nach einigen ihm zugegangenen Proben als Paleocän erkannt wurden[1]). Um ein genaues Profil dieser interessanten Schichten und um Fossilien aus ihnen zu erhalten, hat die Geologische Landesanstalt im Sommer 1909 in der Nähe des alten Bohrplatzes eine Bohrung niederbringen lassen, welche die HOLZAPFEL'sche Bestimmung bestätigte und ein reichhaltiges Material an Fossilien lieferte. Die noch ausstehende Bearbeitung der letzteren wird nachzuweisen haben, welcher Stufe des Paleocäns die Schichten angehören.

Das bei der Bohrung gewonnene Profil ist folgendes:

0—18,50 m Diluvium

18,50—35,50 » Mittelkörnige Quarzsande mit vereinzelten groben Quarzkörnern und vielen Fossilien und Schalentrümmern. Von etwa 30 m an wird die Beimischung von Schalentrümmern so erheblich, daß die Sande in förmliche Kalksande übergehen.

35,50—36,50 » hellgrauer, krystallinischer Kalkstein

36,50—45,75 » graue Tuffkalke mit Einlagerungen von krystallinischem Kalkstein, bei 45,75 m Kalktuff;

45,75—46,— » Gemenge von Quarzgeröllen und Feuersteinen mit Stücken von Tuffkalk und krystallinischem Kalkstein.

Es muß dahingestellt bleiben, ob die Gerölle aus der Schlußteufe wirklich einer dort anstehenden Schicht entstammen, oder ob sie nicht aus den hangendsten Schichten auf die Bohrlochsohle gelangt sind. Die festen Kalksteinbänke erschwerten nämlich das Tieferbringen der Rohre sehr, und es ist nicht ausgeschlossen, daß bei den Versuchen, die Rohre zu bewegen, Material aus dem Diluvium hinter den Rohren hinabgefallen ist. Bei 46 m wurden die Schwierigkeiten, welche sich dem weiteren Vordringen mit dem Handbohrapparat entgegenstellten, so erheblich, daß die Bohrung eingestellt werden mußte.

[1]) Unveröffentlicht.

Nach den Profilen der Steinkohlenbohrungen folgt auf die beschriebene Schichtenfolge noch ein rund 150 m mächtiger Komplex, der sich aus Tonen, »harten« Sanden, »Stein« und auch aus Braunkohle zusammensetzt und gegen das Steinkohlengebirge mit »Mergel« abschließt. Es ist nicht möglich, aus diesen Angaben irgend welche sicheren Schlüsse zu ziehen und zu beurteilen, inwieweit diese tieferen Schichten noch dem Paleocän angehören. Es ist nicht ausgeschlossen, daß sie zum Teil bereits Senon sind. Sicher ist, daß das in dem nördlichen Teil des Steinkohlengebietes von Erkelenz-Brüggen vorhandene Danien, dessen charakteristische, feste Kalkbänke auch in Meißelproben leicht zu erkennen sind, in dem Profil nicht vertreten ist.

Die krystallinischen Kalke enthielten undeutliche Zweischaler-Kerne und vor allem nicht selten Echinidenstacheln, eine Tatsache, welche die Möglichkeit gab, in anderen Bohrungen den Horizont wieder zu erkennen. So konnten in den Bohrungen östlich von Wassenberg und bei Myhl unter kalkhaltigen Tonen des mittleren Oligocäns Kalksteinschichten mit Echinidenstacheln und Sande mit Schalentrümmern beobachtet werden, welche ohne Zweifel den Ratheimer Schichten entsprechen.

Aus einer der Bohrungen östlich von Wassenberg liegt ein Kern vor aus den Schichten im Hangenden des Steinkohlengebirges. Er besteht aus einem milden, grauen Sandstein mit Holzkohle-Stückchen. Eins der Profile von Ratheim gibt Braunkohle in den tieferen Schichten an, und auch die Bohrungen bei Millich, 2,5 km südöstlich von Ratheim, welche ebenfalls im Liegenden des Oligocäns angesetzt sind, haben Braunkohle angetroffen. Der Bohrmeister hat nicht zwischen Braunkohle und Holzkohle unterschieden; es kann aber kaum ein Zweifel sein, daß die Braunkohle der Bohrungen von Ratheim den Holzkohle führenden Schichten von Wassenberg entspricht. Das Vorkommen von Braunkohle bezw. Holzkohle im Liegenden der Ratheimer Muschelsande ist deshalb nicht eine lokale Er-

scheinung und etwa auf Einschwemmungen zurückzuführen, sondern besitzt eine größere Verbreitung und weist auf einen ganz bestimmten, durchgehenden Horizont hin. Die stratigraphische Stellung des Horizontes läßt sich erst nach der Bearbeitung der Ratheimer Fauna genau festlegen.

Das Paleocän im Niederrheingebiet ist, soviel wir bis jetzt wissen, auf die kleine Scholle des Wassenberger Spezialhorstes beschränkt, der bereits bei der Beschreibung des Steinkohlengebirges eine Rolle spielte. Aus der Verbreitung der Steinkohlenformation ging hervor, daß die heutige tektonische Stellung dieser Scholle vielleicht nicht derjenigen früherer Perioden entspricht. Dieselbe Folgerung ergibt sich aus dem Auftreten des Paleocäns, das sich nur dadurch erklären läßt, daß der Wassenberger Spezialhorst erst in verhältnismäßig junger Zeit, und zwar, wie aus der Verbreitung des Oligocäns hervorgeht, erst nach der Oligocän-Zeit als Horst gegenüber der Umgebung hervortrat, und daß er noch nach der Paleocän-Zeit dem Einsenkungsgebiet des Rurtales angehörte bezw. eine Staffel bildete, die zu diesem hinüberleitete.

Das Eocän.

In einer im Jahre 1905 erschienenen Arbeit[1]) beschrieb W. Wunstorf ein nach Kernen aufgestelltes Profil aus dem tiefsten Tertiär der Bohrung Elmpt 13, das ein dünnes Braunkohlenflöz einschließt, und sprach die Vermutung aus, daß es sich um eocäne Schichten handle. Inzwischen hat O. von Linstow die nicht gut erhaltenen Fossilien genauer untersucht; die Schichten gehören nach ihm bereits zum unteren Oligocän. Das Profil wird unten beschrieben werden.

In einer zweiten Bohrung bei Elmpt konnten in dem liegendsten Tertiär graue und fleischrote bis rostfarbene Tone von geringer Mächtigkeit beobachtet werden. Ähnliche Tone fanden sich im Liegenden des Mitteloligocäns auch in den Bohrungen bei Dalheim und Arsbeck, und zwar zum Teil

[1]) P. Krusch und W. Wunstorf, a. a. O.

zusammen mit Lagen von Quarzgeröllen bis zu Linsengröße und mit unbestimmbaren Schalentrümmern.

Die niederländischen Bohrungen des Peel-Gebietes haben im Hangenden der Kreide ebenfalls Spuren von roten und grauen Tonen angetroffen, welche ohne Zweifel mit unseren bunten Tonen gleichaltrig sind und von VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT zum Heersien gestellt werden[1]). Paläontologische Beweise sind jedoch noch nicht erbracht, so daß das Alter der Tone noch nicht hinreichend begründet erscheint.

Das Oligocän.

Das Unteroligocän.

Unteroligocäne Schichten kennen wir bis jetzt aus dem Niederrheingebiet mit Sicherheit nur aus der Schachtbohrung bei Baal.

Hier schließt das Mitteloligocän mit festen, kalkigen Sandsteinen ab. Unter ihm folgt ein Schichtenkomplex von 29,50 m Mächtigkeit, der sich aus feinen und gröberen Sanden und aus grünlichgrauen, sandigen Tonen zusammensetzt und zwei fossilreiche Lagen einschließt. Die Schichtengruppe wird durch ein 0,20 m mächtiges Konglomerat aus groben Quarzkörnern und gelblichweißen Kalksteingeröllen gegen das Steinkohlengebirge begrenzt.

Mit freundlicher Unterstützung des Herrn Geheimrat v. KOENEN konnten die folgenden Arten bestimmt werden:

Tritonium expansum SOW., var. *postera* v. KOENEN,
Murex brevicauda HÉB.,
Fusus crassisculptatus BEYR.,
Buccinum suturosum NYST.,
Dolichotoma anodon v. KOENEN,
Surcula Beyrichi PHIL.,
Conus plicatilis v. KOENEN,
Voluta suturalis NYST,

[1]) VAN WATERSCHOT VAN DER GRACHT, a. a. O., S. 46.

Natica dilatata PHIL.,
Turritella planispira NYST,
Serpula heptagona SOW.,
Ostrea ventilabrum GOLDF. (in Fragmenten),
Arca sulcicosta NYST,
Nucula sulcifera v. KOENEN,
Cardium sp.,
Cytherea incrassata SOW.

Die Fossilien weisen darauf hin, daß unsere Schichten dem *Tongrien inférieur* der Belgier entsprechen.

Nach dem aus der Bohrung Elmpt 13 vorliegenden Kernen enthält hier das älteste Tertiär die folgenden Schichten:

456—457 m Glaukonitische Sande
457—462 » Schwach glaukonitische, tonige Sande mit blaugrünlichen, steinmarkähnlichen Einlagerungen
462—463 » Fester, grauer Sandstein
463—464 » Steinmarkähnliche Schichten
464—480 » Grauer Kalkstein mit vereinzelten Ostreen, verdrückten anderen Zweischalern uud mit zahlreichen, kleinen Gastropoden
480—483 » Glaukonitische, milde Sandsteine mit Häcksel
483—488 » Fast schwarze, ziemlich gleichmäßig dichte Braunkohle mit Holzkohle
488—527 » Rötlichgraue, fette Tone mit Holzkohlestückchen, wechsellagernd mit hellgrauem, tonigem Sand
527—528 » Schwachtonige Sande mit Lagen von groben Quarzgeröllen und zahlreichen zertrümmerten und abgerollten Turritellen und einigen wenigen anderen Gastropoden.

O. VON LINSTOW hat die Fossilien aus dem Kalkstein als *Cyprina rotundata* A. BRONN und *Lucina tenuistria* HÉB. bestimmt. Die *Turritella,* welche in den tiefsten Schichten sehr häufig ist, gehört nach ihm zu *Turritella crenulata* NYST.

Auf Grund seiner Untersuchungen stellt er die folgende Tabelle auf:

Petrographische Ausbildung	Tiefe	Mächtigkeit	Horizont
Glaukonitische Sande und Kalkstein	456—480 m	24 m	Marines Tongrien supérieur
Sandsteine, Braunkohle und Tone	480—527 »	47 »	Süßwasserbildungen des Tongrien supérieur
Tonige Sande mit Geröllen	527—528 »	1 »	Küstennahe Bildungen des Tongrien inférieur

Es würden dann die Gerölle von Elmpt den oben beschriebenen Muschelschichten von Baal entsprechen. Dabei ist jedoch sehr auffällig, daß *Turritella crenulata* NYST, welche fast allein die Fauna der Geröllschicht bei Elmpt ausmacht, dort nicht vertreten ist.

Das nächste Gebiet, aus dem unteres Oligocän bekannt ist, ist Holländisch Limburg. Hier sind nach W. C. KLEIN[1]) die Schichten mit *Ostrea ventilabrum* GOLDF. entwickelt, die von brackischen Tonen mit Cerithien und Cyrenen überlagert werden. Die letzteren Schichten könnten den Elmpter Braunkohlenbildungen gleichzustellen sein.

Die Kiese des Elmpter Profiles lassen auf Landnähe schließen, doch erscheint es sehr wahrscheinlich, daß sich das Unteroligocän über einen großen Teil des Niederrheingebietes erstreckt, und hier eine Verbindung mit den norddeutschen Vorkommnissen des Horizonts bestanden hat. Der Transgression des mittleren Oligocäns, die für unser Gebiet von ganz besonderer Bedeutung ist, sind also die unteroligocänen Schichten bis auf wenige Reste zum Opfer gefallen. Fraglich muß es bleiben, ob die Braunkohle führenden Schichten einer Bohrung bei Kamp und dunkle, glaukonitische Sande und Mergel, welche in einigen der nördlicheren Bohrungen das mittlere Oligocän unterlagern, hierher zu stellen sind.

Im Gegensatz zu den älteren Tertiärbildungen nimmt

[1]) W. C. KLEIN, Grundzüge der Geologie des Süd-Limburgischen Kohlengebiets. Berichte des Niederrhein. geolog. Ver. 1909, S. 69.

das Mitteloligocän

einen großen Teil des nördlichen Niederrheinischen Tieflandes ein und bildet eine zusammenhängende Decke, welche Schichten verschiedensten Alters — vom Palaeozoicum bis zum unteren Oligocän — auflagert. Am Schluß der Unteroligocänzeit wurde unser Gebiet nämlich von beträchtlichen Schollenbewegungen betroffen, auf welche die Transgression des mittleren Oligocäns folgte, die entstandenen Niveau-Unterschiede ausgleichend und dabei ältere Schichten in mehr oder minder großem Umfang zerstörend.

Das Mitteloligocän läßt sich wegen seiner vorwiegend tonigen Ausbildung in den meisten Bohrungen nachweisen und ist in der Gegend von Wassenberg auch über Tage zu beobachten.

Vom nördlichen Niederrhein liegen die Proben einiger Kernbohrungen aus dem Mitteloligocän vor, welche gestatten, ein genaueres Schichtenprofil des größten Teiles der Schichtengruppe aufzustellen.

Eine Bohrung bei Xanten gab folgendes Profil:

Tonig-sandiger Kalkstein (Septarie)	3,50 m
Kalkfreie, graue, sandige Tone	25,50 »
Kalkhaltiger, grauer Ton mit Septarien	6,— »
Graue Tonmergel und schwach kalkhaltige Tone . . .	13,— »
Graue, kalkfreie, bezw. ganz schwach kalkhaltige Tone mit einer 0,10 m mächtigen Lage von weißlichgrauen Kalkmergeln und mit Gips-Einlagerungen	13,— »
Hellgraue Tonmergel	2,— »
Kalkfreie, graue Tone	1,— »
Kalkhaltige Tone, in weißliche Tonmergel übergehend .	6,— »
Weißlichgelbe, feste Kalkmergel	0,50 »
Weißlichgraue Tonmergel	0,50 »
	71,— m

Die folgenden 29 m fehlten in der Kernserie. Als liegendste Schichten folgten dann noch

Hellgraue, sandige Mergel	6,— m
Dunkelgraue, glaukonitische Mergel mit unbestimmbaren Schalentrümmern	0,50 »

Die tiefsten Schichten weichen in der beträchtlichen Glaukonitführung so erheblich von den höheren ab, daß sie wahrscheinlich einem tieferen Horizont angehören. Die hellgrauen, sandigen Mergel würden dann die Schichtenfolge des mittleren Oligocäns abschließen.

Die Kernbohrung hat somit rund 100 m der mitteloligocänen Schichtenfolge erschlossen. Nach dem Profil des Bohrmeisters ist die Schichtreihe nach oben noch um etwa 50 m zu erweitern, die aus grauen und grünlichen Tonen bestehen, so daß die gesamte Mächtigkeit des Horizontes rund 150 m umfaßt.

Die Zusammensetzung der Schichtenfolge, die nach dem angegebenen Profil im wesentlichen aus Tonen, Tonmergeln und Kalkmergeln besteht, ist erheblichen Schwankungen unterworfen, welche sowohl den Kalkgehalt, als auch die sonstige petrographische Ausbildung betreffen. Bei einer anderen, etwa 7 km entfernten Bohrung hat man z. B. die folgende Schichtenausbildung angetroffen:

Sandig-dolomitischer Kalkstein (Septarie)	0,30 m
Sandige Tone	3,— »
Sandig-tonige Schiefer und sandige, glimmerführende, kalkfreie Tone mit undeutlichen Schalresten uud mit Schwefelkies	4,— »
Fester, weißlichgrauer Mergel	4,— »
Schwach toniger Sand	3,— »
Graue, glimmerführende, sandige Tone und sandig-tonige Schiefer	9,— »
Dunkler, dolomitischer Kalk (Septarie)	0,15 »
Tonige, dunkelgraue Sande	10,— »
Heller, kalkhaltiger Ton und toniger Mergel mit Schwefelkies	2,— »
Undeutlich schiefrige, tonige Sande	20,— »
Tonmergel mit vereinzelten, undeutlichen Fossilien und mit Schwefelkies	10,— »
Tonmergel, an der Basis schwach schiefrig	18,— »
	83,45 »

Die gesamte Mächtigkeit des mittleren Oligocäns in der letzten Bohrung beträgt 136 m.

Von besonderem Interesse ist es, daß bisweilen an der Basis des Mitteloligocäns grobkörnige, schwach konglomeratische Sande angetroffen wurden, welche als ein Transgressionskonglomerat anzusehen sind.

Eine abweichende Zusammensetzung, die besonders in der Einschaltung von Sanden hervortritt, zeigt das Mitteloligocän der Gegend von Erkelenz.

Bei Wassenberg liegen dunkle, sandige, glaukonitische Tone, welche früher zur Herstellung von Dachziegeln Verwendung fanden, in größerer Fläche zu Tage. v. Dechen[1]) und Gurlt[2]) erwähnen bereits die Wassenberger Tone, und stellen sie mit den überlagernden Sanden zur Braunkohlenformation. Bei der geologischen Aufnahme zeigte es sich, daß sie zum Oligocän, und zwar zum Mitteloligocän zu stellen sind.

Im Interesse der geologischen Aufnahme wurden die Tone von Seiten der Geologischen Landesanstalt durch eine Bohrung erschlossen, wobei sich das folgende Profil ergab:

Dunkelgrauer, kalkfreier, etwas glaukonitischer, sandiger Ton	14 m
Dunkelgrauer, kalkhaltiger Ton	6 »
Grauer, stark kalkhaltiger, sandiger Ton	3 »
Grauer, mittelkörniger Quarzsand mit vereinzelten Schalresten und mit Geröllen von fester Braunkohle und Holzkohle	16 »
Hellgraue Tonmergel mit undeutlichen Schalenresten . .	4 »
	43 m

Nach den Profilen der nur 1 km östlich von dieser Bohrung liegenden Steinkohlenbohrungen beträgt die Gesamtmächtigkeit des Mitteloligocäns in diesem Gebiet 80—100 m. Sie ist somit gering im Vergleich zu derjenigen des Niederrheins, eine Tat-

[1]) v. Dechen, Erläuterungen, S. 669.
[2]) A. Gurlt, Übersicht über das Tertiärbecken des Niederrheins, Bonn 1872.

sache, welche vermutlich in der tektonischen Stellung des Gebietes begründet ist.

Über die genauere Entwicklung des Mitteloligocäns in dem übrigen Teil des Steinkohlengebietes von Erkelenz-Brüggen ist nur wenig bekannt, da Kernbohrungen nicht vorliegen. Es steht nur fest, daß die Stufe auch hier im wesentlichen aus Tonen besteht, deren Mächtigkeit rund 150 m und damit diejenige des Niederrheins erreicht.

Erst über die liegendsten Schichten wissen wir wieder Genaueres. In einer Bohrung bei Erkelenz wurden unmittelbar über dem Steinkohlengebirge Kerne gezogen, die aus schwachtonigen, kalkhaltigen Sanden bestehen und sehr häufig eine *Nucula* führen, die nach freundlicher Mitteilung des Herrn Geheimrats v. Koenen in die Verwandtschaft der *Nucula compta* Goldf. gehört[1]). Daneben wurde auch eine *Leda* — wahrscheinlich *Leda Deshayesiana* Nyst — beobachtet, so daß das Alter der Sande mit Sicherheit feststeht.

In der oben schon erwähnten Bohrung bei Baal wurden dieselben Schichten angetroffen. Sie schließen hier mit einem Kalksandstein gegen das Unteroligocän ab.

Auch in Holländisch-Limburg wird nach W. C. Klein[2]) das Unteroligocän von glaukonitarmen, etwas tonigen Sanden mit zahlreichen Exemplaren einer *Nucula* überlagert.

Gleichartige und petrographisch ähnliche Schichten liegen in Kernen aus einer Bohrung bei Aldenhoven und aus einer Bohrung des Cölner Braunkohlenbrikettsyndikates bei Dürboslar vor, wo im Hangenden des Steinkohlengebirges stark sandige, glimmerführende Mergel liegen, welche in einigen Lagen Glaukonit und Phosphoritgerölle von Linsen- bis Bohnengröße einschließen. Die Glaukonitkörner sind unregelmäßig verteilt und bilden zusammen mit mittelkörnigen Quarzsanden Einlagerun-

[1]) Die in der Arbeit von P. Krusch und W. Wunstorf, Das Steinkohlengebiet nordöstlich der Rur usw., mitgeteilte vorläufige Bestimmung ist danach nicht aufrecht zu halten.

[2]) a. a. O. S. 80.

gen in Form von Linsen und Schnüren. Besonders glaukonitreich sind die phosphoritführenden Schichten. In ihnen konnte neben Phosphorit auch ein Quarzgeröll beobachtet werden.

Die Mergel schlossen eine Septarie ein, welche ebenfalls Glaukonit führte, und enthielten undeutliche Schalenreste.

Abgesehen von der Phosphoritführung und dem beträchtlicheren Glaukonitgehalt stimmen die Kerne in ihrem petrographischen Charakter mit denen von Erkelenz und Baal überein, so daß ihre Zugehörigkeit zum Mitteloligocän sicher ist.

Aus den Profilen der Steinkohlenbohrungen und auch aus der durch W. C. KLEIN bekannt gegebenen Entwicklung in Holländisch-Limburg[1]) ist mit Sicherheit zu schließen, daß die Schichtengruppe auch im Aachener Gebiet im wesentlichen aus Tonen besteht. Ihre Mächtigkeit scheint 100 m nicht zu überschreiten und erreicht somit nicht diejenige der nördlicheren Gebiete.

Die Mächtigkeitsabnahme ist eine Folge der nahen Südgrenze unseres Horizontes überhaupt. In der Gegend von Geilenkirchen fällt diese mit der Sandgewand zusammen. In dem östlicheren Gebiet läßt sie sich nicht mit Sicherheit angeben; sie verläuft aber jedenfalls nördlich vom Aachener Sattel.

Abgesehen von den kalkhaltigen Sanden der Bohrungen von Erkelenz und Baal ist das Mitteloligocän des Niederrheingebietes sehr arm an organischen Resten. Bisweilen konnte *Leda Deshayesiana* NYST beobachtet werden. Charakteristisch für die mitteloligocänen Schichten des Niederrheingebietes sind auch eigenartige, stabförmige, stark verdrückte Gebilde von 1—2 cm Länge, welche in Schnüren angeordnet sind und vielleicht Reste von Algen darstellen.

Die Tonmergel der beschriebenen Bohrung Wassenberg enthalten eine reiche Mikro-Fauna, welche von Herrn A. FRANKE in Dortmund untersucht wurde. Nach seiner freundlichen Mitteilung waren die folgenden Formen zu bestimmen:

---

[1]) W. C. KLEIN, a. a. O.

1. Foraminiferen.

Quinqueloculina oblonga d'Orb.
» *seminulum* L.
» *triangularis* d'Orb. var. *Ermani* Born
Spiroloculina tenuis Czjz.
Spiroplecta carinata d'Orb.
Gaudryina chilostomina Rss.
Bolivina antiqua d'Orb.
» *Beyrichi* Rss.
Nodosaria soluta Born.
» (*Dent.*) *consobrina* d'Orb.
Glandulina laevigata d'Orb.
» *elongata* Born.
Lagena apiculata Rss.
» *vulgaris* Williams
Cristellaria paucisepta Rss.
» *Böttcheri* Rss.
» *concinna* Rss.
» *depauperata* Rss.
» *depauperata* var. *intumescens* Rss.
» *cultrata* Montf.
» *inornata* d'Orb.
Polymorphina amygdaloides Rss.
» *gibba* d'Orb.
» *rotundata* Born.
» *lanceolata* Rss.
» *guttata* Rss.
Truncatulina lobatula Ficht. u. Moll.
» *Weinkaufi* Rss.
Rotalia Soldani d'Orb. var. *Girardana* Rss.
Pullenia sphaeroides Rss.

2. Ostracoden.

Cytheridea debilis Jones
Cythere obliquata Rss.
Cytherella compressa v. Mstr.

Im Gegensatz zu den Tonmergeln waren die oberen, dunklen Tone frei von Foraminiferen.

Im östlichen Teile des Niederrheingebietes ist der Verlauf der Südgrenze des Mitteloligocäns ganz unbekannt. Dagegen gibt es v. Dechen [1]) und neuerdings Zimmermann [2]) rechts des Rheines als Hangendes des Kohlenkalkes im Liegenden der diluvialen Hauptterrasse von Ratingen an. Auch hat J. Böhm vor einigen Jahren bei Mülheim a. d. Ruhr unter der Hauptterrasse, also unter gleichen Lagerungsverhältnissen wie bei Ratingen, einen Ton beobachtet, der ebenfalls hierher gehört. Denn A. Franke hat daraus die folgenden, ausschließlich mitteloligocänen Foraminiferen bestimmt:

Lagena reticulata Margill
» *vulgaris* Williams
» *tenuis* Born.
» *apiculata* Rss.
Nodosaria rudis d'Orb.
Cristellaria cultrata Mtf.
» *depauperata* Rss.
Polymorphina Humboldti Born.
Glandulina elongata Born.
» *laevigata* d'Orb.
Spiroplecta carinata d'Orb.
Rotalia contraria Rss.

W. Wunstorf hat das Mitteloligocän mit *Leda Deshayesiana* Nyst in der Bohrung Unter Lohberg bei Dinslaken beobachtet.

Das Oberoligocän.

In dem bereits genannten Bahneinschnitt bei Wassenberg war die Überlagerung der glaukonitischen, sandigen Tone des Mitteloligocäns durch das Oberoligocän zu beobachten, das in seinen tiefsten Schichten aus stark eisenschüssigen Feinsanden besteht, welche in einer Mächtigkeit von 6 m aufgeschlossen

[1]) v. Dechen, Erläuterungen S. 671.
[2]) E. Zimmermann, Kohlenkalk und Culm des Velberter Sattels im Süden des westfälischen Carbons, Jahrb. Geol. Landesanst. Berlin 1909, 30, T. II, S. 369.

waren. Der hohe Eisengehalt äußert sich auch in Ausscheidungen von Eisenoxydhydrat in Form von kleinen Knollen und Bändern, von denen die Feinsande in einer etwa 0,50 m mächtigen Bank durchsetzt sind. Über dem Bahneinschnitt folgen bald mittelkörnige, weiße, graue und gelbe Sande, welche im allgemeinen schwach glaukonitisch sind und das Steilufer des Tales von Birgelen bis Hückelhoven zusammensetzen. Die Glaukonitführung wechselt, indem den glaukonitarmen, grauen Sanden stark glaukonitische, grüne Schichten eingeschaltet sind. Eine Gesetzmäßigkeit in der Wechsellagerung von glaukonitreichen und glaukonitarmen Schichten war nicht zu erkennen.

An einigen Stellen, wie z. B. oberhalb des Dorfes Myhl und in der Nähe von Millich, sind den Sanden stark eisenschüssige Lagen eingeschaltet, welche Steinkerne von Fossilien enthalten. Diese Schichten stellen vermutlich das Verwitterungsprodukt von festen, kieseligen Bänken dar, welche in den Tiefbohrungen des Gebietes angetroffen wurden und ebenfalls reich an Steinkernen sind. Eine Schachtbohrung bei Baal hat eine ganze Reihe solcher Schichten durchsunken und ein reiches Fossilienmaterial geliefert, das noch der Bestimmung harrt. Eine von Herrn Dr. E. Eyme im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt ausgeführte Analyse ergab für die festen Bänke die folgende Zusammensetzung:

SiO_2	43,37 %
TiO_2	—
Al_2O_3	0,95 »
Fe_2O_3	2,12 »
FeO	26,54 »
CaO	4,10 »
MgO	0,72 »
K_2O	0,71 »
Na_2O	0,26 »
H_2O	1,51 »
CO_2	19,39 »
SO_3	0,25 »
P_2O_5	0,23 »
	100,15 %

Der hohe Kohlensäuregehalt läßt den Schluß zu, daß das Gestein ein kieselsäurereicher, vielleicht nachträglich verkieselter Spateisenstein ist.

In den hangendsten Schichten des oberen Oligocäns konnten in den Bahneinschnitten bei Birgelen und Dalheim gröbere Einlagerungen mit Feuersteinsplittern und auch Feuersteingeröllen beobachtet werden. Der Wechsel in der Korngröße und auch die Gerölle weisen auf eine Hebung des Meeresbodens hin, welche die Ablagerung der nun folgenden Schichten der miocänen Braunkohlenformation vorbereitet. Auch die Schachtbohrung bei Baal hat an der Grenze des oberen Oligocäns gegen die Braunkohlenformation eine Lage von Feuersteingeröllen durchsunken.

Das Auftreten des oberen Oligocäns in der Gegend von Wassenberg ist eine Folge der tektonischen Verhältnisse. Das Ostufer des Rurtales wird von Birgelen bis Hückelhoven von einem schmalen Horst gebildet, dem bereits erwähnten Wassenberger Spezialhorst, auf dem infolge jungtertiärer Krustenbewegungen die Schichten des Miocäns und des Pliocäns fehlen und auch das Diluvium nur geringe Mächtigkeit hat.

Der nächste Punkt, von dem das obere Oligocän bekannt ist, ist Waldhausen, ein Vorort von München-Gladbach. In einer sich hinter der nördlichen Häuserreihe dieses Ortes hinziehenden Sandgrube sind graue, gelbe und braune Sande in 4 m Mächtigkeit aufgeschlossen, welche zum Teil schwach glaukonitisch sind und in den hangendsten Schichten Geröllagen einschließen, deren Bestandteile im allgemeinen Linsen- bis Erbsengröße haben. Daneben treten Lagen von schaligen Eisenoxydhydrat-Konkretionen und eisenschüssige Sandsteine auf, welche wieder Steinkerne von Fossilien führen.

Die Geröllagen setzen sich vorwiegend aus wasserhellen und und milchweißen Quarzen zusammen. Untergeordnet kommen rote Eisenkiesel, schwarze, glänzende Lydite und Feuersteingerölle vor. Bisweilen werden die Feuersteine, die meistens sehr stark verwittert sind, häufiger und nehmen auch an Größe zu. Nach dem Vorkommen von Geröllagen erscheint es wahrscheinlich, daß

das obere Oligocän von München-Gladbach den hangendsten oligocänen Schichten von Dalheim, Birgelen und Baal entspricht.

Bei Waldhausen erstreckt sich das Oberoligocän am Nordufer des Tales bis nach München-Gladbach hinein, wo es an der Abtei in gelegentlichen Aufschlüssen beobachtet wurde. Es tritt nach der Mitteilung von A. Quaas auch am Fuße des Steilhanges auf, der sich von München-Gladbach über Helenabrunn bis Viersen hinzieht, und nimmt von Viersen ab nach Norden große Flächen an den Hängen des Viersener Horstes ein, der sich bis über Herongen hinaus erstreckt.

Das Vorkommen von oberem Oligocän im Bereich dieses Horstes ist seit langer Zeit bekannt und wird auch von Gurlt und v. Dechen erwähnt[1]). Es ist in mehreren Gruben aufgeschlossen und besteht auch hier aus gelben und braunen Sanden, welche bisweilen eisenschüssige Lagen mit Steinkernen von Fossilien einschließen.

Ebenfalls seit langer Zeit bekannt ist das obere Oligocän der Umgegend von Crefeld, wo in einer großen Zahl von Brunnen und älteren Tiefbohrungen Grünsande mit einer reichen Fauna erschlossen wurden, die bereits durch v. Dechen[2]) mitgeteilt wird. Die von E. Königs[3]) vom Egelsberg beschriebene oberoligocäne Fauna scheint nicht mehr auf primärer Lagerstätte zu liegen.

Südlich von Crefeld ist in neuerer Zeit das obere Oligocän in einer Bohrung bei Waldhütte, 2,5 km westsüdwestlich von Schiefbahn, erschlossen worden. Nach einer freundlichen Mitteilung von P. G. Krause ist es kürzlich auch bei den vorbereitenden Arbeiten für den Bau einer Eisenbahnbrücke bei Neuß im Rhein in einiger Tiefe erbohrt worden. Das Vorkommen von Neuß weist auch bereits v. Dechen[4]) nach.

An die beschriebenen Fundpunkte reihen sich die Aufschlüsse

---

[1]) A. Gurlt, Tertiärbecken des Niederrheines, a. a. O. S. 22—26.
v. Dechen, Erläuterungen S. 671.

[2]) v. Dechen, a. a. O., S. 672.

[3]) E. Königs, Die geologische Vergangenheit der Gegend von Crefeld und darauf bezügliche Funde. Jahresber. Naturwiss. Ver. Crefeld für 1894/95, S. 52.

[4]) v. Dechen, a. a. O., S. 675.

der zahlreichen Tiefbohrungen der letzten Jahrzehnte, welche die Verbreitung des oberen Oligocäns über das gesamte Niederrheingebiet von Wesel bis nach Aachen nachgewiesen haben. Auch in diesen Tiefbohrungen besteht das obere Oligocän weitaus überwiegend aus mehr oder weniger glaukonitischen Sanden, welche oft sehr reich an Fossilien sind und eine Mächtigkeit von rund 150 m erreichen. Die Bearbeitung des reichen, neueren Fossilmateriales steht noch aus.

Im Süden greift das obere Oligocän über das mittlere hinaus, eine Tatsache, die wieder auf eine Transgression hinweist. Andererseits muß stellenweise schon der Beginn der oberen Oligocänzeit mit einer Verflachung des Meeres verbunden gewesen sein, denn bei Wassenberg gehen die Tone des Mitteloligocäns in Feinsande und diese in mittelkörnige Sande des Oberoligocäns über, während an der Oberkante, wie erwähnt, nicht selten Lagen von Flußgeröllen auftreten, die man geneigt sein wird, mit den Flußschottern an der Basis der Braunkohlenformation im südlichsten Teil der Niederrheinischen Bucht, der Vallendarer Stufe C. Mordziol's[1]) in Parallele zu setzen. Es bereitet sich also die Umwandlung des zu oberoligocäner Zeit noch vom Meere bedeckten Gebietes in das Festland des Untermiocäns allmählich vor.

Das Miocän.

Der großen, mitteloligocänen und der kleineren, oberoligocänen Transgression folgt mit dem Beginn der Miocänzeit ein allgemeiner Rückzug des Meeres nach Norden. Die Ursache dürfen wir in den jungen, gebirgsbildenden Vorgängen sehen, die zu dieser Zeit eingesetzt haben. Wenigstens fehlt, da noch nirgends eine Wechsellagerung der marinen und kontinentalen, miocänen Sedimente beobachtet worden ist, jeder Anhalt dafür, daß das Meer durch die Anhäufung der kontinentalen Sedimente verflacht und nach Norden zurückgedrängt worden ist.

[1]) C. Mordziol, Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. Deutsch. geolog. Gesellsch. 60, 1908. M. B. S. 270.

Im Gegenteil: Die Auflagerung der sogenannten »Liegenden Schichten«[1]) am Siebengebirge auf Unterdevon dort und entlang dem Rheintal bis Linz und ins Neuwieder Becken, die ohne eine Zwischenschaltung mittel- oder oberoligocäner Meeressedimente geschehen ist, zeigt, daß hier und daher wohl auch in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges die Entstehung der Braunkohlenformation nur die Fortdauer einer bereits länger anhaltenden Festlandszeit bedeutet. Wenn anderswo, im Sauerlande, in dem Fund von Cetaceenknochen in den Spalten des Massenkalkes[2]), die man am ehesten auf marines Oligocän beziehen kann, die Spuren einer Meeresablagerung auf dem heutigen Gebirge entdeckt worden sind, und wenn auf dem Kohlenkalk von Ratingen Septarienton ruht, so darf daraus nicht der Schluß auf eine allgemeine, oligocäne Meeresbedeckung des Schiefergebirges gezogen werden. Die Braunkohlenformation, die sich als eine schützende Decke über sie gelegt haben müßte, hätte sie uns dort erhalten, wo sie selbst nicht der Denudation zum Opfer gefallen ist.

Es ist daher naheliegend, aus der beschränkten Verbreitung des marinen Oberoligocäns zu schließen, daß die Niederrheinische Bucht damals bereits vorhanden war. In so allgemeiner Form ist das jedoch nicht richtig: Die oligocäne, flache Meeresküste mag zu einem Teile ungefähr mit den heutigen, auch damals schon tektonischen Rändern der Bucht zusammengefallen sein. Sie griff aber mancherorts darüber hinaus, während ihr vor allem die südliche Fortsetzung der Bucht ins Gebirge hinein, dem heutigen Rhein entlang, die man gern als den südlichsten Teil der Bucht betrachtet, nicht angehörte. Dieses Gebiet ist jedenfalls in seiner Anlage nicht vormiocän und besitzt tektonisch eine gewisse Selbständigkeit, während bei der eigentlichen Bucht die Anlage zwar vormiocän, die heutige

[1]) E. Kaiser, Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges, Verhdlg. Naturhist. Ver. Rheinlande, 54. Jahrg., Bonn 1897. — H. Laspeyres, Das Siebengebirge am Rhein, ebenda 1908.

[2]) H. Lotz, Über marines Tertiär im Sauerlande, Zeitschr. Deutsche Geolog. Gesellsch. 54, 1902. P. S. 14.

morphologische Form aber jung- und bis zu einem gewissen Grade nachmiocän ist.

Das marine Miocän.

Marine, miocäne Ablagerungen in Form des sogenannten Glimmertones, d. h. eines schwärzlichen, stark tonigen, glimmerreichen Sandes sind aus dem Niederrheinischen Tieflande seit langer Zeit von einer Reihe von Punkten bekannt[1]). Am Ostrande des Rheintales streichen sie zwischen Dingden und Bocholt in einer größeren Anzahl von Aufschlüssen unter einer nicht sehr mächtigen Decke von Schottern der diluvialen Hauptterrasse zu Tage aus. v. DECHEN[2]) gibt ferner eine reiche Fauna aus den gleichen, bei Geldern erbohrten Schichten an. Der Zusammenhang dieser miocänen Meeresablagerung mit den gleichartigen Schichten mehr im Nordosten und in den Niederlanden ist außer Zweifel. Der unterirdische Zusammenhang im Niederrheinischen Tieflande selbst dagegen ist erst durch neuere Bohrungen genügend aufgeklärt worden. Es ist hier durch die reiche Bohrtätigkeit auf Steinkohle und Salz in den Grabeneinbrüchen allgemein nachgewiesen worden, während es auf den Horsten vielfach der Abtragung zum Opfer gefallen ist. Seine Südgrenze wird etwa durch die Linie Rheinberg-Kamp-Geldern bezeichnet. Die Grenze springt dann aber weit nach Süden vor, denn jenseits der Maas ist es in den Bohrungen auf dem Peelhorst (Helenaveen, Kessel[3])) in typischer Ausbildung angetroffen worden. Andererseits ist es weit nach Nordosten zu verfolgen, da es in gleicher Facies aus den östlichen Niederlanden (Provinzen Drenthe, Oberyssel, Gelderland[4])) seit langem bekannt ist.

Bei der oft beklagten Bohrmethode ist es nicht möglich genaue Profile anzugeben.

---

[1]) v. DECHEN, Erläuterungen usw., S. 694 ff.

[2]) Ebenda, S. 695.

[3]) VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, a. a. O., S. 407.

[4]) W. C. H. STARING, De Bodem van Nederland. — VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, a. a. O.

Hinsichtlich der spezielleren stratigraphischen Stellung des Miocäns am Niederrhein vertritt der beste Kenner dieser Faunen, Herr v. KOENEN, den Standpunkt[1]), daß in den bekannt gewordenen Bohrungen ausschließlich mittleres Miocän vorliegt, eine Auffassung, die er uns gegenüber soeben noch bestätigt hat (siehe auch S. 301).

Bezeichnend ist die folgende Fossilliste, die er uns aus einer neueren Bohrung, Veen (Gegend von Xanten), in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt hat:

Murex inornatus BEYR.
Tiphys fistulosus BRCC.
Cancellaria Bellardii MICH.
» *varicosa* BRCC.
» *subangulosa* WOOD.
» sp.
Ficula reticulata L.
Fusus crispus BERS.
» *sexcostatus* BEYR.
Terebra Hoernesi BEYR.
» *acuminata* BERS.
» *forcolata* BEYR.
» *Beyrichi*? SEMPER
Nassa Facki v. K.
» *syltensis* BEYR.
» *holsatica* BEYR.
» sp.
Phos decussatus v. K.
Cassis bicoronata BEYR.
Columbella attenuata BEYR.
Ancillaria obsoleta BRCC.
» *glandiformis* LM.
Conus antediluvianus L.
Pleurotoma cf. *rotata* BRCC.

[1]) v. KOENEN, Sitzungsberichte der Gesellsch. z. Beförderung der ges. Naturw. zu Marburg, Nr. 8, 1871. — Neues Jahrbuch B. B. II. 1883, S. 223, 1886, I, S. 81.

Pleurotoma flexiplicata Nyst.
» *porrecta* Wood.
» cf. *denticula* Bast.
» sp.
Dolichotoma cataphracta B.
Pseudotoma sp.
Surcula semimarginata
» *interrupta* B.
Clavatula sp.
Drillia Hosii v. K.
» *festiva* Död.
Mangelia Römeri Phil.
» *Selenkae* v. K.
» *pannoides* v. K.
» sp.
» sp.
Voluta Bolli Koch
Natica Beyrichi v. K.
» *Beneckei* v. K.
» *helicina* Brcc.
Odontotoma sp.
Turbonilla sp.
» sp.
» sp.
Eulima lactea d'Orb.
» *subulata* Dn.
Niso sp.
Cerithium spina P.
Aporrhais alata Eichw.
Turritella subangulata Brcc.
Scalaria lamellosa Brcc.
Xenophora Deshayesi Mich.
Dentalium Dollfussi v. K.
» *entale* L.
» sp.

Gadila sp.
Ringicula auriculata Mém.
Cylichna sp.
» sp.
Bulla utriculus Brcc.
» *acuminata* Brg.
Pecten elegans Nyst.
» *Lamarcki* And.
» *Duwelzi* Nyst.
» sp.
» sp.
Nucula subglobosa Phil.
Leda pygmaea Münst.
» *Westendorpi* Nyst.
Yoldia laevigata Nyst.
Pectunculus sp.
Arca latesulcata N.
Limopsis auriculata Br.
» *anomala* Eichw.
Cardita chamaeformis Nyst.
Astarte radiata Nyst.
» sp.
Isocardia sp.
Lucina borealis L.
» sp.
Cyprina sp.
Cardium subturgidum N.
» *papillosum* Brcc.
» sp.
Cytherea multilamellosa Nyst.
» sp.
Saxicava arctica L.
Corbula gibba Ol.

Dazu kleine Korallen, Krebsscheren, Fischzähne und Otolithen.

Es liegt also eine Schichtlücke im unteren Miocän vor; das Meer ist gegen das Ende der Oligocänzeit weit nach Norden zurückgegangen, um zu mittelmiocäner Zeit wieder nach Süden zu transgredieren.

Ob über dem Mittelmiocän im Niederrheinischen Tieflande auch marines Obermiocän auftritt, möge vorläufig offen bleiben. Es ist keineswegs unwahrscheinlich, daß sich seine Schichten von den Niederlanden[1]) her wenigstens bis in den nordwestlichen Teil unseres Gebietes erstrecken.

Das kontinentale Miocän.

Die kontinentale Facies des Miocäns findet sich in großer Ausdehnung im südlichen Niederrheinischen Tieflande bis hinein ins Rheinische Schiefergebirge entwickelt und ist von hier als Braunkohlenformation bekannt. Als seiner Zeit hiervon die das Hangende bildenden Kieseloolithschichten[2]) als Pliocän abgetrennt wurden, wurde bereits der Vermutung Ausdruck gegeben, daß am Abhang der Eifel[3]) neben Miocän und typischem Pliocän auch eine Randfacies des letzteren verbreitet sei. A. Quaas und W. Wolff sind dieser Auffassung gefolgt[4]). Auch wurden bereits pliocäne Braunkohlen[5]) am Niederrhein nachgewiesen. Ganz neuerdings haben nun E. Holzapfel und G. Fliegel unabhängig von einander festgestellt, daß auch Braunkohle führende Schichten, die man bis jetzt unbedenklich zum Miocän rechnen konnte, nach ihrer petrographischen Beschaffenheit nur zur Kieseloolithstufe gestellt werden können. E. Holzapfel hat nämlich, nachdem seiner Zeit bereits die hangenden Schichten des Hauptbraunkohlenflözes des Lucherberges[6]) als typisches Pliocän bezeichnet worden waren, in einigen Bohrprofilen im Liegenden des Flözes die

[1]) Van Waterschoot van der Gracht, a. a. O., S. 408.

[2]) Siehe unten S. 107.

[3]) G. Fliegel, Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht, Jahrb. Geolog. Landesanst. 28, 1907, S. 22.

[4]) Erläuterungen zu Bl. Vettweiß und zu Bl. Euskirchen.

[5]) G. Fliegel, a. a. O., S. 102.

[6]) G. Fliegel, a. a. O., S. 113.

gleichen Quarzsande und -Kiese mit Kieseloolithen und anderen bezeichnenden Pliocängeröllen aufgefunden[1]). Aus zahlreichen Bohrprofilen der weiteren Umgebung des Lucherberges im Bereich des Blattes Düren hat er ferner ermittelt, daß diese Braunkohle führenden Kieseloolithschichten mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreichen, und daß ihnen die Flöze des Rurtales zum großen Teil angehören. Die Grenze gegen das Miocän im Liegenden ist dabei ganz ungewiß, da die Spülproben eine Abtrennung nicht möglich machten.

Andererseits hat G. FLIEGEL[2]) ähnliche Beobachtungen auf Grund der Bearbeitung der Bohrung Dürboslar (Blatt Linnich) veröffentlicht, die im Jahre 1909 im Auftrage des Braunkohlenbrikett-Syndikates in Cöln zur Ermittelung der genauen tertiären Schichtfolge bis aufs Steinkohlengebirge niedergebracht wurde, und die bei der sorgfältigen Probeentnahme das bei weitem beste, bisher bekannte, niederrheinische Tertiärprofil ergeben hat. Es folgen unter

	40 m	Diluvium
	16 »	Ton
	369 »	Mittelfeine bis grobe, graue Quarzsande mit untergeordneter Braunkohle
	65 »	Feiner, weißer miocäner Sand.
Das Liegende bilden	95 »	Oberoligocän
und	55 »	Mitteloligocän, so daß das Steinkohlengebirge in 640 m Tiefe erreicht ist.

Der graue Quarzsand ist durchgängig von eigentümlich scharfem Korn und unterscheidet sich schon im Habitus sichtlich von dem weißen, liegenden Sand. Er besteht meist aus wasserhellem Quarz und führt die bezeichnenden Gerölle der Kieseloolithstufe, während der liegende Sand jedenfalls zum Miocän gestellt werden muß. Die Proben sind nur durch Nachfall anfänglich etwas vermischt, die Grenze ist aber trotzdem deutlich. Die

[1]) Vortrag auf der Versammlung des Niederrheinischen geolog. Ver. Trier, 1910.

[2]) G. FLIEGEL und J. STOLLER, Jungtertiäre und altdiluviale, pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet, Jahrb. Geolog. Landesanst. Bd. 31, 1910, S. 230.

Kieseloolithschichten führen hier von 50,65—51,90 m, von 140 bis 155 m und von 296—299 m je ein Braunkohlenflöz.

Die miocänen Schichten treten, wie die Bohrung zeigt, im Rurtale gegenüber den Braunkohle führenden, pliocänen Schichten durchaus zurück. Da sie hier ausschließlich als Quarzsand ohne Feuersteingeröllagen entwickelt sind, ist ihre genauere Stellung innerhalb des Miocäns ungewiß. Wie das Miocän noch weiter im Westen, jenseits der Sandgewand und des Feldbisses, entwickelt ist, möchten wir vorläufig offen lassen. Bisher gelten die dort in der weiteren Umgebung von Herzogenrath bis weit nach Holländisch-Limburg[1]) hinein verbreiteten, weißen Quarzsande mit Feuersteingeröllagen und mit Braunkohlenflözen für Miocän. Da G. Fliegel aber bei Herzogenrath in diesen Sanden Linsen eines groben Sandes entdeckt hat, die neben überwiegenden Feuersteinsplittern zahlreiche Kieseloolithe führen, ist möglich, wie das auch E. Holzapfel meint, daß auch sie bereits trotz ihres im allgemeinen abweichenden petrographischen Charakters Pliocän sind. Weitere Beobachtungen über die Entwicklung dieser Schichten sind notwendig, um ihre stratigraphische Stellung endgültig zu klären, wie überhaupt die Abtrennung der pliocänen, Braunkohle führenden Schichten von der miocänen Braunkohlenformation am Niederrhein noch nicht endgültig durchgeführt werden konnte.

Die miocäne Braunkohlenformation[2]) ist typisch

---

[1]) W. C. Klein, Grundzüge der Geologie des Süd-Limburgischen Kohlengebietes, Berichte des Niederrheinischen geologischen Vereins, 1909, S. 74—77.

[2]) Von neuerer Literatur sei genannt: G. Fliegel, Das linksrheinische Vorgebirge, Zeitschr. Deutsche geolog. Gesellsch., Bd. 58, 1906, M. B. S. 291—304. — Derselbe, Die niederrheinische Braunkohlenformation, Handbuch für die deutsche Braunkohlenindustrie, Halle a. S., 1910, S. 97—112.

Derselbe, Die Tektonik der Niederrheinischen Bucht in ihrer Bedeutung für die Entwicklung der Braunkohlenformation, Vortrag Internationaler Kongreß für Bergbau usw. Düsseldorf 1910 (auch in Braunkohle, Heft 13 vom 24. 6. 1910).

Derselbe, Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Abhandlungen Geolog. Landesanstalt Berlin. N. F., Heft 61, 1910.

Erläuterungen geol. Karte von Preußen, Bl. Brühl (E. Kaiser), Bl. Kerpen, Frechen, Sechtem (G. Fliegel).

auschließlich in dem Gebiet östlich des Rurtalgrabens entwickelt, und es gehören ihr einerseits die ausgedehnten, kohleführenden Ablagerungen des Vorgebirges im Westen von Cöln, andererseits diejenigen rechts des Rheines am Abfall des Siebengebirges und am Ostrande der Niederrheinischen Bucht an. Die Ablagerungen beider Gebiete stehen in unmittelbarem Zusammenhang, da die Schichten unter dem Rheintal durchstreichen. In welcher Weise die Braunkohlenformation westlich vom Vorgebirge entwickelt ist, und wie sie sich in ihrer Ausbildung zu der im Rurtalgraben versenkten verhält, ist nur teilweise bekannt:

Am nördlichen Vorgebirge, nämlich dort, wo der Erftsprung sein Ende erreicht, und die Erft aus ihrer Nordwestrichtung in die nördliche bis nordöstliche umbiegt, läßt sich die Braunkohlenformation in dem Erkelenz-Grevenbroicher Schollengebiet nach Westen bis Erkelenz und bis auf den Horst von Brüggen verfolgen. Sie erreicht auf diese Weise den Rand des Rurtales und dehnt sich diesem entlang durch den Elmpter Wald vielleicht bis nach Heidhausen[1]) aus. In dem Schollengebiet selbst ist sie in ostwestlich und nordwestlich laufenden Streifen, auf den Spezialhorsten in mäßiger Tiefe kohleführend, vorhanden, während in den dazwischen liegenden, tiefen Gräben unter dem Diluvium jüngeres Miocän (Quarzsand) und meist auch Pliocän in unbekannter Mächtigkeit auftritt.

Auch für die weitere Verbreitung im Norden sind die tektonischen Verhältnisse entscheidend. Doch ist gleichzeitig zu berücksichtigen, daß wir uns hier bereits nahe der nördlichen Grenze der Braunkohlenformation befinden, und daß die Mächtigkeit daher allmählich abnimmt.

So wie sie auf einem Teile des Horstes von Brüggen fehlt, ist sie auch auf dem diesem parallelen Viersener Horst nicht entwickelt, der unter einer dünnen diluvialen Decke einen Sockel von marinem Oberoligocän besitzt.

[1]) Krusch und Wunstorf, Das Steinkohlengebiet nordöstlich der Rur usw. Glückauf 1907. — Es ist nicht unmöglich, daß das Vorkommen bei Heidhausen bereits jünger ist.

In dem trennenden Graben dürfte sie im Untergrunde wohl nicht überall fehlen; ihre Tiefenlage ist aber sicherlich von den zahlreichen, durchsetzenden Störungen abhängig und im allgemeinen nicht gering.

Das Gebiet zwischen Rur und Erft südlich vom Erkelenz-Grevenbroicher Schollengebiet bildet eine vielfach durch Brüche zerstückelte, breite Staffel zwischen dem Horst der Ville und dem tiefen Graben des Rurtales, die Rur-Erft-Scholle. Die Mächtigkeit der diluvialen und pliocänen Deckgebirgsschichten ist, wie die bisherigen Bohrungen sämtlich zeigen, groß; so sind die jungen Flußaufschüttungen bei Schneppenheim (Blatt Sechtem) mit 207 m nicht durchbohrt, bei Ahe (Bl. Frechen) betragen sie gegen 70 m und in einer Reihe anderer Bohrungen allgemein über 80 m[1]). Die Braunkohlenformation selbst ist bisher nur am Nordrande der Rur-Erft-Scholle in der Bohrung Nieder-Empt[1]) erreicht worden.

Östlich vom Viersener Horst dagegen ist sie wieder bekannt: Nahe seinem Randbruch ist sie in der Bohrung M.-Gladbach bereits im Bereich der Mittelterrasse des Rheines nachgewiesen. Die Bohrung[2]), die, ohne das Liegende der Formation erreicht zu haben, eingestellt worden ist, hat unter 21 m Diluvium das folgende Profil ergeben:

39,—	m	Weißer Quarzsand
1,25	»	Sand mit Feuersteingeröllen
33,75	»	Weißer Quarzsand
1,5	»	Braunkohle
0,5	»	Quarzsand
0,8	»	Braunkohle
0,2	»	Quarzsand
8,5	»	Braunkohle
6,75	»	Quarzsand .
2,75	»	Braunkohle
—	»	Quarzsand

[1]) G. Fliegel und J. Stoller, a. a. O. S. 229.

[2]) Bohrproben im Geologischen Landesmuseum (Bohrung der Buntweberei Peltzer und Droste).

Bei Helenabrunn (Ompert[1]), halbwegs zwischen M.-Gladbach und Viersen tritt in 17,5 m Tiefe hellgrauer Ton auf, 6,3—7 m mächtig, der in seinen untersten Schichten und auch nahe der Oberkante Sphärosiderit in Nieren von 16 cm Stärke enthält. Das Liegende besteht aus 4,7 m gelbem Sand, 0,7 m fettem, festen Ton, 3,2 m eisenschüssigem, braunen Sand. Es folgen nach der Tiefe zu als Liegendes der Braunkohlenformation überhaupt glaukonitische Schichten.

Der Ton hat s. Z. eine reiche Flora ergeben. A. Quaas bestätigt uns auf Grund seiner Kartierung, daß diese Schichten bereits Pliocän sind. Auch weiter nördlich, bei Crefeld[2]) treten wenig mächtige, bisher zum Miocän gestellte Tone mit Braunkohlen auf, die jedoch wahrscheinlich jünger als die Braunkohlenformation sind. Dasselbe gilt von dem Bohrloch Tönisberg[2]): Unter 9,4 m Diluvium folgen

1,57	m	Gelber Ton
5,97	»	Blauer Ton mit Braunkohle
3,67	»	Braunkohle
7,54	»	Blauer Ton mit Braunkohle
3,0—14,0	»	Blauer Ton mit Spuren von Braunkohle
5,02	»	Blauer »Mergel«
5,65	»	Grauer Sand
8,16	»	Grober Sand mit Geröllen
52,70	»	Grauer Sand mit Muschelschalen (= Oberoligocän).

Das von v. Dechen als nördlichster Punkte angegebene Braunkohlenvorkommen von Nieukerk, halbwegs zwischen Crefeld und Geldern, zeigt ein ganz uncharakteristisches Profil und dürfte ebensowenig hierher gehören.

Über die weitere Ausdehnung der Formation nach Osten zu, im engeren Rheintal, ist nichts bekannt. Ob die von Kloster Meer[3]) und von der Büdericher Spitze[3]), zwischen

[1]) v. Dechen, Erläuterungen, S. 640.
[2]) Ebenda, S. 640.
[3]) Ebenda, S. 639.

Neuß und Ürdingen bekannten Quarzite hierher zu rechnen und nicht vielmehr Geschiebe sind, ist bis jetzt sehr zweifelhaft, während von Neuß[1]) selbst bereits marines Oberoligocän bekannt ist, das ja auch am Ostrande der Niederrheinischen Bucht, südwärts mindestens bis zum Ellerbach, ansteht. Das nördlichste Vorkommen der Braunkohlenformation am östlichen Gebirgsrande liegt bei Vohwinkel[2]).

Es ist kaum zweifelhaft, daß die Grenze der Braunkohlenformation gegen das marine Oberoligocän so, wie wir sie heute sehen, keine ursprüngliche ist. Beide Formationen stoßen überwiegend an Verwerfungen an einander und nur ausnahmsweise ist ein Rest der Braunkohlenformation auf dem Oligocän erhalten geblieben.

Aus der geschilderten Verbreitung ergeben sich für das Verhältnis der Braunkohlenformation zum marinen Tertiär folgende Schlußfolgerungen:

Die Schichten der miocänen Braunkohlenformation bilden im nördlichen Teil des Gebietes das Hangende des marinen Oberoligocäns, wie in jüngster Zeit in einem Bahneinschnitt bei Dalheim ausgezeichnet zu beobachten war. Nicht minder geht dieses gegenseitige Altersverhältnis aus der Tektonik des Gebietes hervor: Wo beide Bildungen an einer Verwerfung aneinander stoßen, gehört die Braunkohlenformation der abgesunkenen Scholle an. So ist es bei München-Gladbach: Die oben angeführte Bohrung steht im Senkungsgebiet, während das Oberoligocän nur wenig westlich von ihr unter der Hauptterrasse beobachtet ist. Bei Wassenberg und Birgelen bildet dieses den Sockel des Wassenberger Spezialhorstes, der rings von Braunkohlenformation umgeben ist. Diese bleibt also

---

[1]) Siehe oben S. 83.

[2]) v. Dechen, Erläuterungen, S. 650. Waldschmidt, Dolinen im mitteldevonischen Kalk bei Elberfeld. Jahresber. des Naturwiss. Vereins in Elberfeld, 10. Heft, 1903.

jünger als Oberoligocän[1]), wenn auch die Beweiskraft der meist wenig klaren Profile des Rurtales, aus denen man bisher das miocäne Alter der Formation ableiten konnte, hinfällig geworden ist, da sich die Braunkohle führenden Schichten dieses Gebietes überwiegend als nicht zum Miocän gehörig erwiesen haben.

Sie ist Miocän, da sie vielfach, so z. B. auf der Ville, vom Unterpliocän überlagert wird. Sie etwa in ihrer Gesamtheit ins Pliocän zu stellen, verbietet sich von selbst, da sie am Abhang des Siebengebirges, bei Rott eine zweifellos aquitanische Fauna[2]) führt *(Anthracotherium breviceps)*, und da diese Schichten in ähnlicher petrographischer Entwicklung sich bis ins südliche Vorgebirge verfolgen lassen[3]).

Zwischen dem marinen Miocän und seiner kontinentalen Facies liegt bisher noch ein breiter Streifen, aus dem weder das eine noch das andere bekannt ist, so daß unmittelbare Beobachtungen über das Altersverhältnis beider nicht möglich sind. Die genauere stratigraphische Stellung als Untermiocän ergibt sich aber daraus, daß die Braunkohlenformation bei Rott die erwähnte Fauna führt, also eine Fauna mit aquitanischen Formen, die in anderen Gebieten sogar für ein oberoligocänes Alter beweisend ist. Die aus einer Bohrung Nieuwenhagen von v. Dechen zwischen marinem Miocän und marinem Oberoligocän angegebene Einschaltung der Braunkohlenformation hatte G.

[1]) Zusatz bei der Korrektur: Die Braunkohlenformation umfaßt, wenn wir die hangenden Quarzsande (siehe unten S. 100) dazurechnen, zweifellos die Schichten von der Oberkante unseres marinen Ober-Oligocäns bis ins Mittel-Miocän hinein. Dem ganz kürzlich von Dollfuss (Compte rendu somm. séanc. Soc. géol. France. Nr. 10, 2, I, 1910) gemachten Versuch, sie zum Oberoligocän zu stellen, kann daher nicht zugestimmt werden, zumal die aquitanische Säugerfauna von Rott unmittelbar an der Basis der Formation liegt.

[2]) Vergl. G. Steinmann, Über die Beziehungen zwischen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Berichte über die Versamml. des Niederrheinischen geolog. Ver. 1907, S. 17.

[3]) Vergl. die ausführlichen Angaben bei G. Fliegel, Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Abhandlungen Geolog. Landesanstalt Berlin. N. F., Heft 61, S. 30.

FLIEGEL[1]) bereits vor Jahren angezweifelt. Heute ist dieser Zweifel, da diese Schichtenfolge nirgends wieder angetroffen worden ist, allgemein[2]).

Dabei bleibt jedoch folgendes zu beachten: Das untermiocäne Alter ist durch die gemachten Angaben nur für die braunkohleführenden Schichten der Formation erwiesen, nicht aber für die sogenannten tertiären »Liegenden Schichten« von LASPEYRES und KAISER, die am Siebengebirge die Folge der kontinentalen Schichten einleiten.

Die in diesen über tonigen Schichten auftretenden quarzigen Schichten, Kiese, Sande und daraus hervorgegangene Sandsteine, Quarzite und Kieselkonglomerate sind die nördliche Fortsetzung der »Vallendarer Stufe« C. MORDZIOL's[3]), also vermutlich die Aufschüttung eines Flusses, über dessen Verlauf im heutigen Vorlande des Schiefergebirges wir noch so gut wie nichts wissen.

Schließt man sich den Vorstellungen von C. MORDZIOL an, daß die Vallendarer Schichten im Niederrheingebiet Ablagerungen im Unterlauf eines deltaartig verzweigten Stromes sind, dessen Mündungsgebiet im Norden der Niederrheinischen Bucht zu suchen ist, so muß ganz dahin gestellt bleiben, ob diese Flußablagerungen wirklich dem marinen Miocän entsprechen und nicht vielmehr den oberoligocänen Meeressanden, die wir ja bis in die südlichen Teile der Niederrheinischen Bucht kennen. Vielleicht spricht hierfür das, daß in diesen Meeressanden dann und wann Kiesbänder auftreten, die doch von einem Flusse stammen müssen, und daß z. B. in der Bohrung Dürboslar diese Kiese gerade die obersten Schichten der Meeressande bilden[4]). Es ist

---

[1]) G. FLIEGEL, Pliocäne Quarzschotter, a. a. O., S. 24 (»überlagert sein soll«).

[2]) A. BRIQUET, Sur les relations des sables à lignites du Rhin et des terrains tertiaires marins. Annal. de la Société géol. du Nord 35, Lille 1907, S. 206.

W. C. KLEIN, Grundzüge der Geologie des Südlimburgischen Kohlengebietes. Berichte des Niederrhein. Geolog. Vereins, 1909, S. 77.

[3]) C. MORDZIOL, Beitrag zur Gliederung und Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. Deutsche Geolog. Gesellsch. 60, 1909, M. B., S. 282.

[4]) siehe auch oben S. 82—84.

daher wahrscheinlich, daß, wenn auch das untermiocäne Alter der Braunkohlenformation unverändert feststeht, die tertiären liegenden Schichten von dieser losgelöst und als Oberoligocän angesehen werden müssen. Die ältesten vulkanischen Ausbrüche des Siebengebirges, auf die die ausgedehnten Trachyttuffablagerungen an der Grenze zwischen Liegenden und Hangenden Schichten zurückzuführen sind, fallen dann an die Grenze von Oligocän und Miocän.

Trotz dieser Formationsgrenze ist eine Einheitlichkeit der gesamten kontinentalen Ablagerungen nicht zu verkennen, die in ihrer Aufeinanderfolge einen allmählichen Wechsel der physischen Verhältnisse des Niederrheingebietes bezeichnen:

An der Basis der Liegenden Schichten treten in der Umgebung des Siebengebirges, wie wohl überhaupt am Gebirgsrande im Süden tonige Schichten auf, die als subaërisch entstandene und dann umgelagerte Verwitterungsprodukte des alten Gebirges, also als kontinentale Bildungen erscheinen.

Sie scheinen nur beschränkte Verbreitung zu haben, wenigstens greifen die höheren, quarzigen Schichten der liegenden Stufe über sie hinweg und sind noch im Vorgebirge nachgewiesen.

Auf diese Schichten, die oben bereits als Flußaufschüttung gekennzeichnet worden sind, folgt mit dem Beginn der Miocänzeit der Hauptbraunkohlenhorizont, dessen Schichten überwiegend aus Tonen, untergeordnet aus Sand und eingeschalteten Kohlenflözen bestehen. Die Flußaufschüttungen werden also abgelöst durch die Ablagerungen ausgedehnter, flacher Seen und zeitweise unter Wasser stehender, sumpfiger Niederungen, in denen die Wälder, die das Material der den Tonen eingeschalteten, überwiegend autochthonen Braunkohlenflöze lieferten, in tropischer Üppigkeit wuchsen.

Allmählich sanken die flachen Niederungen tiefer, die Vegetation wurde vernichtet und bei einer allgemeinen Wasserbe-

deckung wurden die ausgedehnten Hangenden Quarzsande, als jüngste Stufe der Formation gebildet. Die in ihnen auftretenden Lagen gerollter Feuersteine deuten auf bewegtes, flaches Wasser, der Mangel mariner Fossilien auf die nichtmarine Natur des Beckens hin, so daß man am ehesten an eine lagunenartige Entstehung dieser jüngsten Stufe denken kann[1]). Das eigentliche, stets nur lokale Vorkommen von vermutlich zusammengeschwemmten Braunkohlen in den Sanden in Form von Flözen und mehr oder minder großen Linsen deutet auf ähnliche Bildungsbedingungen hin.

Liegt die Grenze zwischen Oligocän und Miocän, wie oben angenommen wurde, unmittelbar an der Basis des Hauptbraunkohlenhorizontes, so stehen mit dem Wechsel der soeben beschriebenen Bildungsbedingungen der Braunkohlenformation die Oscillationen der Meeresküste in auffälliger Parallele und ursächlichem Zusammenhang:

Den Flußaufschüttungen der Vallendarer Stufe entsprechen, wie schon erwähnt, kiesige Einschwemmungen in den oberoligocänen Meeressanden; die Sümpfe, Seen und flachen Niederungen des Hauptbraunkohlenhorizontes mit seinen Tonen und Flözen entstehen, indem das Meer sich zur Untermiocänzeit hoch nach Norden zurückzieht. Das mit der Ablagerung der Hangenden Quarzsande verbundene Sinken des Landes hat notgedrungen ein erneutes Vordringen des Meeres zur Folge, das seinen Ausdruck in dem Auftreten mittelmiocäner, nicht untermiocäner Meeresssande südlich bis Geldern findet. Die Hangenden Quarzsande müssen daher aus dieser Erwägung heraus als Mittelmiocän angesprochen werden.

Diese Auffassung vom Alter der Niederrheinischen Braunkohlenformation läßt sich folgendermaßen darstellen:

---

[1]) Vergl. W. Wunstorf, Der tiefere Untergrund im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. Verhdlg. Naturhist. Ver. Rheinlande. 66, 1909, S. 357.

	Marine Ablagerungen im Niederrheingebiet	Kontinentale Ablagerungen
Mittel-Miocän	Glimmerton, südlich bis Geldern-Rheinberg	Quarzsande mit Feuersteingeröllagen
Unter-Miocän	—	Hauptbraunkohlenhorizont
Ober-Oligocän	Allgemein verbreitete Meeressande	Flußaufschüttungen der Vallendarer Stufe

Hinsichtlich der Verbreitung der beiden Stufen der Braunkohlenformation am Niederrhein sind die tektonischen Verhältnisse bestimmend; wie weit die hangenden Quarzsande ursprünglich nach Süden gereicht haben, läßt sich nicht mehr angeben. Frechen am Ostrande der Ville und Spich (Bl. Wahn) sind die südlichsten, bisher festgestellten Punkte.

Die Mächtigkeit der Formation schwankt sehr und ist in hohem Maße von der Tektonik abhängig. Vom Abhang des Siebengebirges gibt E. KAISER für den Hauptbraunkohlenhorizont als Maximum 64 m an, wobei das Liegende nicht erreicht zu sein scheint. Auf der Ville schwankt sie sehr, je nach der Mächtigkeit der Kohle. Auf Grube Friedrich Wilhelm Maximilian[1]), wo diese Schichten durchbohrt worden sind, ist der Ton im Hangenden 7—8 m, der im Liegenden mit Einschluß einer ganz untergeordneten Sandeinlagerung 38,5 m mächtig. 4,8 m Sand, die darunter folgen, gehören vielleicht auch noch dazu; die Mächtigkeit beträgt also je nach der Mächtigkeit des Flözes 86—103 m. Die Hangenden Quarzsande am Ostabhang der Ville dagegen sind bei Buschbell gegen 84 m mächtig[2]). Nach Norden geht die Mächtigkeit allmählich zurück.

Die Entwicklung der Braunkohle selbst wird in einer gleichzeitigen, besonderen Arbeit[3]) dargestellt, so daß nur der Unterschied im geologischen Auftreten der Kohle in den beiden Stufen hervorgehoben zu werden braucht: Am

[1]) G. FLIEGEL, Erläuterungen Bl. Kerpen, S. 8.
[2]) G. FLIEGEL, Erläuterungen Bl. Frechen, S. 15, 49.
[3]) G. FLIEGEL, Miocäne Braunkohlenformation, a. a. O.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Abhang des Siebengebirges ist eine größere Anzahl von Flözen, deren mächtigstes ausnahmsweise 8 m erreicht, auf der Ville ein einziges, dafür aber desto mächtigeres Flöz nachgewiesen. In beiden Gebieten sind die weithin anhaltenden Flöze meist Tonen eingelagert, jedoch sind die hangenden Tone auf der Ville meist der pliocänen und diluvialen Erosion zum Opfer gefallen. In den mittelmiocänen Quarzsanden dagegen sind die Kohlevorkommen unregelmäßig und weniger anhaltend. Sie erscheinen als mehr oder minder große Linsen innerhalb einer mächtigen Sandablagerung, fehlen meist aber ganz.

Was die Stellung unserer Braunkohlenformation zu den tertiären Ablagerungen anderer Gebiete betrifft, so ergibt sich aus der Zuteilung der Schichten zu den einzelnen Horizonten genügender Anhalt für einen Vergleich. Nur hinsichtlich des Verhältnisses zum Tertiär des Mainzer Beckens erweisen sich einige Bemerkungen als notwendig:

C. Mordziol ist kürzlich in einer eingehenden, dieser Frage gewidmeten Arbeit[1]) — nicht ohne Vorbehalt — von der bisher allgemein anerkannten Voraussetzung ausgegangen, daß die Liegenden Schichten des Siebengebirges zur Braunkohlenformation gehören; es scheint, als ob die Schwierigkeiten, die sich einem wirklich befriedigenden Vergleich der Schichten beider Gebiete für ihn wie für wohl alle bisherigen Autoren ergeben haben, vornehmlich in dieser Vereinigung der Liegenden Schichten mit der Braunkohlenformation begründet sind. Ist die oben vorgetragene, veränderte Auffassung richtig, so kann die Stellung der Cerithienschichten des Mainzer Beckens zum Oberoligocän, wie sie v. Koenen[2]) zuerst ausgesprochen hat, nicht

[1]) C. Mordziol, Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens usw. Verhandl. Naturhistor. Verein Rheinlande, 66. Jahrgang, 1909, S. 165. Vergl. auch v. Koenen, Über die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens. Zeitschr. Deutsche Geolog. Gesellsch. 62. 1910, M. B., S. 121.

[2]) v. Koenen, Über das norddeutsche und belgische Obere Oligocän und Miocän. N. J. 1886, I, S. 81.

vom Niederrhein her umgestoßen werden, da ja die Vallendarer Stufe dann selbst Oligocän ist.

Daß ein Vergleich der Stufen des niederrheinischen und des Mainzer Tertiärs wegen der faciellen Verschiedenheiten der betreffenden Schichten beider Gebiete nicht leicht durchzuführen ist, zeigt auch der von G. STEINMANN[1]) gemachte Versuch. Er stellt ein Vorkommen von Litorinellenkalk bei Metternich an der Mosel zur Braunkohlenformation, d. h. zu den Schichten, welche das Liegende der Braunkohle bilden, und sieht in dieser das Äquivalent des Litorinellenkalkes mit Einschluß des Corbicula- und Cerithienkalkes. Dieser Beweisführung, die von der Annahme ausgeht, daß auch die Tone, Sande und Kiese im Liegenden der Braunkohle Bildungen des kalkigen Litorinellenmeeres gewesen seien, können wir deshalb nicht beistimmen, weil die Glieder der Braunkohlenformation heute auf größte Tiefen, wo immer sie auch auftreten, kalkfrei sind. Eine Entkalkung unter dem Einfluß der Vegetation, die die Flöze geschaffen hat, kann unmöglich bis zu 38 m mächtige, meist plastische Tone, wie sie z. B. auf der Ville als Liegendes der Kohle auftreten, betroffen haben. Diese Tone, die demnach von Haus aus kalkfrei gewesen sein müssen, sind aber petrographisch durchaus identisch mit den Tonen im Liegenden der Braunkohle weiter im Süden, am Siebengebirge, und bis zur Ahr hin. Sie haben genetisch nichts zu tun mit einer nordwärts gerichteten Transgression des Mainzer Litorinellenmeeres.

Das Pliocän.

Die jüngste Stufe der Tertiärformation hat insofern für die Geologie des Niederrheingebietes besondere Bedeutung, als sie durch die Beschaffenheit und die Verbreitung ihrer Ablagerungen allmählich zum Diluvium und damit auch zur Gegenwart hinüberleitet. Die Basis des Pliocäns bildet nämlich eine bemerkenswerte Grenze im Niederrheingebiet, die vielleicht nicht

[1]) G. STEINMANN, Über die Beziehungen zwischen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Sitzungsberichte des Niederrhein. geolog. Ver. 1907, S. 12.

weniger wichtig ist, als die Scheide an der oberen Grenze der Formation gegen das Diluvium. Ist die letztere hervorgerufen durch den vollständigen Wechsel der physischen Verhältnisse der Erdoberfläche beim Vordringen des gewaltigen skandinavischen Inlandeises über ganz Nordeuropa westwärts bis ins Niederrheinische Tiefland hinein, so ist die scharfe Grenze an der Basis des Pliocäns eine unmittelbare Folge der großen tektonischen Bewegungen der Miocänzeit. Denn, wenn wir uns auch bisher noch kein zusammenhängendes Bild von der anderswo so intensiven miocänen Gebirgsbildung im Rheinischen Schiefergebirge machen können, so ist sie doch im Vorlande des Schiefergebirges in den großen Grabeneinbrüchen, mit denen die Entwicklung der Braunkohlenformation ursächlich zusammenhängt, nachgewiesen, andererseits verrät sie ihre Anwesenheit im Gebirge selbst durch die großartige vulkanische Tätigkeit, deren Spuren wir in der Eifel, dem Siebengebirge, dem Westerwalde in den zahlreichen miocänen, von den späteren, diluvialen leicht zu unterscheidenden Vulkankuppen, Eruptivdecken und Tuffablagerungen erblicken.

Es konnte nicht ausbleiben, wie das E. KAISER[1]) noch kürzlich hervorgehoben hat, daß infolge dieser tektonischen Bewegungen in dem fast völlig eingeebneten, morphologisch kaum gegliederten Rheinischen Schiefergebirge die Erosion einsetzte, und daß sich ein Flußnetz herauszubilden begann. In den Ablagerungen der unteren Pliocänzeit, die sich vom Mainzer Becken über das damals noch nicht herausgehobene Schiefergebirge[2])

[1]) E. KAISER, Die Entstehung des Rheintales. Vortrag auf der Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte. Cöln 1908.

[2]) E. KAISER, Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Jahrb. Geolog. Landesanstalt Berlin 1907, Bd. 28, S. 57. — C. MORDZIOL, Über einen Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. Sitzungsber. Niederrheinischer geol. Ver. 1907, S. 7. — Derselbe: Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Jahrb. Geol. Landesanstalt Berlin 1908, Bd. 29, S. 348. — Derselbe: Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. Deutsche Geolog. Gesellsch., Bd. 60, 1908, M. B. S. 270. — Derselbe: Ein Beweis für die Antecedenz des Rheindurchbruchtales. Zeitschr. Gesellsch. f. Erdkunde, 1910, Heft 2.

hinweg in einem breiten, heute vielfach unterbrochenen Streifen nordwärts zur Niederrheinischen Bucht hinziehen, erblicken wir das Bett eines Stromes, den wir als den Urrhein bezeichnen müssen. Und zu gleicher Zeit entstanden die ältesten Ablagerungen der Urmosel und der Urmaas[1]). In dem flachen Vorlande[2]) des Schiefergebirges aber gingen die fluviatilen Ablagerungen des Rheines und der Maas gewaltig in die Breite, so daß Flußablagerungen dieser Zeit auch hier in weiten Flächen auftreten. Das Pliocän ist also für das Niederrheingebiet eine Periode fluviatiler Tätigkeit. An seiner Basis scheidet sich hier von dem vorangegangenen Miocän mit seinen teils marinen, teils terrestrischen Bildungen eine jüngere Festlandszeit, deren Bildungen durch das Diluvium hindurch bis zur Gegenwart ganz überwiegend aus Flußaufschüttungen bestehen, während das Meer seit dieser Zeit dauernd außerhalb des deutschen Niederrheingebietes hoch im Norden und Nordwesten, in Holland, England und Belgien geblieben ist.

Das fluviatile Pliocän der Niederrheinischen Bucht, dessen Ausbildung fast ausschließlich durch geologische Kartierung bekannt geworden ist, soll im folgenden nur in seinen Hauptzügen dargestellt werden, da es gerade in den angeführten Arbeiten der letzten Jahre eingehend geschildert worden ist:

Die Ablagerungen bestehen, wie die meisten Flußaufschüttungen, überwiegend aus Kies und Sand; untergeordnet tritt Ton und Braunkohle auf. Diese Bildungen sind in ihrer Ablagerung sichtlich von den Strömungs- und Gefällverhältnissen sowie von der Wassermenge des transportierenden Flusses abhängig gewesen; denn sie verteilen sich in ziemlich regelloser Weise.

---

[1]) Vergl. besonders G. Fliegel, Eine angebliche, alte Mündung der Maas bei Bonn. — Zeitschr. Deutsch. Geolog. Gesellsch. 59, 1907, M. B. S. 256.

[2]) G. Fliegel, Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. Jahrb. Geolog. Landesanstalt Berlin 1907, Bd. 28, S. 72—131. — Derselbe: Eine angebliche Mündung der Maas bei Bonn, a. a. O. — Erläuterungen der Blätter der geologischen Karte von Preußen. Lieferung 142 und 144. — G. Fliegel und J. Stoller, Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen am Niederrhein. Jahrb. Geol. L.-A. Berlin 1910, Bd. 31, I, S. 224.

Immerhin ist unverkennbar, daß im südlichen Teile der Niederrheinischen Bucht von der Wurzel des Vorgebirges bei Meckenheim und Flerzheim ab nordwärts bis nach Weilerswist, ebenso am Ostrande der Niederrheinischen Bucht, am Gebirgsabhang des Bergischen Landes in der Umgebung der Wahner Heide, überwiegend grober Kies auftritt. Er fehlt auch mehr im Norden und Nordwesten keineswegs, tritt hier aber gegenüber den sandigen Schichten mehr zurück. Die Transportkraft des von Süden kommenden Flusses nahm nach Norden zu ab.

Auffällig in der Verteilung der verschiedenen Sedimente ist ferner, daß Ton im Hangenden des Kieses und Sandes erscheint; doch fehlt er auch nicht als verschiedenmächtige und verschiedenausgedehnte Einlagerung.

Dem Sande eigentümlich ist ein scharfes bis splittriges, meist grobes Korn, so daß er in vielen Aufschlüssen schon hierdurch von älteren, miocänen und jüngeren, diluvialen Sanden zu unterscheiden ist. Außerdem ist er stets wohlgeschichtet, indem meist Kreuzschichtung herrscht; es wechseln gern dünne Bänke reineren Sandes mit tonigen Sandschichten ab, während zugleich hier und da dünne Kiesstreifen und kleine Kieslinsen eingeschaltet sind. Es äußert sich eben auch hierin die wechselnde Stromstärke des fließenden Wassers.

Was dem rheinischen Pliocän seinen besonderen Charakter gibt, ist die petrographische Zusammensetzung der Kiese, die in der gleichen Weise auch in den Sanden vorhanden, hier aber vielfach wegen der Kleinkörnigkeit nicht erkennbar ist: Es sind Quarzschotter, die ganz überwiegend aus Kieselgesteinen bestehen, d. h. aus Geröllen von Gangquarz, Kieselschiefer, Lydit, Hornstein, Achat, Feuerstein und dergl.; Gangquarze herrschen bei weitem vor und geben dem Ganzen eine weiße Farbe. Leichter verwitternde, »bunte« Gerölle lokaler Herkunft, Grauwacken, Sandstein, Basalt usw. treten durchaus zurück. Unter den kieseligen Gesteinen sind besonders auffällig verkieselte Kalkoolithe, sogenannte »Kieseloolithe«, glänzend schwarze Lydite und die zahlreichen Bruchstücke von verkieselten Versteinerungen. Interessant ist die Herkunft dieser Gesteine insofern,

als sie offenbar auf zwei verschiedenen Wegen, einerseits durch Mosel und Rhein, andererseits durch die Maas ins Niederrheingebiet gelangt sind. Die Versteinerungen weisen nämlich auf das ostfranzösische Juragebiet, und zwar auf dessen jüngere Stufen als Ursprungsland hin, wobei freilich noch offen bleiben muß, wieviel weiter die jurassischen Schichten damals das Schiefergebirge bezw. die Ardennen überdeckt haben mögen als heute. Der Ursprung aus jenem Gebiet ist aber dadurch sicher gestellt, daß die pliocänen Quarzschotter an Mosel und Maas bereits weit flußaufwärts verfolgt sind und dort überall die bezeichnenden Gerölle führen.

Da diese Gesteine und besonders die Kieseloolithe sich im Rheingebiet als Leitgesteine des fluviatilen Unterpliocäns erwiesen haben, hat man es auch als »Kieseloolithstufe« bezeichnet.

Die Verbreitung der Kieseloolithstufe ist bisher erst in der Niederrheinischen Bucht genauer, weiter nördlich dagegen nur lückenhaft bekannt. Sie fällt, soweit wir bisher wissen, mit der Niederrheinischen Bucht auffällig zusammen, denn ihre Schichten stehen in erheblicher Ausdehnung rechts des Rheines am Gebirgsrande, wie auch links, am Nordabfall der Eifel, an. In dem weiten dazwischen liegenden Gebiet liegen ausgezeichnete Aufschlüsse in einem großen Teil der Braunkohlentagebaue der Ville in den Deckgebirgsschichten vor. Nach Norden und nach Nordwesten zu kennen wir sie bis Erkelenz und München-Gladbach und weiterhin bis an den Rand des Nierstales, südlich von Goch.

Schon die Aufschlüsse auf dem Vorgebirge zeigen, daß die Kieseloolithstufe in diesem Gebiet nicht überall unter dem Diluvium vorhanden ist. Wenn wir zur Erklärung auch vielleicht annehmen können, daß der pliocäne Fluß hier und da eine Insel umflossen hat, und daß es demnach Stellen geben mag, an denen kein Sediment abgelagert worden ist, so ist das Fehlen der Stufe doch im allgemeinen auf die Wirkung der Flußerosion zu diluvialer Zeit zurückzuführen. Da der Rhein bei Beginn der Diluvialzeit schon nicht mehr eine weite, aus pliocänen Aufschüttun-

gen bestehende Kies- und Sandebene vorfand, vielmehr ein durch tektonische Schollenbewegungen der Oberpliocänzeit verändertes Relief, so sind die Kieseloolithschichten vielfach in den Grabeneinbrüchen erhalten geblieben, während sie auf den Horsten zu diluvialer, vielleicht auch schon zu jungpliocäner Zeit abgetragen wurden. Die heutige Verbreitung der Stufe gibt daher wichtige Fingerzeige zur Deutung des tektonischen Baues des tieferen Untergrundes, ein wissenschaftliches Hilfsmittel, das sich Herr VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT bei den Bohrungen der Staatlichen Niederländischen Bohrverwaltung im Maastale und auf dem Peelhorst mit großem Erfolge zu Nutze gemacht hat[1]).

Die ursprüngliche Mächtigkeit der Stufe anzugeben ist nicht leicht, da fast überall Flußablagerungen des Diluviums das Hangende bilden, und daher stets der Verdacht einer teilweisen Abtragung vorliegt. Da auf der Ville die Grenze von Diluvium und Pliocän durchaus scharf ist, und sichtlich keine erhebliche Aufnahme von pliocänem Material ins Diluvium stattgefunden hat, scheint hier die ungefähre ursprüngliche Mächtigkeit erhalten zu sein. Sie beträgt bei Weilerswist z. B. rund 9 m. Andererseits wächst sie weiter im Westen, und zwar im Rurtal und im Tale der Maas so an, daß daraus auf ein tieferes Einsinken dieser Gräben zu pliocäner Zeit geschlossen werden muß: Aufschüttung und Absinken hielten gleichen Schritt. Zwei Zahlen werden das beweisen: Das Pliocän der Bohrung Dürboslar (Blatt Linnich) reicht von 40—425 m, ist also 385 m mächtig[2]). Ebenso ist das Pliocän im Rurtal in der Gegend des Lucherberges nach HOLZAPFEL[3]) mehrere 100 m mächtig, ohne daß die Grenze gegen das Miocän im Liegenden nach den Bohrprofilen genau anzugeben wäre. Im unteren Rurtal, wohin sich das rheinische Pliocän

---

[1]) P. TESCH, Der niederländische Boden u. die Ablagerungen des Rheines u. der Maas aus der jüngeren Tertiär- u. der älteren Diluvialzeit. Mitteil. No. 1, Staatl. Bohrverw. Niederl.

[2]) Vergl. oben S. 91.

[3]) E. HOLZAPFEL, Vortrag auf der Versammlung des Niederrheinischen geologischen Vereins, Trier, 1910.

fortsetzt, ist es in der Bohrung Vlodrop[1]) nicht nur zufolge späterer Schollenbewegungen von 189 m Diluvium bedeckt, sondern erreicht selbst eine Mächtigkeit von 371 m. Bei einer solchen Mächtigkeit ist es nicht von der Hand zu weisen, daß diese Schichten solche der jüngeren Pliocänzeit mit umfassen[2]), indem die Auffüllung des tektonischen Rurtales zu der Zeit noch anhielt, als anderswo die Aufschüttung bereits durch eine Periode der Flußerosion abgelöst wurde.

Die Art der Sedimentation in diesem Gebiet ist mit der Bildung eines Deltas zu vergleichen, zumal das Meer in jener Zeit im Norden und Nordwesten gelegen hat. Leider ist über eine Wechsellagerung dieser Flußbildungen mit Schichten des marinen Pliocäns noch nichts bekannt.

Die Auflagerung der Kieseloolithschichten auf marines, mittleres Pliocän ist keine allgemeine Erscheinung, vielmehr, wie es scheint, auf den Nordwesten beschränkt, während die Kieseloolithschichten mehr im Südosten auf älteren Tertiärschichten ruhen[3]). Sie umfassen allem Anschein nach in einem Teile des Gebietes das ältere bezw. ganze Pliocän, während im Nordwesten das ältere Pliocän in mariner Facies verbreitet ist.

Talaufwärts begleiten die Kieseloolithschichten die Maas in Form hochgelegener Terrassen in ähnlicher Weise, wie es im Durchbruchstal des Rheines zu beobachten ist. Wenn es auch schwierig ist, die Stratigraphie dieser alten Flußterrassen ohne eine geologische Kartierung aufzuklären, so hat G. FLIEGEL doch bei seinen Übersichtsbegehungen in diesem Gebiet das Vorhandensein der Kieseloolithstufe nachgewiesen[4]). Der Auffassung des Herrn BRIQUET[5]), daß diese Flußauf-

[1]) P. TESCH, a. a. O.

[2]) Vergl. hierzu auch G. FLIEGEL in G. FLIEGEL und J. STOLLER, a. a. O.

[3]) P. TESCH, a. a. O. — VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, The deeper geology of the Netherlands, Haag 1909. — G. FLIEGEL in G. FLIEGEL und J. STOLLER, a. a. O. — Vergl. auch H. STAINIER, La géologie du Nord-Est du Limbourg d'après de récents sondages. Bull. Soc. belge. de géol. 1907.

[4]) G. FLIEGEL, Eine angebliche, alte Mündung der Maas, a. a. O.

[5]) A. BRIQUET, Les gisements d' oolithe silicifié de la région de la Meuse. Annales de la Société géologique du Nord, Lille 36, 1907, S. 203.

schüttungen wesentlich jünger als die Kieseloolithstufe und erst aus ihrer Aufarbeitung hervorgegangen seien, vermögen wir deshalb nicht beizustimmen, weil auch am Rhein die Kieseloolithschichten flußaufwärts mannigfacher zusammengesetzt sind als im Vorlande des Gebirges. Auch wäre auffällig, wenn ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen am Rhein dort auf dem Gebirge die Kieseloolithstufe völlig abgetragen worden wäre.

Die gewaltige, ostwestliche Ausdehnung der Kieseloolithstufe wird man sich am besten in derselben Weise erklären, wie das für die ähnlich ausgedehnten Aufschüttungen des älteren Diluviums des Niederrheingebietes heut fast allgemein anerkannt wird, als einen riesenhaften Schuttkegel, den die in zahlreiche Arme gespaltenen und an kein Ufer gebundenen Wassermassen allmählich in dem flachen Vorlande zwischen Gebirge und Küste aufschütteten.

Für die Erkenntnis der tektonischen Vorgänge sowohl, wie für die Entstehungsgeschichte des Rheintales ist die genaue Altersstellung der Kieseloolithstufe von Bedeutung. Ihr unterpliocänes Alter im Bereich der Niederrheinischen Bucht wird nicht mehr bestritten werden, seit die reiche Flora, die nicht nur auf ein mediterranes Klima hinweist, sondern sogar Anklänge an miocäne Floren zeigt, von J. STOLLER[1]) bearbeitet worden ist.

Er gibt folgende Arten an:

Taxodium distichum L. (*pliocenicum* KINK.)
Populus latior AL. BRAUN
» *attenuata* AL. BRAUN
» *glandulifera* HEER
» cf. *melanaria* HEER
Fagus ferruginea AIT. *fossilis* NATHORST
» cf. *silvatica* L.
Castanea cf. *vesca* GAERTN.
Carpinus grandis UNGER
Ulmus pyramidalis GÖPP.

[1]) J. STOLLER in G. FLIEGEL und J. STOLLER, a. a. O.

Planera cf. *Ungeri* Ettingsh.
Benzoin antiquum Heer
Ficus cf. *tiliaefolia* Al. Braun
Liquidambar europaeum Al. Braun
Zyzyphus integrifolius Heer
Cinnamomum Rossmaeleri Heer
» *Scheuchzeri* Heer
» *lanceolatum* Ung.
» *Buchi* Heer
» cf. *Buchi* Heer.

Ferner: *Salix* sp.
Quercus sp.
Juglans sp.
Fraxinus sp.
Laurus sp.
Betula sp.
Alnus sp.
Pinus sp.

Nicht minder wichtig ist der Nachweis des Zusammenhanges der Kieseloolithschichten mit den Dinotheriensanden des Mainzer Beckens durch C. Mordziol[1]).

Ablagerungen der Oberpliocänzeit (die Durchführung einer weitergehenden Gliederung des Pliocäns, wie in Belgien, ist bei derartigen Flußaufschüttungen wohl kaum möglich) haben sich bisher nicht als solche abtrennen lassen, sind aber im Nordwesten nach den Angaben auf Seite 108 vorhanden. Auch im Rurtalgraben, wo die Stufe außerordentliche Mächtigkeit erreicht, dürften sie umsoweniger fehlen, als die bekannt gewordenen Floren ausschließlich aus den unteren Schichten der Stufe stammen.

[1]) C. Mordziol, Über einen Zusammenhang usw., a. a. O.

Das Diluvium.

Von G. Fliegel.

Das Diluvium ist für das Niederrheingebiet eine Festlandszeit und so, wie auch schon die Pliocänzeit, durchaus beherrscht von der aufschüttenden sowohl, wie von der abtragenden Tätigkeit der Flüsse. Dazu tritt als ein zweiter charakteristischer Umstand der Einfluß der Eiszeit, die sich jedoch, soweit wir bisher wissen, nur während einer verhältnismäßig kurzen Phase in dem Vordringen des skandinavischen Inlandeises ins Niederrheinische Tiefland unmittelbar äußert. Desto ausgedehnter ist die mittelbare Einwirkung, denn, wie es scheint, stehen die wechselnden Zeiten der Aufschüttung des Rheines und der Talvertiefung mit den verschiedenen Phasen der Eiszeit nicht nur in zeitlichem, sondern bis zu einem gewissen Grade auch in ursächlichem Zusammenhang. Dabei ist dieser Einfluß der Eiszeit im wahren Sinne des Wortes aus zwei Richtungen gekommen: Einerseits lag während der Diluvialzeit das Inlandeis wiederholentlich, wenn nicht im Niederrheinischen Tieflande selbst, so doch in dessen Randgebiet; seine Schmelzwässer mischten sich mit dem von Süden kommenden Strom; sie hemmten zeitweise, ebenso wie das Inlandeis selbst, den bis dahin ungehinderten Abfluß; kurz, das Inlandeis wirkte in verschiedener Weise auf die Talbildung ein.

Andererseits wissen wir, daß der Rhein bereits seit dem Beginn der Pliocänzeit seinen Weg von Süden her über das heutige Rheinische Schiefergebirge hinweg nach Norden nahm[1]). Wir dürfen auch als sicher annehmen (worüber gerade Untersuchungen der letzten Jahre größere Klarheit gebracht haben), daß der Abfluß des Oberrheingebietes bei Beginn des Diluviums nördlich gerichtet war, wie ja auch die Gletscher der Südvogesen in derselben Zeit ihre Wässer bereits durch die Mosel nach Nor-

[1]) Die Literatur hierüber findet sich bei C. Mordziol, Ein Beweis für die Antecedenz des Rheindurchbruchtals, Zeitschr. Gesellsch. f. Erdkunde. 1910, Heft 2.

den sandten. Der Lauf des Flusses und die Ausbildung seines Tales wurde daher durch die wechselnden Vergletscherungen der Alpen und die sie trennenden Zwischeneiszeiten beeinflußt. Denn ein so gründlicher Wechsel der physischen Verhältnisse eines Gebietes, wie er sich in einer Vereisung und einer Zwischeneiszeit ausdrückt, muß notgedrungen einen Einfluß auf die Wasser- und Geröllführung eines Stromes und damit auf den Mechanismus der Talbildung ausüben.

Die Grenze des Diluviums gegen das Pliocän ist gerade im Niederrheingebiet heiß umstritten. Die Meinungsverschiedenheiten knüpfen sich an gewisse Schichten, welche am Rande des Maastales, östlich von Venlo über Tegelen und Belfeld, im Liegenden der »Hauptterrasse« anstehen. P. TESCH[1]) hat noch neuerdings die historische Entwicklung der Frage nach dem Alter dieser Tone von Tegelen geschildert, die von E. DUBOIS auf Grund paläntologischer Funde aus diesen Schichten zum Pliocän gestellt, von LORIÉ mit ebenso großer Entschiedenheit als diluvial angesprochen werden. Wegen aller Einzelheiten und der gesamten Literatur verweise ich auf die angeführte Arbeit.

Aus der sonstigen geologischen Literatur über das Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes geht vor allem hervor, daß die geologische Forschung in diesem ganzen, ausgedehnten Gebiet eigentlich erst wenige Jahre alt ist. Ich werde im folgenden die Entwicklung unserer Kenntnis vom niederrheinischen Diluvium kurz darzustellen suchen, beschränke mich aber auf die wichtigsten Arbeiten und auf solche, welche das deutsche Niederrheingebiet unmittelbar betreffen:

Da ist es zunächst vielleicht berechtigt, darauf hinzuweisen, daß v. DECHEN[2]) in seinen sonst so inhaltsreichen Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen das Diluvium und besonders das des Nieder-

[1]) P. TESCH, Der niederländische Boden und die Ablagerungen des Rheines und der Maas aus der jüngeren Tertiär- und der älteren Diluvialzeit. Mitteilungen der Staatlichen Bohrverwaltung in den Niederlanden. Nr. 1. 1908.

[2]) v. DECHEN, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz usw., 1884, S. 710 ff.

rheinischen Tieflandes nur sehr kurz behandelt. Er beschränkt sich auf die Unterscheidung von Alluvium und Diluvium, wobei er den ersten Begriff auf alle in den Tälern auftretenden Terrassen ausdehnt; er beschreibt aus seinem Diluvium eine größere Anzahl von Aufschlüssen in den hoch gelegenen Schottern, weist auf das Auftreten großer Geschiebe südlichen Ursprungs in diesen Kiesen bis weit nach Norden hin, beschäftigt sich ausführlicher mit dem Löß und seiner Fauna, gibt auch schon in den Hauptzügen die Südgrenze der Verbreitung der nordischen Geschiebe an; aber vergeblich sucht man nach Angaben über die Gliederung und die Entstehung aller dieser Bildungen. »Es wird noch viele Arbeit erfordern«, schreibt er, »diese Verhältnisse für das vorliegende Gebiet aufzuklären, da erst in neuerer und neuester Zeit sich die Beobachtung demselben zugewandt hat.«

Hinsichtlich dieser Arbeiten der nachfolgenden Zeit, die sich ausschließlich mit dem Durchbruchstale des Rheines durch das Schiefergebirge und mit dem Südzipfel der Niederrheinischen Bucht bei Bonn beschäftigen, verweise ich auf die Literaturangaben bei J. Fenten[1]). Nur soweit sie auch für das Niederrheinische Tiefland von unmittelbarer Bedeutung sind, soll das Wichtigste hier hervorgehoben werden:

Noch im Jahre 1901 begnügte sich H. Laspeyres[2]) in der Umgebung des Siebengebirges mit der Unterscheidung von Plateau- und Gehängediluvium. In dem ersteren (unserer Hauptterrasse) sieht er ein großes Delta, das sich von der Ahrmündung aus mit rasch zunehmender Breite nach Norden vorgeschoben habe, und zu dem auch die Nebenflüsse, Ahr und Sieg, reichliches Bildungsmaterial geliefert hätten. Der Löß ist nach ihm der einheitliche Absatz des zu einem See aufgestauten Rheines, und zwar aus der Zeit, wo die diluviale Talbildung bereits vollendet war. Eine Eisbarre von 240 m Höhe (der höchste

[1]) J. Fenten, Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein. Verhdlg. Naturhist. Ver. Rheinlande, 65. Jahrgang 1908. Bonn 1909. S. 163.

[2]) H. Laspeyres, Das Siebengebirge am Rhein. Verhdlg. Naturhist. Ver. Rheinlande, 57. Jahrgang. 1900. S. 119.

Punkt, von dem LASPEYRES ursprünglichen Löß kannte) habe hierzu genügt; er stellt sie sich mit THOMAS BELT als eine aus Nordeuropa bis zur Mündung der Seine westwärts reichende Eisbarriere vor.

Einen wesentlichen Fortschritt bezeichnet demgegenüber die Gliederung des Rheindiluviums, die E. KAISER[1]) in einem Vortrage auf dem deutschen Geographentage in Cöln im Jahre 1903 veröffentlicht hat. Er gliedert das Flußdiluvium des engeren Rheintales, ähnlich wie vor ihm schon LORIÉ (siehe unten, S. 118), jedoch von diesem unabhängig, in drei Terrassen, die er als Haupt-, Mittel- und Niederterrasse bezeichnet; er betont dabei, daß sich im engeren Rheintal vielfach mehrere Mittelterrassen unterscheiden lassen. Zum ersten Male wird hier die Bedeutung des Lösses, dessen Entstehung zwischen die Aufschüttung der tiefsten Mittelterrasse und der Niederterrasse fällt, für die Gliederung des niederrheinischen Diluviums betont. Auch bringt E. KAISER, wenn auch nur für ein beschränktes Gebiet, Angaben über das Gefälle der diluvialen Terrassen und zeigt, daß sie flußabwärts konvergieren; ob das ein allgemeines Gesetz in der Entwicklung des Rheintales ist, läßt er offen.

Ein Bericht über meine geologischen Aufnahmen in den Jahren 1903 und 1904 auf den Blättern Sechtem und Erp beschreibt das Auftreten von Schottern lokalen Ursprunges am Eifelrande — ebenso wie W. WOLFF und A. FUCHS[2]) — und stimmt in der Gliederung des Diluviums des Rheintales mit E. KAISER überein. Nur habe ich statt der mißverständlichen, weil zum Teil am Oberrhein in stratigraphischem Sinne gebrauchten Terrassenbezeichnungen, »Haupt-, Mittel- und Niederterrasse« den indiffe-

[1]) E. KAISER, Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken u. Bonn-Cölner Bucht. Verhdlg. XIV. Deutschen Geographentag zu Cöln 1903.

[2]) G. FLIEGEL, Zur Kenntnis von Tertiär und Diluvium zwischen Niederrhein und Erft. Jahrb. Geolog. Landesanstalt Berlin 1904, 25, S. 553. A. FUCHS, Zur Kenntnis von Devon, Trias, Tertiär und Quartär am Nordrande des niederrheinischen Schiefergebirges. Ebenda, S. 543. W. WOLFF, Zur Kenntnis von Tertiär und Diluvium am Niederrhein. Ebenda, S. 550.

renteren Ausdruck »obere, mittlere, untere« Terrasse gewählt. Die breiten Talböden der Nebenflüsse des Rheines, z. B. der Erft, werden hier zum ersten Male als das Äquivalent der Niederterrasse angesprochen.

Die Karten der Geologischen Landesanstalt, von denen im Laufe der folgenden Jahre eine Anzahl von Blättern der südlichsten Niederrheinischen Bucht erschienen sind[1]), zeigen die Gliederung in Haupt-, Mittel- und Niederterrasse. Dabei ist die Niederterrasse mit der grünen Farbe des Talsandes des Norddeutschen Flachlandes dargestellt, und für sie die stratigraphische Signatur »∂« gewählt worden; sie wird also als das Äquivalent der letzten Eiszeit aufgefaßt.

Einen neuen Gesichtspunkt bringt STEINMANN[2]), indem er auf Grund seiner Erfahrungen am Oberrhein den Löß in zwei Lößstufen, den sogenannten Älteren und Jüngeren Löß scheidet. Da der erstere nur bis herab auf eine der älteren Mittelterrassen KAISER's vorkomme, bezeichnet er diese als Hochterrasse im Sinne der oberrheinischen Geologen und parallelisiert als der erste die Terrassen beider Gebiete mit einander. Das Äquivalent des Älteren Deckenschotters fehlt ihm. Er betrachtet daher die Kieseloolithschichten als dieses Äquivalent, wozu er eine gewisse Berechtigung insofern haben konnte, als E. KAISER das pliocäne Alter damals als nicht zuverlässig erwiesen ansprach.

Da die Unterscheidung der älteren und jüngeren Lößstufe am Rodderberg durch STEINMANN nicht ganz einwandfrei erscheint, sind sodann die Beobachtungen von H. RAUFF[3]) in der weiteren Umgebung des Rodderberges wichtig geworden. Die Existenz verschiedenaltriger Lößbildungen am Niederrhein ist

---

[1]) Lieferung 142 und 144.

[2]) G. STEINMANN, Über das Diluvium am Rodderberge. Sitzungsberichte der Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn 1906, S. 21; Über Älteren Löß im Niederrheingebiet. Zeitschr. d. Deutschen Geolog. Gesellsch., Bd. 59, 1907, M. B. S. 5.

[3]) H. RAUFF, Älterer Löß am Niederrhein. Verhdlg. Naturhist. Ver. Rheinlande, 65. Jahrg., Bonn 1908, S. 143.

damit erwiesen, freilich noch nicht, ob nicht der Ältere Löß beträchtlich unter die Hochterrasse STEINMANN's herabreicht; denn gerade das ist nach den Beobachtungen RAUFF's vorläufig zweifelhaft; ebenso kann daher auch zweifelhaft sein, ob diese ältere Lößstufe stratigraphisch ident ist mit der des Oberrheins.

Diese Fragen finden auch durch J. FENTEN[1]), der es sich zur Aufgabe gemacht hatte, die STEINMANN'schen Beobachtungen im engeren Rheintale zwischen Bingen und Bonn auf ihre allgemeinere Gültigkeit zu prüfen, noch keine befriedigende Beantwortung[2]).

Eine für die Geschichte des Rheintales wichtige Einzelbeobachtung hat A. STEUER[3]) veröffentlicht: das Vorkommen von Radiolariten aus alpinem Tithon in den hochgelegenen Rheinschottern von Trechtinghausen und in der Hauptterrasse von Linz. Es geht daraus hervor, daß der Rhein bereits in altdiluvialer Zeit vom Alpenvorlande her über das heutige Schiefergebirge nach Norden floß.

Die Versuche, das Diluvium am Niederrhein paläontologisch zu gliedern, haben bisher zu keinem befriedigenden Ergebnis geführt. Daß hierfür die Zeit noch nicht gekommen ist, hebt L. M. R. RUTTEN mit Recht in seiner wertvollen Arbeit über »Die diluvialen Säugetiere der Niederlande«[4]) hervor.

All diese Veröffentlichungen sind von Bedeutung für das Studium des Diluviums im Niederrheinischen Tieflande, besonders, so weit sie die Grundlage für die Terrassengliederung weiter im Norden bilden. Wichtig sind aber hier vor allen Dingen die-

---

[1]) a. a. O.

[2]) Siehe unten S. 158.

[3]) A. STEUER, Über das Vorkommen von Radiolarienhornsteinen in den Diluvialterrassen des Rheintals. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. großherz. Landesanstalt zu Darmstadt, 1906.

Vergl. hierzu auch: Berichte über die Versammlungen des Niederrhein. geolog. Verein, 1909, S. 1—2.

[4]) Dissertation, Utrecht 1909.

jenigen Arbeiten, die sich mit dem Tieflande selbst beschäftigen[1]):

Die Zusammensetzung und den Ursprung der hochgelegenen Plateaukiese behandelt zunächst eine Arbeit von E. HOLZAPFEL[2]). Er betrachtet sie als Ablagerungen einer Meeresbucht, in die der Rhein bei Bonn, die Maas unterhalb Lüttich gemündet habe, eine Auffassung, die an die v. DECHEN's anklingt, daß der Rhein unterhalb der Ahrmündung jede Beziehung zu einem Fluß verliere und nur mit der Küstenbildung eines nahen Meeres verglichen werden könne. HOLZAPFEL weist ferner darauf hin, daß seine »Rhein-Maas-Kiese« (d. h. die Hauptterrasse) nach Westen in das »Campinien« der belgischen Geologen übergehen, und zeigt, daß am Nordrande des Gebirges über diesen Schottern vielfach ein Kies lokaler Zusammensetzung liegt, wie das oben schon von dem Gebirgsrande mehr im Osten erwähnt wurde.

In einem gewissen Gegensatz hierzu stehen die interessanten Untersuchungen von E. KURTZ[3]) aus den letzten Jahren. Nach ihm sind in einem weiten Gebiet im Westen die alten Diluvialschotter der Maas etwas älter, als die der rheinischen Hauptterrasse, von der sie überlagert werden, der Rhein habe also erst allmählich seinen Lauf nach Westen verschoben.

Die Gliederung des Diluviums steht im Vordergrunde bei J. LORIÉ[4]), der im Jahre 1902 den ersten von einer Karte begleiteten Versuch veröffentlicht hat, das fluviatile Diluvium im Tieflande links des Rheines morphologisch zu gliedern. Er unterscheidet dabei drei, der KAISER'schen Haupt-, Mittel- und

---

[1]) Es liegt ganz außerhalb des Rahmens dieses Aufsatzes, auf die umfangreiche Literatur über das Diluvium der Niederlande einzugehen, wie ich auch aus der deutschen Literatur nur einige Hauptarbeiten heraushebe, um die Entwicklung unserer Kenntnis in großen Zügen darzustellen.

[2]) E. HOLZAPFEL, Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. Jahrb. Geol. Landesanstalt 1903, Bd. 24, Berlin 1905, S. 483.

[3]) E. KURTZ, Beziehungen zwischen Rur, Maas u. Rhein zur Diluvialzeit. Gymnasialprogramm, Düren 1909. — Das Mündungsgebiet des Rheines und der Maas zur Diluvialzeit. Düren 1910.

[4]) J. LORIÉ, Le Rhin et le glacier scandinave quaternaire. Bull. Soc. belge d. géolog. XVI, 1902, Mém., S. 129.

Niederterrasse entsprechende diluviale Terrassen, deren Verbreitung er darstellt. Auf den Löß und dessen Stellung im Diluvialprofil geht er jedoch nicht ein. Er deutet zugleich die eigentümlichen, wesentlich aus aufgepreßten Kies- und Sandschichten der Hauptterrasse bestehenden Höhenrücken im Rheintal und besonders an dessen Westrand, von Crefeld ab nordwärts bis Cleve und Nimwegen, als eine gegen das Ende der Hauptterrassenzeit entstandene, durch den Druck des Inlandeises erzeugte Endmoräne. Ein zweiter, im Jahre 1908 erschienener Aufsatz[1]) desselben Verfassers über die Terrassenentwicklung rechts des Rheines ist als die Fortsetzung dieser Arbeit zu betrachten.

Der erstgenannte der beiden Aufsätze bedeutet einen außerordentlich wichtigen Fortschritt in der geologischen Erkenntnis des Niederrheinischen Tieflandes. Er behält seine Bedeutung, auch wenn sich zeigt, daß die Abgrenzung der Terrassen z. B. bei einem Vergleich mit dem Übersichtskärtchen auf Tafel I nicht überall der Wirklichkeit entspricht, und wenn sich auch LORIÉ's Auffassung von der Altersgleichheit der Hauptterrasse und der Eiszeit, die die Clever Endmoräne geschaffen hat — eine Auffassung, der auch ich mich, solange ich das betr. Gebiet nicht selbst kannte, anschließen mußte —, nicht halten läßt.

Ich erwähne dann weiter die Arbeit von STÜRTZ »Das Rheindiluvium talwärts von Bingerbrück«[2]). Der Verfasser bezeichnet sie selbst als eine Skizze. Sie ist weniger dem Nachweis der Gesetzmäßigkeit in der Entwicklung des niederrheinischen Diluviums gewidmet, vielmehr werden eine Menge von Beobachtungen aus dem ganzen Gebiet lose aneinandergereiht. Da gerade die wichtigen Arbeiten der neueren Zeit dem Verfasser bei seinen Begehungen noch nicht vorlagen, der Druck aber später erfolgt ist, war der Aufsatz bereits bei seinem Erscheinen überholt. Ein Versuch, die Terrassen im Niederrheinischen Tieflande zu glie-

[1]) J. LORIÉ, De Terrassen lags den rechten Rijnoever, beneden het Zevengebergte. Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijkskundig Genotschap, 1908, S. 253.

[2]) Verhandlungen Naturhist. Verein Rheinlande. 64. Jahrgang, 1907, S. 1.

dern, wird nicht gemacht. Verfasser wäre sicherlich auch in dieser Hinsicht zu unmöglichen Ergebnissen gekommen, da er die Höhenrücken der Clever Gegend und nördlich von Emmerich als eine »Hochterrasse« ansieht. Er hat sich von dem Vorhandensein der Staumoräne nicht überzeugen können, meint sogar, trotz der großen Zahl von Aufschlüssen in dieser Gegend, daß das Diluvium nicht gestört sei.

Zu abgeschlosseneren Ergebnissen gelangt aber neuerdings A. BRIQUET[1]) in einem Aufsatz, der wesentlich das Resultat von Kartenstudien ist: Hinsichtlich der Gliederung und Verbreitung der Terrassen schließt er sich eng an LORIÉ an. Die von diesem ohne weitergehende Schlußfolgerungen beschriebene Staumoräne rekonstruiert er zu einer großartigen, das heutige, damals nach seiner Ansicht noch nicht vorhandene Rheintal mehrfach querenden Endmoräne, deren Entstehung etwas jünger oder allenfalls gleich alt mit der Mittelterrasse und damit mit der Riß- (Haupt-) Eiszeit sein soll. Wir werden später sehen, daß diese Anschauungen des Verfassers, in denen ich nach ihrer Begründung nur Vermutungen sehen kann, nur zum Teil richtig sind.

Eine ganz neuerdings über das hier in Frage stehende Gebiet erschienene Arbeit, in der man von vornherein reiches Beobachtungsmaterial erwarten sollte, — Entwässerungsplan für das Gebiet des linken Niederrheins. Homberg, 1910 — wird man nicht ohne Enttäuschung aus der Hand legen. Eine einigermaßen klare Vorstellung über die Entstehung der lockeren Aufschüttungen des Niederrheinischen Tieflandes scheint der Verfasser des geologischen Teiles nicht gehabt zu haben. Die benutzte Literatur besteht ausschließlich aus J. FENTEN, Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein und H. BOSCHHEIDGEN, Urstromtäler am Niederrhein (Crefeld 1904). Diese letzteren, die gar nicht existieren, spielen dementsprechend in der Darstellung eine bedeutende Rolle.

[1]) A. BRIQUET, La vallée de la Meuse en aval de Sittard. Bull. Soc. belge de géologie pp., XXII, 1908, P. V., S. 366.

Meine eigenen Anschauungen über die Diluvialgeologie des Niederrheinischen Tieflandes finden sich in Kürze, aber doch in den Hauptzügen in dem Auszug[1]) eines Vortrages niedergelegt, den ich auf der Versammlung des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande in Crefeld am 3. Juni 1909 gehalten habe.

Das südliche Diluvium.

Als südliches Diluvium bezeichne ich im Gegensatz zu den glazialen Bildungen nordischer Herkunft die Gesamtheit der Flußaufschüttungen im Niederrheinischen Tieflande.

Sie gliedern sich zwanglos, wie das aus dem Rheindurchbruchstale und aus der südlichen Niederrheinischen Bucht allgemein bekannt, fürs nördliche Niederrheinische Tiefland durch Lorié dargestellt ist, in eine Anzahl von Terrassen, die ebensoviele, durch langanhaltende Zeiten der Talvertiefung getrennte Perioden überwiegender Talaufschüttung bezeichnen. Naturgemäß sind die höchstgelegenen Schotter die älteste Aufschüttung, während die jüngeren Terrassen als Reste ehemaliger Talböden in tieferem Niveau an den Talhängen zu beobachten sind, bis herab zum heutigen Talboden, dem sogenannten Alluvium, das die Talsohle einnimmt.

Der Älteste Diluvial-Schotter.

In scheinbarem Gegensatz zu diesem allgemeinen Gesetz der Talbildung liegen im nördlichen Niederrheinischen Tieflande die ältesten, bisher kaum bekannten diluvialen Flußaufschüttungen im Untergrunde unter jüngeren Aufschüttungen, besonders unter denen der später zu besprechenden Hauptterrasse begraben. Sie sind daher bisher nur dort beobachtet worden, wo der steile Rand eines Tales einen tieferen Einblick in die liegenden Schichten der Hauptterrasse gestattet, oder auch in Bohrungen, bei denen die Probeentnahme genügend sorgfältig war:

---

[1]) G. Fliegel, Rheindiluvium und Inlandeis. Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinlande für 1909, S. 327—341.

E. DUBOIS[1]) hat vor einigen Jahren vom östlichen Rande des Maastales ein solches Bohrprofil veröffentlicht, wonach hier, bei Tegelen, eine Tonablagerung von etwa 7 m Mächtigkeit das »Diluvium rhénan«, unsere Hauptterrasse, von einem älteren, nicht weniger mächtigen Schotter trennt. Dieser liegende Kies, der aus Geröllen von Milchquarz, grauem, grünlichem und rötlichem Quarzit, Grauwacke, Feuerstein und Lydit besteht und Gerölle von mehr als 10 cm Länge enthält, unterscheidet sich nach DUBOIS nicht von dem Kies im Hangenden. Es ist ein Rhein-Maaskies.

Daß dieser Schotter als diluvial betrachtet werden muß, nicht als Pliocän, wie DUBOIS auf Grund der Fauna und Flora des Tones von Tegelen wollte, ist kürzlich[2]) eingehend begründet worden.

Allgemeinere stratigraphische Bedeutung erhält die bei Tegelen festgestellte Schichtfolge durch meine Beobachtungen während der beiden letzten Jahre, die es wahrscheinlich machen, daß hier zwei im Niederrheinischen Tieflande weit verbreitete Horizonte, der Ton von Tegelen und ein »Ältester Diluvialschotter« vorliegen:

Im Liegenden der zu einer Staumoräne aufgepreßten Hauptterrasse des Wylerberges zwischen Cleve und Nimwegen treten ebenfalls echte Rhein-Maaskiese auf, von der Hauptterrasse wiederum durch eine mächtige Tonablagerung getrennt. Während hier ein bunter, von der Hauptterrasse wenig verschiedener Kies im Liegenden ansteht (er führt überwiegend Maas- und vereinzelte Rheingerölle), erscheint westlich von Cleve, bei Donsbrüggen, dort, wo die Clever Erdmoräne steil zum Rheintale abfällt, in mehreren Aufschlüssen ein eigentümlich grober Sand und kiesiger Sand, den ich ebenfalls hierher zu stellen geneigt

---

[1]) E. DUBOIS, La pluralité des périodes glaciaires dans les dépôts pleistocènes et pliocènes des Pays-Bas. Archives du Musée Teylor, Sér. II, Vol. X, 1906. S. 174—177.

[2]) G. FLIEGEL und J. STOLLER, Jungtertiäre und altdiluviale, pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. a. a. O.

bin. Es ist eine petrographisch von dem bunten Kies der Hauptterrasse auf den ersten Blick verschiedene Ablagerung; sie besteht fast nur aus wasserhellem und milchigem Quarz sowie anderen Kieselgesteinen. Dabei führt sie in ziemlicher Häufigkeit Gerölle von rotem Feldspat. Sie kann also nur diluvial, nicht pliocän sein, und dies umso eher, als die bekannten Leitgesteine der pliocänen Kieseloolithstufe, wie mir scheint, völlig fehlen.

Leider sind die Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiet intensiver Schichtenstauchung unklar. Ebenso stehen in der Ebene, die sich zwischen dasRheinalluvium und die Cleve-Nimwegener Endmoräne von Donsbrüggen bis über Kranenburg hinaus einschiebt, feine, weiße Quarzsande an, von denen ich vermute, daß sie ebenfalls hierher gehören. Wenn diese Ebene auch von Herrn BRIQUET[1]) für die Niederterrasse des Rheines gehalten wird, so kann ich darin doch nichts anderes als die durch Flußerosion freigelegten Schichten im Liegenden der Hauptterrasse[2]) erblicken, zumal sie nach dem Gehänge zu sehr rasch ansteigt.

In der Karte auf Tafel I habe ich eine kleine, sich nur wenig über den Talboden erhebende Fläche als Niederterrasse dargestellt, obwohl auch sie wohl nur eine vom Ältesten Diluvialschotter gebildete Erosionsterrasse aus der Zeit unmittelbar vor Aufschüttung der Niederterrasse ist.

Dieselben kiesigen Quarzsande wie bei Donsbrüggen treten auch rechts des Rheines, wiederum mit Geröllen von rotem Feldspat, bei Elten am Abhang des Hocheltener Berges, am Fuße der dortigen Endmoräne, also unter den gleichen Lagerungsverhältnissen wie bei Cleve auf.

Andererseits läßt sich eine ältere Kiesaufschüttung von Tegelen aus südwärts am Rande des Maas- und Rurtales verfolgen. W. WUNSTORF hat einen ausgezeichneten Aufschluß bei Hückelhoven (Blatt Erkelenz) in solchem Kies, der hier wiederum von

---

[1]) a. a. O.

[2]) Diese Auffassung hat soeben eine Bohrung der Geologischen Landesanstalt bei Nütterden bestätigt.

der Hauptterrasse durch eine Tonablagerung getrennt ist, beobachtet (siehe Abbildung 4, Seite 131).

Aber nicht nur nahe dem Maastale, sondern auch mehr im Osten scheint dieser älteste diluviale Kies vorhanden zu sein und sogar allgemeinere Verbreitung zu haben. Wenigstens trennt in der Gegend westlich und südwestlich von Mörs eine voraussichtlich ebenfalls der Stufe von Tegelen angehörige Ton- und Feinsandablagerung einen liegenden Kies von der in inselartigen Resten aus dem Tale herausragenden Hauptterrasse, wie ich das teilweise selbst beobachtet, zum Teil auch einer soeben erschienenen Veröffentlichung von Herrn P. G. Krause[1]) entnehme. Am Egelsberg, nördlich von Crefeld, liegt die Hauptterrasse in auffälliger Diskordanz über einem älteren Kies, der vielleicht ebenfalls hierher zu stellen ist. Da die trennende Ton- und Feinsandbildung schon westlich von Mörs sehr an Mächtigkeit im Vergleich zu den Aufschlüssen von Tegelen und Wylerberg abgenommen hat, wäre es nur natürlich, wenn noch mehr im Süden dieses trennende Mittel fehlt, und die beiden Schotter einander diskordant überlagern.

Das Liegende und damit die Mächtigkeit des »Ältesten Diluvialschotters« ist nicht bekannt. Bei Tegelen folgt eine ziemlich mächtige, tonig-sandige Ablagerung und darunter gröberer Sand, Schichten, deren stratigraphische Zugehörigkeit zum Diluvium oder Pliocän nach den vorliegenden Angaben nicht ohne weiteres klar ist. Auch scheint in diesem Gebiet die Mächtigkeit und petrographische Entwicklung — wohl im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen — starken, unvermittelten Schwankungen unterworfen zu sein. Am Wylerberg beträgt sie 12 m, ohne daß das Liegende erreicht ist. Daß die Grenze gegen das Pliocän im Maastal unscharf ist, dürfte sich daraus erklären, daß hier im Ältesten Diluvialschotter vermutlich aufgearbeitetes Pliocän enthalten ist.

---

[1]) P. G. Krause, Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins. Jahrb. Geol. Landesanstalt für 1909, Bd. XXX, T. II, Berlin 1910, S. 91.

Über die weitere Verbreitung der ältesten Kiese nach Süden zu ist nichts bekannt, trotzdem gerade der größte Teil der Niederrheinischen Bucht geologisch bereits kartiert ist. Wir werden später sehen, daß die Stufe hier mit der Hauptterrasse, mit der sie ja flußaufwärts konvergiert, in einem Niveau liegt, und daher jedenfalls auf große Strecken der Erosion in der Zeit bei und vor Aufschüttung dieser Terrasse zum Opfer gefallen ist.

Die Tegelen Stufe.

Die Abtrennung des Ältesten Diluvialschotters von der Hauptterrasse wird durch die Schichten der Tegelen-Stufe ermöglicht: Diese bestehen bei Tegelen selbst aus Ton, daneben aus Sand und tonigem Sand, ebenso, wenn meine Vermutung, daß die Tone weiter im Süden großenteils hierher gehören, zutrifft, in der Gegend von Brüggen und Niederkrüchten, bei Hückelhoven und noch weiter im Südosten bei Dürboslar (Blatt Linnich). Bei letzterem Ort stellte ich in der bereits genannten Bohrung unter

5,8 m Löß,
29,2 m Kies und Sand der Hauptterrasse,
2,1 m kalkigen Ton,
1,95 m Torf,
1,10 m kalkigen Ton

zusammen 5,15 m, sehr wahrscheinlich zur Tegelen-Stufe gehörige Schichten fest. Das Liegende besteht nicht aus diluvialem Kies, sondern unvermittelt aus kalkfreiem, pliocänem Ton. Soweit bei Tegelen Sand auftritt, charakterisiert er sich durch das Fehlen jeder Kreuzschichtung als ein echter Beckensand.

Am Wylerberg tritt neben Ton kalkiger Feinsand und kalkiger, feiner Sand auf; ebensolche Schichten beobachtete ich in der Umgebung von Cleve und Xanten, wie sie auch Herr P. G. KRAUSE in den genannten Aufschlüssen westlich von Mörs mehrfach beobachtet hat.

Charakteristisch für die Sedimente der Stufe ist ihr Kalk-

gehalt, der zwar oberflächlich fortgeführt, in der Tiefe aber wohl meist vorhanden ist.

Die Gleichaltrigkeit der Tone von Tegelen und vom Wylerberg drückt sich auch in der übereinstimmenden, auf ein interglaziales Alter hinweisenden Flora aus, worüber J. Stoller[1]) nähere Angaben veröffentlicht hat. So wie ich am Wylerberg Bruchstücke von Schnecken in diesen Schichten gefunden habe, hat P. G. Krause (a. a. O.) am Rayerberg, Dachsberg, Gulixburg und Örmter Berg in der weiteren Umgebung von Mörs eine Fauna gesammelt und kürzlich beschrieben; er spricht sich gleichfalls für das interglaziale Alter der Ablagerung aus, weil nichts in der Fauna auf ein kälteres Klima, als wir es heut haben, hindeute.

E. Wüst hat aus von mir bei Tönisberg (Bl. Nieukerk), also noch erheblich südlich von den Fundpunkten bei Mörs, gesammeltem Material folgende Fauna freundlichst bestimmt:

Unio sp.,
Pisidium (*Fluminina*) *amnicum* Müller,
» (*Fossarina*) sp.,
Helix (*Trichia*) sp.
Clausilia sp.
Succinea sp.
} je ein kleines Fragment,
Vivipara ? *diluviana* Kunth sp.,
Bithynia tentaculata L.,
Valvata (*Cincinna*) *naticina* Mke.,
» » *antiqua* Sow.,
Arvicoliden-Zähne.

Über den Charakter der Fauna macht er dabei die folgenden Angaben, die sich in ihrem Ergebnis mit der Auffassung P. G. Krause's decken:

»Von den gefundenen Arten ist *Valvata naticina* Mke. von großem Interesse. Diese Art kommt lebend im Rheingebiet nicht vor. Sie gehört heute den mittleren Breiten des östlichen Europa an; die südlichsten Fundorte liegen im Donau-

[1]) G. Fliegel u. J. Stoller, a. a. O.

gebiete, die nördlichsten, welche ich angegeben finde, sind Livland und Moskau, doch scheinen gerade diese beiden Angaben etwas zweifelhaft zu sein. Nach Westen verbreitet sich *Valvata naticina* MKE. in der Donau bis in die Gegend von Regensburg, in Norddeutschland bis in das Odergebiet. Fossil ist die Art bereits in einer ganzen Anzahl von Interglazialablagerungen Deutschlands (und auch Englands) gefunden worden. Es ist sicher, daß diese Fundschichten verschiedenen Interglazialzeiten angehören, denn es kommt beispielsweise *Valvata naticina* MKE. sowohl in der Berliner Paludinenbank wie in den südwestdeutschen Ablagerungen der sogenannten Mosbacher Stufe vor. In letzterer ist die Art verbreitet und häufig. Aus dem Vorkommen der *Valvata naticina* MKE. geht mit Sicherheit hervor, daß die Fundschicht nicht unter eiszeitlichen Klimaverhältnissen gebildet worden ist; das Vorkommen deutet auf etwas kontinentaleres Klima als das heutige hin«.

Für die Stratigraphie des Diluviums bedeutsam ist abgesehen hiervon vor allem die Tatsache, daß die Tegelenstufe, soweit man bisher übersehen kann, nicht eine Einlagerung in der Hauptterrasse ist, wie Herr P. G. KRAUSE anzunehmen scheint, sondern eine zwei selbständige, zeitlich weit auseinanderliegende Aufschüttungen trennende Bildung. Zu dieser Auffassung führt vor allem der Kalkgehalt der Stufe. Denn wäre das Ganze eine einheitliche, nur durch die wechselnde Korngröße gegliederte Bildung, so könnte heute nicht das Hangende und Liegende kalkfrei, die zwischengeschaltete Tegelenstufe kalkig sein. Der Unterschied in der Kalkführung scheint ursprünglich und damit jede der drei Bildungen stratigraphisch selbständig zu sein.

Die Verbreitung der Tegelenstufe und der ältesten Kiese ist, wie aus den gemachten Angaben hervorgeht, bisher erst unvollkommen bekannt. Aus den Niederlanden liegen Versuche die flächenförmig auftretenden Plateaukiese der Hauptterrasse zu gliedern, nur insofern vor, als LORIÉ[1]) in dem stellenweise

[1]) J. LORIÉ, La stratigraphie des argiles de la Campine belge et du Limbourg néerlandais. Bull. Soc. belge de géol., 22, 1907, S. 531 und zahlreiche andere Arbeiten desselben Autors.

wiederholt auftretenden Wechsel feiner und grober Sedimente ohne weiteres die einander ablösenden Ablagerungen von Eis- und Zwischeneiszeiten sieht. Es sollen demnach im Liegenden der Hauptterrasse noch die Schichten zweier Zwischeneiszeiten und zweier Eiszeiten folgen, was mir nicht genügend begründet erscheint. Aus Bohrungen des diluvialen Rheindeltas hat er wahrscheinlich gemacht, daß hier weit verbreitet zwei grobe Ablagerungen getrennt durch eine feine, aus feinem Sand, Torf und Ton bestehende vorhanden sind. — Mir scheint es, als ob sich in den Niederlanden tatsächlich eine weitere, mit der unseren übereinstimmende Gliederung wird ermöglichen lassen, und zwar durch denselben pflanzen- und schneckenführenden Tonhorizont der Tegelenstufe. Da es hier zu weit führen würde, auf die niederländischen Verhältnisse näher einzugehen, weise ich nur auf die Tatsache hin, daß unter der »Hochterrasse« des Herikerberges bezw. bei Neede, (östlich der Yssel) kalkige Tone mit einer Flora und Fauna interglazialen Charakters auftreten. Nach RUTTEN[1]) wurde hier gefunden:

Elephas antiquus FALC.,
» *primigenius* BLUMENBACH,
Rhinoceros Merckii JÄGER,
Cervus elaphus L.,
Paludina diluviana KUNTH.

Ich kenne dieses Vorkommen bisher nicht aus eigener Anschauung. Nach den Literaturangaben erscheint es wahrscheinlich, daß dieses Interglazial mit der Tegelenstufe ident ist; jedenfalls möchte ich auf die Richtung, in der sich hier weitere Untersuchungen bewegen müßten, hingewiesen haben.

Nach alle dem tritt also im Niederrheingebiet, begraben unter der Hauptterrasse, ein Ältester Diluvialschotter auf, von ihm getrennt durch ein Interglazial.

Die Hauptterrasse.

Die Hauptterrasse selbst ist ungleich leichter zu ver-

[1]) a. a. O. S. 106. Hier auch Literaturangaben über die Vorkommen.

folgen. Sie ist schon seit lange als höchstgelegene und daher scheinbar älteste diluviale Rheinaufschüttung aus der südlichen Niederrheinischen Bucht bekannt, auch in ihrer weiten, ostwestlichen Ausdehnung, die dem Gebirgsabfall entlang in das Flußgebiet der Maas hinüberreicht, und diese sogar überschreitet, anderweitig wiederholt geschildert worden.

Für die Entstehung dieser nach Norden immer mehr an Breite zunehmenden Aufschüttung kommt ebenso wie bei den pliocänen Kieseloolithschichten nur die Annahme eines überaus flachen Schuttkegels in Betracht, den der Rhein und die Maas in dem flachen Vorlande des Gebirges bis zur Meeresküste hin deshalb aufschütteten, weil die aus dem Gebirge heraustretenden Gewässer wegen der geringeren Neigung des Talbodens ihre Transportkraft zum Teil verloren, ihr Bett ständig selbst zuschütteten und dieses, in zahlreiche Arme geteilt, immer wieder seitwärts verlegten.

Ein gleichzeitiges Sinken des Vorlandes braucht für die Entstehung des Schuttkegels wohl kaum herangezogen zu werden, denn die Kiesaufschüttung der Hauptterrasse ist im allgemeinen keineswegs so mächtig, wie man vielfach geneigt ist, anzunehmen: Auf der Ville, westlich von Cöln, beträgt sie in weiten Flächen nur 6—12 m. Ebenso scheint sie am ganzen Ostrande des Rheintales nicht stärker zu sein. Im Westen, bei Tegelen beträgt sie nur 7 m. Es kann also keine allgemeine, säkulare Senkung des Niederrheingebietes, eine positive Strandverschiebung für die Bildung dieses Schuttkegels verantwortlich gemacht worden. Vielmehr sind die großen Mächtigkeiten, die sich stellenweise finden (im Erfttal z. B. bis zu 70 m), auf lokale Grabeneinbrüche beschränkt, in denen dann die Aufschüttung mit der Senkung gleichen Schritt hielt.

Die Hauptterrasse besitzt den Charakter einer Hochfläche, die nur durch die oft zu beträchtlicher Tiefe in sie eingeschnittenen Täler gegliedert wird. Ist ihre Mächtigkeit, wie erwähnt, durch gleichzeitige Schollenbewegungen örtlich beeinflußt, so ist ihre heutige Höhenlage (abgesehen von dem Gefälle, das sie

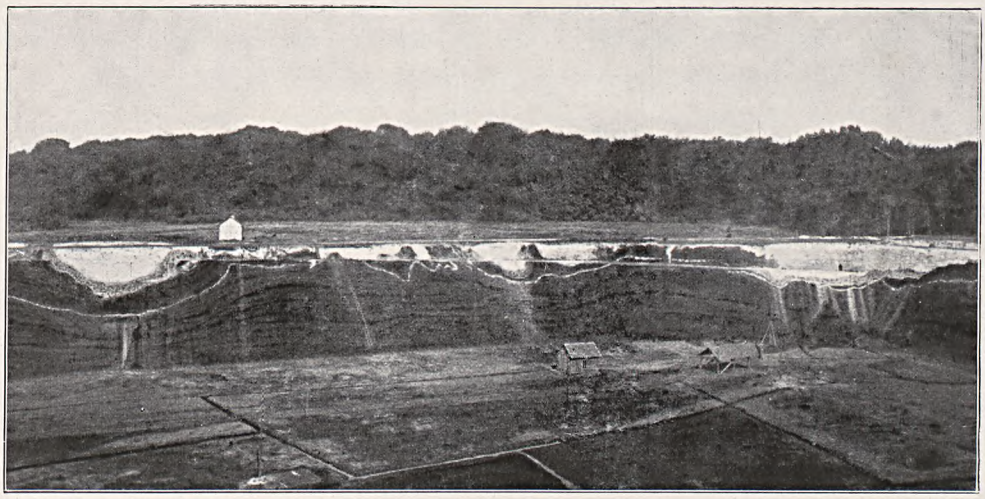
von Haus aus nach Norden zu besitzt) teilweise durch diejenigen Schollenbewegungen bedingt, die sie noch nach ihrer Ablagerung betroffen hat (siehe Tafel I). So ist vor allem der Westrand der Ville ein diluvialer Bruch, ebenso der ihm parallele, in Stunde 10 streichende östliche Rurtalsprung, der das Tal nach Osten begrenzt.

Lehrreich ist die Eisenbahnstrecke von Cöln nach Aachen. Gleich nach dem Verlassen des Rheintales unterfährt man die Hauptterrasse des Vorgebirges in dem Groß-Königsdorfer Tunnel und befindet sich alsdann auf der am Erftbruch abgesunkenen Scholle. Diese steigt nach Westen wieder erheblich an, so daß man vor Düren, bei Merzenich, die Hauptterrasse wieder, diesmal in einem tiefen Einschnitt durchschneidet. Sie besitzt bei Merzenich und auf der Ville über dem Tunnel dieselbe Höhenlage. Die zwischen dem Rurtalsprung und dem Erftbruch stehende diluviale Scholle ist also einseitig gesunken (vgl. das Profil durch die Niederrheinische Bucht auf Tafel II).

Ähnliche einseitige Schollenbewegungen kleineren Ausmaßes haben die Hauptterrasse vielfach betroffen, wobei eine derartige, schräg stehende Scholle noch vielfach durch kleinere Brüche zerstückelt ist. Außerdem weist die Niederrheinische Bucht auch zahlreiche grabenförmige Einbrüche auf, so weiter im Süden den von der Erftebene eingenommenen Graben zwischen dem westlichen Randbruch der Ville und der Hochfläche von Erp, ferner die Abbrüche am Rande der Eifel östlich von Stockheim, die Staffeln, mit denen das Steinkohlengebirge (doch zum Teil auch das Diluvium) östlich von Aachen an den bekannten, wiederum hercynisch streichenden Sprüngen in den tiefen Graben des Rurtales hinabsinkt. Sehr beträchtlich sind endlich die jungen, tektonischen Bewegungen in dem weiten Gebiet zwischen Niers und Maas gewesen, wo wir heut die Hauptterrasse in sehr verschiedener Höhenlage antreffen. Die wichtigsten aller dieser Brüche sind in der Übersichtskarte auf Tafel I eingetragen, um dadurch verständlich zu machen, daß die Kies- und Sandaufschüttungen, die wir in dem ganzen Gebiet heut zum Teil in

Zu Seite 131.

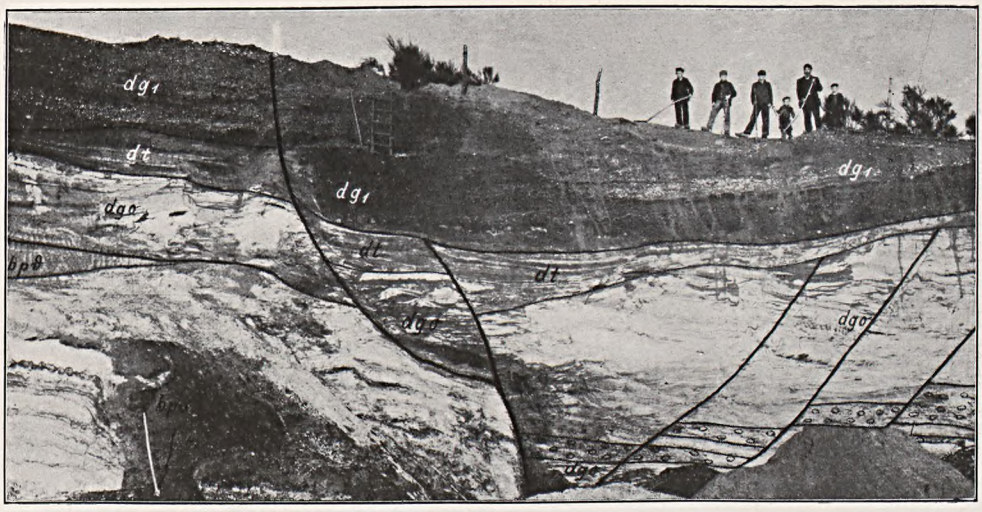
Abbildung 3.



G. Fliegel phot.

Stauchungen in der Braunkohlengrube Concordia-Süd,
hervorgerufen durch das Absinken der Rur-Erft-Scholle am Erftsprung zu diluvialer Zeit.

Abbildung 4.



W. Wunstorf phot.

Diluviale Verwerfungen bei Hückelhoven.

bpσ	Pliocäner Sand.	dgo	Sand und Kies des Ältesten Diluvialschotters.
bpϑ	» Ton.	dt	Ton der Tegelenstufe.
		dg1	Kies der Hauptterrasse.

sehr verschiedener Höhenlage sehen, doch von Haus aus eine einheitliche Bildung, die Hauptterrasse, sind. Es braucht kaum bemerkt zu werden, daß diese Brüche bei ihrer im allgemeinen geringen Sprunghöhe eine tiefere Bedeutung für den tektonischen Bau des Gebietes nicht besitzen; denn sie sind nur der Nachklang vordiluvialer Schollenbewegungen, die auf denselben Linien, wenngleich nicht immer in demselben Sinne, stattgefunden haben.

Aufschlüsse, die solche jugendlichen Verwerfungen zeigen, sind naturgemäß äußerst selten. Abbildung 3 zeigt die Stauchungen in der Braunkohle am Westrand der Ville, die ich s. Z. als eine Folgeerscheinung des diluvialen Erftbruches beschrieben habe. Abb. 4 stellt die modellartig schönen Verwerfungen im Diluvium dar, die W. WUNSTORF nahe dem Rande des Rurtales beobachtet hat.

Es möge schon hier bemerkt sein, daß die tektonischen Bewegungen auch in jungdiluvialer Zeit angehalten haben. Das geologisch-morphologische Übersichtskärtchen zeigt deutlich, wie sehr im Rurtale die Entwicklung der Niederterrasse mit Schollenbewegungen zusammenhängt. Im Bereich der Meßtischblätter Frechen und Stommeln (westlich von Cöln) scheint die Mittelterrasse des Rheines noch von Störungen betroffen worden zu sein, wie ja auch die wiederholten Erdbeben der Gegend von Herzogenrath darauf hindeuten, daß das Niederrheingebiet auch heute noch nicht zur Ruhe gekommen ist.

Unterbrochen wird die ursprüngliche einheitliche Hochfläche naturgemäß vor allem durch die in sie in späterer Zeit eingeschnittenen Täler, deren Verlauf bei Besprechung der jüngeren Terrassen zu verfolgen sein wird. In dem Übersichtskärtchen sind nur die Haupttäler eingetragen.

Die Begrenzung der Hauptterrasse nach Osten ist innerhalb der Niederrheinischen Bucht durch den Anstieg des Bergischen Landes gegeben, jedoch fehlt eine zusammenhängende Terrasse vollständig. Sie präsentiert sich vielmehr nur dem, der eifrig nach ihr sucht, als eine geringe, oftmals unterbrochene Kiesbedeckung am Abhang des alten Gebirges, und zwar in einer

durchaus konstanten, nach Norden zu flach geneigten, mit der Hauptterrasse auf der linken Rheinseite übereinstimmenden Höhenlage. Im Gegensatz zum Vorgebirge nämlich ist hier ein sofort zu beträchtlicher Höhe ansteigendes, niederschlagsreiches Hinterland vorhanden, so daß sie bis auf einzelne Lappen bereits der Erosion zum Opfer gefallen ist. Meine Beobachtungen in dieser Hinsicht beschränken sich bisher auf das Gebiet zwischen Siegburg und Odental. Weiter im Norden kenne ich sie aus eigener Anschauung im Hangenden des Kohlenkalkes von Ratingen, ferner als kiesbedeckte Hochfläche östlich von Sterkrade, endlich als Hangendes des Glimmertones von Dingden und Bocholt. Über die östliche Grenze der Hauptterrasse im Niederrheinischen Tieflande von Duisburg ab nordwärts verweise ich auf die von Lorié[1]) gegebene Karte. P. Krusch[2]) macht die Angabe, daß sie sich in Bohrungen zwischen Dorsten und Erle noch findet, und teilte mir mündlich mit, daß sie in diesem Gebiet bei Rhade ihr östliches Ufer in den höher ansteigenden Kreidebergen erreicht.

Bemerkenswert ist, daß die Hauptterrasse nach Osten zu über die älteste diluviale Aufschüttung, die höchstens bis an den rechten Rand des heutigen Rheintales gereicht zu haben scheint, hinausgreift. Über dem tertiären Untergrund am Talrande findet sich, soweit mir bekannt, nur die Hauptterrasse. Es ergibt sich daraus zugleich, daß der Älteste Diluvialschotter im Gegensatz zur Hauptterrasse in einem zu jungpliocäner Zeit entstandenen Tale ruht.

Auf der morphologischen Übersichtskarte (Taf. I) ist als Westrand der Hauptterrasse das rechte Ufer des Maastales angegeben — aus rein äußerlichen Gründen, einerseits, weil die Hineinziehung Belgiens und der Niederlande nicht beabsichtigt ist, andererseits weil mir für die Darstellung der jüngeren Talstufen im Unterlaufe der Maas die geeigneten Grundlagen fehlen. Die Hauptterrasse besitzt am Ostrande des Maastales noch

[1]) J. Lorié, De Terrassen lags den rechte Rhijnoever. A. a. O.

[2]) P. Krusch, Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster usw. Zeitschr. Deutsche Geolog. Gesellsch. Bd. 61, 1909, S. 230 (Anmerkung 2).

beträchtliche Mächtigkeit, die z. B. bei Tegelen 7 m und darüber beträgt. Sie dehnte sich ursprünglich über das heutige Tal hinweg nach Westen aus — wie weit, ist deshalb nicht leicht anzugeben, weil in dieser Richtung nicht nur alle höheren Erhebungen, in denen man den alten Uferrand des Rheines aus der Hauptterrassenzeit sehen könnte, fehlen, sondern weil das Diluvium im Westen der Maas, wenigstens in diesem nördlichen Gebiet, den niederländischen Kempen und der belgischen Campine, sogar in einem tieferen Niveau liegt als rechts der Maas. Die Hauptterrasse scheint also nach Westen zu als ein echter Schuttkegel dem Untergrunde in Form eines flach gewölbten Schildes aufzuliegen, jedoch durch junge Schollenbewegungen in ein tieferes Niveau geraten zu sein. Die Frage, ob sie dort von Aufschüttungen einer jüngeren Talstufe überlagert wird, ist hierbei von untergeordneter Bedeutung.

E. KURTZ hat in seiner oben bereits erwähnten, bemerkenswerten Arbeit nachzuweisen gesucht, daß die Flußschotter der Hauptterrasse des Rheines nach Westen zu über die der Maas übergreifen, so daß die Maasschotter etwas älter als die Rheinschotter sein würden. Leider genügen die über die petrographische Unterscheidung der Kiese beider Flüsse gemachten Angaben nicht, um sich ein Bild von der Berechtigung dieser scharfen Trennung zu machen. Andererseits läßt der Verfasser offen, ob der behauptete Altersunterschied stratigraphische Bedeutung hat.

Ich meinerseits habe im nördlichen Niederrheingebiet allenthalben eine intensive Vermischung der Rheinschotter der Hauptterrasse mit Maasmaterial, besonders mit Feuersteinen beobachtet, so daß es, glaube ich, richtig ist, nach wie vor von einem Rhein-Maas-Schotter der Hauptterrasse zu sprechen. Davon wird jedoch die andere Frage nicht berührt, ob der Maasschotter, dessen Untertauchen unter die Hauptterrasse des Rheines Herr KURTZ behauptet, nicht eine stratigraphisch ältere Aufschüttung ist, der weiter im Osten auch eine bisher noch nicht nachgewiesene, ältere Rheinaufschüttung entspricht. Weitere Untersuchun-

gen, die sehr erwünscht sind, werden hierüber Klarheit bringen, zumal ja der oben beschriebene Älteste Diluvialschotter für das allgemeine Vorhandensein spricht.

Auf die oft besprochene petrographische Beschaffenheit der Hauptterrasse gehe ich hier nicht nochmals ausführlich ein und hebe nur als besonders bezeichnend drei Eigenschaften hervor: Die bunte, mannigfache Zusammensetzung der Schotter im Vergleich zu den Quarzschottern der Kieseloolithstufe, die sich vor allem in dem massenhaften Vorkommen von Grauwacken, Sandsteinen, Grauwackenschiefern, Tonschiefern und Eruptivgesteinen äußert; ferner das Fehlen von Kalksteingeröllen gegenüber den jüngeren Flußaufschüttungen; endlich das häufige Auftreten großer, kaum kantengerundeter Geschiebe südlicher Herkunft, die nur durch Eisschollen an ihren Platz geflößt worden sein können. Eine merkliche Änderung tritt im nördlichen Tieflande dadurch ein, daß westfälische Gerölle, z. B. Sandsteine und Konglomerate aus der Steinkohlenformation auftreten, und daß sich zu dem Kies südlichen Ursprungs Gerölle und Geschiebe nordischer Herkunft gesellen. Hiervon wird weiter unten im Zusammenhang mit den glazialen Bildungen zu handeln sein.

Daß sich Sand und Kies der Hauptterrasse regellos vertreten, ist bei einer Flußablagerung selbstverständlich. Immerhin herrscht im Süden, z. B. am Vorgebirge, ein recht grober Kies durchaus vor, während hoch im Norden, z. B. in dem Plateau von Cleve, im Südwesten der dortigen Staumoräne Kies im allgemeinen nur in untergeordneten Streifen und Bänken auftritt. In den Niederlanden endlich sah ich unter der liebenswürdigen Führung von Herrn J. LORIÉ östlich von Utrecht, bei Maarn, und bei Hilversum außerordentlich ausgedehnte Aufschlüsse, die fast nur aus Sand mit durchaus untergeordneten, dünnen Kiesstreifen und einzelnen Geröllen bestanden.

Die erwähnten, großen Geschiebe südlicher Herkunft treten regellos verteilt in der Hauptterrasse auf, doch sind sich alle Beobachter darüber einig, daß sie an der Basis des Schotters besonders

angereichert sind und hier manchmal fast eine Art Blockpackung bilden. Im nördlichen Niederrheingebiet ist mir bei meinen Begehungen immer wieder aufgefallen, daß sie auffällig weniger häufig sind, als etwa auf der Ville oder in der Gegend von München-Gladbach.

In Rücksicht auf die im Liegenden der Hauptterrasse in der Tegelen-Stufe vertretenen kalkigen Feinsande hebe ich hervor, daß auch in der Hauptterrasse bereits in der südlichen Niederrheinischen Bucht dann und wann hellgelbe, lößähnliche Feinsande zu beobachten sind, die jedoch stets völlig kalkfrei sind. Ich sah sie unter anderem in den Profilen mehrerer Bohrungen aus den abgesunkenen Schottern der Rur-Erft-Scholle, in der Bohrung Wissersheim (Blatt Kerpen[1]) usw.

In der eigentlichen Niederrheinischen Bucht wird, soweit die Aufschlüsse reichen, das Liegende der Hauptterrasse von tertiären Schichten und zwar teils von solchen des Pliocäns, teils des Miocäns gebildet. Der Ton der Tegelenstufe ist hier ebenso wenig wie der Älteste Diluvialschotter beobachtet worden. Daß das Material dieses ältesten Kieses aus dem Süden stammt, steht fest, ebenso daß diese Aufschüttung mit der Hauptterrasse nach Süden zu konvergiert. Liegt hier, wie oben als sehr wahrscheinlich nachgewiesen wurde, eine selbständige, älteste Flußaufschüttung vor, so muß sie entsprechend den allgemeinen Erfahrungen über die Talbildung weiter flußaufwärts in einem höheren Niveau über der Hauptterrasse als Terrasse am Gehänge auftreten. Tatsächlich berichtet E. KAISER[2]) von einer Teilung der Hauptterrasse bei Coblenz, und A. LEPPLA hat die Auf-

[1]) Vergl. die Bohrprofile in den Erläuterungen der Blätter Kerpen und Frechen (Lieferung 142) der Geologischen Karte von Preußen.

[2]) E. KAISER, Die Entstehung des Rheintales. A. a. O. — C. MORDZIOL (Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieden Beckens. Jahrb. Geol. Landesanstalt für 1908, Bd. XXIX, S. 382) hebt zwar ausdrücklich hervor, daß über der Hauptterrasse keine diluvialen Rheinschotterablagerungen mehr vorkommen, betont aber andererseits die Gabelung der Hauptterrasse von Ehrenbreitstein an aufwärts,

fassung, daß an der Mosel die dortige obere Terrassengruppe neben der Hauptterrasse eine höhere Talstufe mit umfasse. Dann müßte in der südlichen Niederrheinischen Bucht die älteste Terrasse und die Hauptterrasse auf einer längeren Flußstrecke in einem Niveau liegen, und naturgemäß müßte die älteste auf großen Flächen erodiert und durch die Hauptterrasse ersetzt sein. Ein Anzeichen hierfür glaube ich darin sehen zu dürfen, daß in der Hauptterrasse, wie erwähnt, die großen Geschiebe besonders an der Basis liegen, eine Erscheinung, für die noch niemand eine befriedigende Erklärung hat geben können[1]). Ich möchte darin das Erosionsrelikt dieser ältesten Terrasse sehen: Während Sand und Kies vor Aufschüttung der Hauptterrasse fortgeführt wurden, reicherten sich die schweren Blöcke am Boden an und wurden von dem Kies der Hauptterrasse überdeckt. Die verhältnismäßige Armut der Hauptterrasse an großen Geschieben weiter im Norden, wo die älteste Aufschüttung in der Tiefe, getrennt von der Hauptterrasse, auftritt, spricht für diese Auffassung.

Die Mittelterrasse.

Die Mittelterrasse bezeichnet im Niederrheingebiet eine dritte Stufe der Aufschüttung und ist von der Hauptterrasse durch eine Zeit tiefer Erosion getrennt. Das Einschneiden des Flusses, gemessen an dem Höhenunterschied zwischen der Oberkante der älteren und der Unterkante der nächst jüngeren Terrasse erreicht einen Grad, der den Betrag jeder früheren oder späteren Talvertiefung um ein mehrfaches übersteigt.

Daher erscheint das heutige Rhein- und ebenso das Maastal, nicht minder auch die Nebentäler tief in die Hauptterrasse eingeschnitten. Die Mittelterrasse ist also von hohen Uferwänden begrenzt und nimmt, morphologisch betrachtet, den breiten Talboden ein. Das in sie hinein geschachtelte Tal der Niederterrasse tritt im Landschaftsbilde zurück, obwohl auch ihrer Bildung eine Periode tiefer Erosion voranging.

---

[1]) Vergl. den Erklärungsversuch von E. Kaiser (Erläuterungen Bl. Brühl, S. 50) und meinen eigenen (Erläuterungen Bl. Kerpen, S. 21).

Das der Aufschüttung der Hauptterrasse nachfolgende Einschneiden der Flüsse hat den Schuttkegel der Hauptterrasse in eine Anzahl mehr oder minder ausgedehnter Lappen zerlegt, die zum Teil auf große Strecken den Rand der Täler bilden, zum Teil sich auch inselartig aus dem heutigen Talboden erheben. Im folgenden soll uns allein das Tal des Rheines beschäftigen, da die diluvialen Schichten hier am großartigsten entwickelt und am besten erforscht sind; die Gesetze der Talbildung lassen sich also hier besser ablesen, als am Tal der Maas oder gar an der Terrassenfolge der Nebentäler, die ja nichts anderes ist als eine Folgeerscheinung der Vorgänge im Haupttal.

Das Tal der Mittelterrasse des Rheines drückt sich in der Übersichtskarte in der heutigen Verbreitung von Mittel- + Niederterrasse + Alluvium aus; denn im allgemeinen werden wir annehmen können, daß die Talbildung auf den Linien weitergegangen ist, auf denen sie nach Aufschüttung der Hauptterrasse eingesetzt hatte. In Sonderheit fehlt jeder Grund zu der Annahme, daß die Stromgabelungen, die alsbald zu besprechen sein werden, nicht schon zur Zeit der Mittelterrasse bestanden haben.

Das Rheintal der Mittelterrassenzeit gabelt sich zum ersten Male nördlich von Crefeld, indem ein Arm des Rheines dem heutigen Tale entspricht und über Mörs, Wesel, Xanten, Emmerich, der andere dagegen über Geldern zur Maas läuft; die Maas mündete also damals bei Gennep in den Rhein. An der Teilungsstrecke ist als trennender Uferwall der Egelsberg, der Hülser Berg (vgl. das Profil durch das Niederrheinische Tiefland auf Tafel II) und der langgestreckte, schmale Rücken der Schäphuysener Höhen stehen geblieben. Das Alter der Gabelung spricht sich darin aus, daß im Westen die Fortsetzung der Mittelterrasse von Crefeld in einer breiten, gegen die Niederterrasse deutlich abgesetzten Ebene bis dicht vor Geldern zu verfolgen ist. In dem östlichen, eigentlichen Rheintale dagegen sehen wir Reste der Mittelterrasse noch bei Mörs inselartig aus der Talsohle herausragen. Weiter

flußabwärts kennt man sie nicht mehr: Die nächstjüngere Terrasse ist mit ihr so vollständig zum Schnitt gekommen, daß Mittel- und Niederterrasse in einem Niveau liegen, und die erstere nicht mehr von der letzteren abzutrennen ist.

Man wird theoretisch annehmen können, daß noch weiter nördlich beide Aufschüttungen übereinander, die ältere begraben unter der jüngeren, anstehen werden. Das Profil durch das Aatal auf Tafel II erläutert die Tatsachen, welche ich in dieser Hinsicht aus einer Reihe von Bohrungen bei Bocholt ableiten konnte: In einer im Niveau der Niederterrasse liegenden Aufschüttung von Sand mit einzelnen Kiesstreifen und Kiesbänken ist eine bis zu 26,5 m mächtige Entkalkungszone eingeschoben, die ich nur so zu deuten vermag, daß eine ältere Aufschüttung, die Mittelterrasse, oberflächlich während der nachfolgenden Periode der Tieferlegung des Flußbettes unter dem Einfluß der Atmosphärilien und der Vegetation verwittert und hernach während einer erneuten Periode der Aufschüttung von der Niederterrasse deshalb überdeckt worden ist, weil sich das Tal hier, im Unterlaufe, nicht so tief wie flußaufwärts einschnitt (siehe auch S. 141). Mittel- und Niederterrasse kreuzen sich also in derselben Weise, wie wir das oben von dem Ältesten Diluvialschotter und der Hauptterrasse gesehen haben. Weiter flußabwärts ist von der Mittelterrasse bisher nichts bekannt.

Eine zweite Gabelung, die vermutlich dasselbe Alter wie die besprochene hat, zeigt der Rhein bei Emmerich, indem von dem nach Westen umbiegenden Haupttal in nördlicher Richtung das breite, heute von der Yssel durchflossene Tal abzweigt und zur Zuidersee läuft. Zwischen beiden Armen blieb eine ausgedehnte Hauptterrassenfläche, die Höhen bei Arnheim und die Veluwe, stehen. Dicht bei Emmerich wird die Scheidung der beiden Täler bereits durch die Eltener Berge eingeleitet.

Die im vorstehenden als Mittelterrasse bezeichnete Aufschüttung bildet morphologisch betrachtet die Fortsetzung der Talstufe, die E. KAISER als tiefste Mittelterrasse bezeichnet hat. Wie sich dazu die höhere, von STEINMANN am Rodderberg als

Hochterrasse bezeichnete Talstufe stratigraphisch verhält, dazu bietet das Niederrheinische Tiefland bisher keinen Anhalt. Denn, wenn es auch vielleicht möglich ist, diese Hochterrasse bis westlich von Cöln zu verfolgen, so scheint sie dann doch in das Niveau der Mittelterrasse zu treten und ist weiterhin nicht bekannt. Unbekannt ist, was mir wichtig zu sein scheint, vor allem, ob sie nur mit der tiefsten Mittelterrasse konvergiert, oder ob sie sich mit ihr kreuzt, und jetzt unter ihr begraben liegt.

Die Mächtigkeit der Mittelterrasse beträgt in der südlichen Niederrheinischen Bucht in den Bohrungen zwischen Bonn und Cöln im Durchschnitt gegen 18 m. Da der Höhenunterschied zwischen Haupt- und Mittelterrasse hier etwa 90 m beträgt, so hat bei Berücksichtigung der größeren Mächtigkeit der letzteren zwischen beiden eine Talvertiefung von nicht weniger als 100 m stattgefunden. Leider sind nördlich von Cöln nur ganz wenige Bohrungen im Bereich der Mittelterrasse bekannt, die über die Mächtigkeit weiter im Norden Auskunft geben könnten. Bei Crefeld (Bohrung des Wasserwerks auf der Mittelterrasse im Nordwesten der Stadt) wird das marine Oberoligocän von 16 m diluvialem Kies und Sand überlagert. Bei Bocholt ist die Mächtigkeit durch den glazial ausgefurchten Untergrund stark beeinflußt und beträgt bis zu 38 m.

Über die petrographische Zusammensetzung der Mittelterrasse sei folgendes bemerkt: Der Habitus der Kiese und Sande ist denen der Hauptterrasse ähnlich. Grober Kies herrscht durchaus vor, Sand tritt zurück, große Geschiebe fehlen nicht. Nach Norden wird das Material sichtlich kleinkörniger; bei Bocholt besteht es fast ganz aus gelbem Sand, in dem untergeordnet einzelne Kiesstreifen und dünne Kiesbänke vorkommen. Wichtig ist, daß immer wieder einzelne Gerölle von Kalkstein, Muschelkalk vom Main oder von der oberen Mosel, tertiäre Kalksteine des Mainzer Beckens auftreten. Auch kalkige Sandschichten kommen vor, wenngleich die Mittelterrasse sehr häufig, zumal in den oberen Schichten, entkalkt ist. Das ist auch bei Bocholt der Fall, wo sich erst nach dem Liegenden zu ein gleichmäßiger Kalkgehalt einstellt.

Es möge hier die Besprechung der am Abfall der Eifel in weiter Verbreitung anstehenden Schotter lokaler Herkunft angeschlossen werden. Diese bei der Kartierung als »Eifelschotter« in einem breiten Streifen entlang dem Gebirge dargestellten Kiese, die nach Aufschüttung der Hauptterrasse von den Bächen aus dem Gebirge ins Vorland gebracht und im Hangenden der Hauptterrasse abgelagert wurden, sind neuerdings von E. KURTZ[1]) auf ihre Zugehörigkeit zu den einzelnen Eifelflüssen untersucht und für die Rekonstruktion der diluvialen Flußläufe verwandt worden. Es hat sich dabei die sehr bemerkenswerte Tatsache ergeben, daß die Erft, der Rot- und Neffelbach ursprünglich am Gebirge entlang nach Nordwesten geflossen sind, nicht nach Norden wie heut. Diese nordwestlich gerichteten Schotterdecken ergeben in ihrer Gesamtheit das Bild eines großen, nach Norwesten fließenden Stromes, der die Wässer der Gebirgsflüsse von Süden her aufnahm. Es ist der Oberlauf der Ur-Rur (siehe Tafel I).

Die Eifelschotter lagern den Kiesen der Hauptterrasse mit deutlicher Grenze auf. Daß sie zweckmäßig zur Mittelterrasse, nicht zur Hauptterrasse gestellt werden, schließe ich daraus, daß sie sich in der Gegend von Düren von der Hauptterrasse loslösen und mit raschem Gefälle nach Norden in das Tal der Rur eintreten, wo sie dann als eine mittlere Terrasse zwischen dem Niveau der Haupt- und Niederterrasse erscheinen. Sie sind dabei jedoch keineswegs als das Äquivalent der tiefsten Mittelterrasse des Rheines anzusehen. Ihre Entstehung fällt in die vorangegangene Erosionsphase; es ist daher in dem Übersichtskärtchen für alle diese Aufschüttungen die Bezeichnung »Mittelterrassen« gewählt worden.

Die Niederterrasse.

Die Niederterrasse stellt den nur noch von den heutigen Gewässern zerschnittenen, jüngsten Talboden aus diluvialer Zeit dar. Ihre Mächtigkeit beträgt bei Bonn und Cöln zwischen

[1]) a. a. O.

17 und 37 m, wobei es nicht wahrscheinlich ist, daß etwa die tiefsten Schichten noch zu der, vielleicht nicht ganz erodierten Mittelterrasse gehören. Weiter im Norden wird ihre Mächtigkeit bei

Crefeld[1]) auf 32 m
bei Xanten[2]) auf 21 m,
bei Cleve auf 9 m

angegeben. Leider sind diese Zahlen zur Zeit noch sehr lückenhaft; jedenfalls scheint aber die Niederterrasse flußabwärts stark an Mächtigkeit zu verlieren.

Da der Höhenunterschied zwischen ihrer Oberfläche und der der Mittelterrasse selbst im Süden zwischen Bonn und Cöln nur etwa 6—8 m beträgt, treten anders als zwischen Haupt- und Mittelterrasse ältere Schichten an ihrem Anstieg im allgemeinen[3]) nicht mehr in die Erscheinung. Trotzdem ist sie eine selbständige, durch eine Zeit tiefer Erosion von der Mittelterrasse getrennte Aufschüttung, nicht etwa eine Erosionsstufe in dieser. Das zeigt ihre petrographische Beschaffenheit, die wir allerdings bisher nur aus der südlichen Niederrheinischen Bucht genauer kennen: Alle Aufschüttungen der Niederterrasse sind ursprünglich kalkhaltig; nur oberflächlich sind sie bis zu geringer Tiefe entkalkt und verlehmt. Abgesehen hiervon unterscheidet sie sich von der Mittelterrasse in dem erwähnten, engeren Gebiet dadurch, daß ihre obersten Schichten aus kleinkörnigen Aufschüttungen bestehen: Die Hauptmasse wird von Kies und damit wechselndem ‚groben Sand gebildet; darüber legt sich eine im allgemeinen noch nicht 2 m mächtige Decke von feinerem Sand, lößähnlichem Mergelsand und Lehm. Die Ablagerung macht den Eindruck einer Hochflutbildung aus der Zeit, da der Strom nach Aufschüttung der Kiesterrasse sein Bett tiefer zu legen begann. Bei Cleve sind eine Reihe von Bohrungen in der Nieder-

[1]) E. Königs, Die Crefelder Gegend zur Tertiär- u. Quartärzeit. Festschrift Naturw. Verein, Crefeld 1908.

[2]) Bohrung Bislich der Deutschen Solvay-Werke.

[3]) Eine Ausnahme macht der Abfall der Mittelterrasse auf Bl. Stommeln.

terrasse untersucht worden. Sie zeigen ein entschiedeneres Vorherrschen der kleinkörnigen Bestandteile vor dem Kies. Bemerkenswert ist, daß das Liegende hier bereits in 9 m Tiefe aus miocänem Glimmerton (nach R. BÄRTLING) bestehen soll. Der Rhein hat danach sein Bett vor Aufschüttung der Niederterrasse seitlich verbreitert, und diese greift über die Mittelterrasse, die man sonst im Untergrunde haben müßte, hinaus. Für Wasserversorgungsarbeiten am nördlichen Niederrhein würde es wichtig sein, zumal wenn große Mengen verlangt werden, dieses unterirdische Bett der Mittelterrasse aufzusuchen.

In der Zusammensetzung der Schotter der Niederterrasse ist vor allem das stärkere Zurücktreten der Quarzgerölle auffällig. Die verschiedenartigsten Sediment- und Eruptivgesteine herrschen vor, die bei planmäßigen, aber wissenschaftlich wohl kaum fruchtbar zu gestaltenden Aufsammlungen sicherlich eine Musterkarte der Gesteine aus dem ganzen heutigen Flußgebiet des Rheines ergeben würden. Welche Gesteine etwa im Vergleich zur Mittelterrasse neu auftreten, ist noch nicht im einzelnen ermittelt. Doch fallen die diluvialen Eruptivgesteine des Laacher See-Gebietes allenthalben auf. Bimssande finden sich selbst noch in der Breite von Cöln häufig als Streifen in dem feinen Sand und dem Lehm nahe der Oberkante der Niederterrasse, fehlen aber auch in dem tieferen Kies nicht.

Die stratigraphische Selbständigkeit der Niederterrasse beruht, abgesehen von den angeführten Momenten auch darauf, daß sie im Gegensatz zu allen älteren Terrassen frei von Löß ist. Seine Bildung ist nicht jünger als die Erosionszeit vor Aufschüttung der Niederterrasse.

Während in den älteren diluvialen Flußaufschüttungen Fossilien in Form von Säugetierknochen bisher nur sehr vereinzelt gefunden worden sind, so daß ich dort nicht darauf eingegangen bin, treten in der Niederterrasse die Spuren einer Fauna öfter auf. Diluviale Säugetierknochen sind im Rhein bei Baggerarbeiten wiederholt gefunden worden, sind aber in zahlreichen Lokalsammlungen zerstreut und harren im allge-

meinen noch der Bearbeitung. — Eine Schneckenfauna gibt E. KAISER aus den jüngsten Schichten der Niederterrasse von Bl. Brühl an. An zwei wenig von einander entfernten Punkten bei Nieder-Kassel und Ranzel (Bl. Wahn), also rechts des Rheines, habe ich folgende, von Herrn E. WÜST freundlichst bestimmte Formen, die eine Mischung von Land- und Wasserschnecken darstellen, aber nach ihm keinen Schluß auf klimatische Verhältnisse gestatten, gesammelt:

Helix pulchella MÜLLER,
» *costata* MÜLL.,
» *hispida* L.
» *arbustorum* L., *cf. var. alpicola* FER.,
» *cf. rufescens* PEN.,
Cochlicopa lubrica MÜLL. sp.,
Clausilia parvula STUD. sp.,
Pupa muscorum MÜLL. sp.
Succinea oblonga DRAP., schmale Form,
» *putris* L. sp.
Limnaea ovata DRAP.,
Valvata piscinalis MÜLL. sp.
Bythinia tentaculata L. sp.

Die Niederterrasse erscheint im allgemeinen als eine nicht weiter gegliederte Ebene. Nur rechts des Rheines habe ich bisher in ihr eine tiefere, durch Erosion entstandene Stufe beobachtet, die so beträchtlich ist, daß LORIÉ[1]) in dem trennenden Steilrand die Grenze zwischen Nieder- und Mittelterrasse gesehen hat. Er verläuft auf Blatt Wahn von Nieder-Kassel über Ranzel nach Langel. Diese tiefere Stufe liegt, wie auch sonst die Niederterrasse in der südlichen Niederrheinischen Bucht, außerhalb des Überschwemmungsgebietes der Flüsse.

Das zusammenhängende Bild der Niederterrasse wird durch die Täler der heutigen Gewässer und durch die unendliche Zahl alter, meist trocken liegender Rheinarme unter-

[1]) J. LORIÉ, De Terrassen lags den rechten Rijnoever a. a. O.

brochen, die vom Flusse abzweigen, sich ohne jede Regel miteinander vereinigen und sich vielfach von neuem gabeln. Interessant ist, daß derartige Rinnen nicht immer am Rhein, sondern manchmal unvermittelt in Mitten der Niederterrasse beginnen. Sie scheinen ursprüngliche Unebenheiten der Flußsohle zu bezeichnen, die in der ersten Periode erneuter Talvertiefung nach Aufschüttung der Niederterrasse von den abfließenden Hochwässern weiter ausgefurcht wurden.

In der südlichen Niederrheinischen Bucht liegt ein Teil dieser Rinnen, deren Sohle nicht ganz konstant ist, außerhalb des Hochwasserniveaus; so entsprechen z. B. im Bereich des Blattes Wahn die in die höhere Stufe der Niederterrasse eingeschnittenen Rinnen in ihrem Alter der tieferen Stufe der Terrasse. Die große Mehrzahl dagegen würde bei Hochwässern auch heut noch Wasser führen, wenn sie nicht durch des Menschen Hand abgedämmt worden wären. Das hindert aber eine indirekte Einwirkung nicht, nämlich das gelegentliche Austreten des Grundwassers infolge von Rückstau.

Das Bett des Rheines selbst ist zwischen Bonn und Cöln in das alluviale Tal so tief eingeschnitten, daß nur größere Hochwässer den Talboden erreichen. Nicht selten auch ist der Fluß, wenigstens an dem einen Ufer, unmittelbar in die Niederterrasse eingesägt. Es entsteht dann ein derartig hohes Steilufer, wie es z. B. zwischen Bonn und Cöln rechts des Rheines bei Porz vorhanden ist.

Flußabwärts wird der Höhenunterschied zwischen alluvialem Talboden und Niederterrasse allmählich geringer, indem zugleich die Zahl und Breite der verlassenen Rheinarme auf Kosten der Niederterrasse zunimmt. Diese wird in zahlreiche Inseln aufgelöst, so daß in der Übersichtskarte die Grenze beider Talstufen notgedrungen schematisch gehalten werden mußte. Niederterrasse und Alluvium sind trotzdem in den Niederlanden noch im Tale der Yssel[1]) morphologisch deutlich

[1]) Siehe auch L. van Baren, De morphologische bouw van het Diluvium ten Westen van ten Ijssel. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. 1907.

von einander geschieden. Im Bereich des Rheines selbst freilich ist der Höhenunterschied zwischen beiden Stufen in den Niederlanden so gering geworden, daß sie in eine Ebene fallen, und die Hochflutbildungen des Rheines die Niederterrasse in größter Ausdehnung bedecken. Die Niederterrasse verschwindet im morphologischen Bilde, ist aber im Untergrunde als ein für die Talgeschichte wesentlicher geologischer Faktor vorhanden.

Die Entstehung des Rheintales.

Für das Durchbruchstal des Rheines durch das Schiefergebirge scheinen sich die neueren Beobachter darin einig zu sein, daß es sich durch aufsteigendes Land zu seiner jetzigen Tiefe eingeschnitten hat, und daß die wechselnden Perioden der Aufschüttung und der Erosion mit den wechselnden Phasen der Gebirgsbildung in ursächlichem Zusammenhang stehen. E. KAISER[1]) meint: »Alle noch so kleinen Unterbrechungen in dem Emporheben des Gebirges mußten sofort die Talbildung beeinflussen, und hier bei uns zeigt sich das in der scheinbaren Kompliziertheit der Erscheinungen in dem Innern und gegen den Südrand des Gebirges«. Dabei rechnet er mit einem allmählichen stärkeren Herausheben des südlichen Teiles des Schiefergebirges. Im einzelnen sind jedoch diese Erscheinungen noch nicht studiert worden, und es fehlt bisher an Untersuchungen, die den Zusammenhang der Perioden der Talbildung mit der Gebirgsbildung einerseits, mit den Phasen der diluvialen Eiszeit andererseits nachweisen. Was nun die Terrassen des Niederrheinischen Tieflandes betrifft, die ja die unmittelbare Fortsetzung der des Schiefergebirges sind, so steht von vornherein fest, daß wir im allgemeinen die gleichen Grundgesetze für ihre Entstehung werden annehmen dürfen, daß aber gerade das Ansteigen des Gebirges, das zu diluvialer Zeit noch angedauert hat, gewisse Unterschiede in der Talbildung oberhalb und unterhalb des Gebirgsrandes hervorgerufen haben wird.

[1]) E. KAISER, Die Entstehung des Rheintales, a. a. O.

Zuverlässige Rückschlüsse auf die Entstehung des Rheintales gestatten allein die Gefällverhältnisse seiner Terrassen, denn sie zeigen das Gesetzmäßige in dem Verlauf der wechselnden Zeiten des Einschneidens und der Aufschüttung. In dem Terrassenprofil auf Tafel II sind die oben besprochenen diluvialen Terrassen maßstäblich eingetragen, und zwar mit ihrer heutigen Oberfläche, obwohl die Unterkante, die Sohle des jeweiligen Tales, für die Beurteilung der Erosion eines Flusses das Wichtigere wäre. Leider fehlen hierzu aber zur Zeit noch die nötigen Unterlagen in Form geeigneter Bohrprofile, Mächtigkeitszahlen usw. Das Profil mußte auch stark schematisch gehalten werden, da dabei der gesetzmäßige Verlauf der einzelnen Terrassen besser zum Ausdruck kommt, als bei der Eintragung einer recht großen Zahl von Höhenpunkten. Die benutzten Höhenzahlen sind unmittelbar in das Profil eingetragen; ihre Auswahl war nicht leicht, da die Terrassen auch quer zur Stromrichtung nicht ganz horizontal liegen und zufolge nachträglicher Denudation mannigfache Unebenheiten aufweisen.

Es ergibt sich aus dem Längsprofil der Terrassen zunächst, daß die einzelnen Terrassen, wie ich das oben bereits besprochen habe, flußabwärts konvergieren und schließlich miteinander zum Schnitt kommen. Sie liegen dann eine mehr oder minder große Strecke, deren Ausdehnung übrigens nur durch genauere Untersuchungen zu ermitteln ist, in einem Niveau, bis schließlich die ältere Terrasse von der jüngeren überlagert wird. Eine Ausnahme macht nur die Hauptterrasse, da sie von keiner jüngeren zugedeckt wird, und die Niederterrasse insofern, als sie zwar im Bereich des Rheindeltas vom alluvialen Talboden überdeckt wird, nicht aber in ihrem anderen, zur Zuidersee führenden Tale, dem der Yssel. Besonders zu bemerken ist dabei, daß das Bild der Terrassenkreuzungen etwas anders ausfallen würde, wenn man die Unterkante der einzelnen Talböden zu Grunde legen könnte. Dann liegen die Kreuzungen weiter talaufwärts. Doch liegen Beobachtungen hierüber bisher noch von keinem Punkte vor. Zwischen Cöln und Bonn, wo zahlreiche Bohrungen in

den Terrassen ausgeführt worden sind, scheint jedenfalls die Niederterrasse sich noch unter die Sohle der Mittelterrasse eingeschnitten zu haben[1]).

Welches ist nun die Ursache der Terrassenkreuzung? Da erinnere ich zunächst daran, daß auch die pliocäne Terrasse ebenso wie die diluvialen von der nächst jüngeren überlagert wird. Es ist unbestreitbar, daß das Unterpliocän vor Ablagerung des älteren Diluviums recht erhebliche tektonische Bewegungen mitgemacht hat, und zwar nahe dem Nordrande des Schiefergebirges, also dort, wo die Kreuzung der pliocänen mit der altdiluvialen Terrasse stattgefunden hat: Die Kieseloolithstufe liegt am Nordabhang der Eifel südlich von Zülpich bis 240 m über NN und trägt hier keine Decke von Diluvium. Wenig nördlich, in der Bohrung Müddersheim II stehen unter 12 m Kies und Sand der Hauptterrasse mindestens 78 m Kieseloolithschichten an, ebenso in der Bohrung Poll (beide auf Blatt Erp) unter 7 m Hauptterrasse mindestens 96 m Kieseloolithschichten; das Liegende ist in beiden Bohrungen nicht erreicht. Da sich der Ansatzpunkt in dem ersten Falle bei + 139 m, in dem zweiten, in einer Erosionsrinne gelegenen, bei + 121 m befindet, so reicht das Pliocän mindestens bis zu 49 bezw. 18 m über NN herab. Es ergibt sich, wenn wir nur die Oberkante des Pliocäns in Betracht ziehen, bereits eine Verwurfshöhe am Gebirgsrande von 113 und 126 m. Daß die Höhenlage des Pliocäns im Vergleich zu dem von der Hauptterrasse auf dem Vorgebirge überlagerten auch schon auf eine Schollenverschiebung von mindestens 90 m hinweist, habe ich schon früher hervorgehoben[2]). Das Pliocän bei Altenrath am Ostrande der Niederrheinischen Bucht spricht bei seiner geringen Höhenlage ebenfalls für eine Schollenbewegung von mehr als 100 m. Nun ist zwar anzunehmen, daß ein erheblicher Teil dieser Schollenbewegungen auf die Diluvialzeit entfällt, aber ebenso sehr steht fest, daß, wie schon die Mächtigkeit des Pliocäns in einzelnen der genannten Bohrungen und das

[1]) Erläuterungen zu Blatt Brühl, S. 68, 69.

[2]) G. Fliegel, Pliocäne Quarzschotter, a. a. O.

Fehlen des Diluviums auf dem hochgelegenen Pliocän am Eifelrande zeigt, pliocäne Bewegungen einen erheblichen Anteil an den heutigen Höhenunterschieden haben.

Wir haben also am Nordabfall des Gebirges nach und z. T. auch während der Ablagerung der Kieseloolithschichten beträchtliche Schollenbewegungen; die jungpliocäne Zeit ist im engeren Rheintale eine Zeit tieferen Einschneidens, da dort oberpliocäne Ablagerungen fehlen, und die älteste diluviale Aufschüttung im Gebirge in einen vertieften Tale liegt. Wir können also nicht anders, als in dem höheren Herausheben des Schiefergebirges zu oberpliocäner Zeit die Ursache der Kreuzung zwischen pliocänem und diluvialem Talboden sehen.

Die Kreuzung zwischen Niederterrasse und Alluvium muß ebenfalls auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden, und zwar auf das ständige Sinken der Rheindeltascholle, da ja der alluviale Talboden nur hier, nicht auch im Tale der Yssel, die Niederterrasse kreuzt. Das jugendliche Absinken der Rheindeltascholle spricht sich unter anderem in der Mächtigkeit der diluvialen Flußaufschüttungen dieses Gebietes aus, die bei Utrecht z. B. nach Lorié[1]) 108 m unter 5 m Alluvium beträgt. Der Ostrand dieses Senkungsfeldes prägt sich morphologisch ausgezeichnet in dem Plateaurande aus, der von Arnheim über Wageningen, Utrecht und Hilversum zur Zuidersee zieht.

Danach beruht also nachweislich die älteste und jüngste Terrassenkreuzung am Niederrhein auf Schollenbewegungen, und man wird bis zum Beweis des Gegenteiles dieselbe Erklärung auch für die Kreuzung der Terrassen mittleren Alters annehmen, zumal das Niederrheingebiet das klassische Gebiet junger Schollenbewegungen ist. Für die Ursache der Kreuzung von ältestem Diluvium und Hauptterrasse läßt sich ein Beweis noch nicht führen, ebensowenig über die der Hochterrasse Steinmann's mit der tiefsten Mittel-

[1]) J. Lorié, Contributions à la géologie des Pays-Bas. I. Archives Teyler. Sér. II. T. II. 1885.

terrasse. Über die Kreuzung dieser letzteren mit der Niederterrasse aber läßt sich immerhin folgendes sagen: Die Unterkante der Mittelterrasse liegt bei Bocholt (vergl. das Profil auf Tafel II) ca. 18 m unter dem Meeresspiegel. Man kann daraus jedoch nicht auf eine nachträgliche, tektonische Schollenbewegung lokaler Natur, die das alte Flußbett in dieses Niveau gebracht hat, schließen, auch nicht auf eine säkulare Senkung des ganzen nördlichen Niederrheingebietes; denn es ist nicht sicher, ob die Mittelterrasse bei Bocholt in einem vom Rhein erodierten Tal liegt: Ihr Liegendes wird in einem Teil der Bohrungen von Grundmoräne gebildet, die Senke wird also umsomehr das Werk glacialer Erosion sein, als die Aufschüttung der Mittelterrasse, wie wir weiter unten sehen werden, so zu denken ist, daß sie in den Teilen des Tales zur Ablagerung gelangte, aus denen das Inlandeis sich zurückzog.

Es bleibt der Einfluß zu erörtern, den die wechselnden Vereisungen und Zwischeneiszeiten auf den Mechanismus der Talbildung ausgeübt haben: Die lebendige Kraft eines Flusses resultiert aus der Neigung des Talbodens und der Wassermenge. Diese Kraft verzehrt sich in den Reibungswiderständen beim Fließen des Wassers und beim Transport des Sedimentes. Andererseits äußert sich ein Überschuß an lebendiger Kraft in dem tieferen Einschneiden des Flusses — vorausgesetzt, daß genügendes Gefälle vorhanden, die untere Erosionsbasis genügend tief liegt. Ist ein Überschuß an lebendiger Kraft nicht vorhanden, so schneidet der Fluß sich nicht tiefer ein, ja er hört auf, Sediment zu bewegen. Der Absatz der Sinkstoffe bedeutet also die Herstellung eines Gleichgewichtszustandes zwischen der lebendigen Kraft des fließenden Wassers und den vorhandenen Reibungswiderständen. Der Ausdruck des eben erreichten Gleichgewichtszustandes ist die Aufschüttung — ist eine Schotterterrasse.

Eine Änderung dieses Gleichgewichtszustandes tritt ein, wenn die Wassermenge größer, oder, was auf dasselbe hinauskommt, wenn die Menge der bewegten Sinkstoffe geringer wird — die

dritte Möglichkeit, eine Gefällsvermehrung, etwa durch tektonische Bewegungen oder eine Höherlegung der oberen Erosionsbasis kann in diesem Zusammenhang außer Betracht bleiben. — In diesem Falle wird die lebendige Kraft, die sich bisher im Transport der Gerölle verzehrte, frei und äußert sich als Erosion des Untergrundes; die Störung des Gleichgewichtszustandes hat also eine Periode der Talvertiefung zur Folge.

Da der Rhein zu altdiluvialer Zeit bereits über das heutige Schiefergebirge hinweg ins Niederrheinische Tiefland floß, da also ein erheblicher Teil seiner Wässer und seines Sedimentes durch seinen eigenen Oberlauf wie auch durch den der Mosel diluvialen Gletschergebieten entstammt, kann eine derartige Beeinflussung des Mechanismus der Talbildung, wie ich ihn soeben theoretisch geschildert habe, wohl kaum fehlen:

Zweifellos werden während einer Eiszeit in den Oberlauf der Flüsse ganz andere lockere Schuttmassen gebracht, als zu jeder anderen Zeit. Denn nicht nur wirken die Gletscher erodierend auf den Untergrund und die Talflanken, auch der Frost lockert das feste Gestein, dem zudem die schützende Vegetationsdecke so gut wie fehlt, in viel intensiverer Weise auf, als unter der Herrschaft eines milderen Klimas. Wenn nun auch die stärkere Geröllführung während der Abschmelzzeit der Gletscher bis zu einem gewissen Grade durch die größeren Wassermassen der Flüsse ausgeglichen wird, so bleibt doch die relative Geröllführung während einer Eiszeit sehr viel beträchtlicher. Demgemäß möchte ich annehmen, daß die Flußterrassen des Rheines — ebenso wie die des Alpenvorlandes — überall dort in ihrer Hauptmasse den Eiszeiten entsprechen werden, wo dieser Einfluß nicht durch andere Vorgänge, etwa durch junge Schollenbewegungen im Schiefergebirge, aufgehoben worden ist. Ob dieses höhere Herausheben des Gebirges verhältnismäßig plötzlich vor sich gegangen ist, wie im Pliocän, wissen wir bis heute nicht. Man darf vielleicht annehmen, daß die Zeiten des Stillstandes im höheren Ansteigen des Gebirges nicht

so anhaltend gewesen sind, daß der Einfluß der wechselnden Geröll- und Wasserführung dadurch unterdrückt worden ist; denn allem Anschein nach besteht eine (sonst nicht wahrscheinliche) weitgehende Übereinstimmung in der Entwicklung der diluvialen Flußterrassen am Nieder- und Oberrhein, deren Erkenntnis wir allmählich näher kommen.

Den Ergebnissen, zu denen das weitere Studium dieser wichtigen Probleme führen wird, darf mit großem Interesse entgegengesehen werden; vorläufig werden wir annehmen müssen, daß der Rhein sein Tal durch das sich allmählich immer höher heraushebende Schiefergebirge hindurch eingeschnitten hat, und daß bei der Ausbildung des Tales im einzelnen und bei der Aufschüttung der Terrassen außer tektonischen Bewegungen der Einfluß der wechselnden klimatischen Verhältnisse der Diluvialzeit wesentlich mitgewirkt hat.

L. SIEGERT hat in neuester Zeit theoretische Anschauungen[1]), die er bei dem Studium der Entstehung der Terrassen des Saaletales gewonnen hat, auf die norddeutschen Flüsse und speziell auch auf den Rhein übertragen. Er geht davon aus, daß die Kieseloolithstufe beim Eintritt in die Niederrheinische Bucht unter das Niveau der Hauptterrasse und weiterhin, in den Niederlanden, sogar unter das Alluvium untertauche. Er schließt daraus auf das Vorhandensein noch weiterer diluvialer Terrassenkreuzungen, die ich übrigens schon vorher nachgewiesen hatte[2]). Das Wesentliche an seinen Schlußfolgerungen ist, daß er die Kreuzung und Entstehung der Terrassen in derselben Weise wie an der Saale, d. h. vor allem aus einer säkularen, positiven Strandverschiebung heraus erklärt.

So erfreulich es wäre, wenn wir die Ausbildung unserer norddeutschen Täler auf eine gemeinsame Ursache zurückführen könnten, wie L. SIEGERT das tut, so vermag ich dem doch nicht

---

[1]) L. SIEGERT, »Zur Theorie der Talbildung.« Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1910. M. B. S. 1.

[2]) G. FLIEGEL, Rheindiluvium und Inlandeis. Verhandlungen Naturhistor. Verein Rheinlande. 66. Jahrgang. 1909. S. 327.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

beizustimmen. Denn einmal ist die Kreuzung der Kieseloolithstufe und des ältesten Diluviums eine so evidente Folge des höheren Heraushebens der Eifel am Südrande der Niederrheinischen Bucht, wie ich das oben auseinandergesetzt habe, und wie das auch alle anderen neueren Beobachter annehmen, das Untertauchen der Stufe in den Niederlanden unter den Talboden aber durchaus beschränkt auf lokale Grabeneinbrüche (Rurtalgraben), wie unter anderem ihre geringere Mächtigkeit in anderen, nicht gesunkenen, und daher hoch gelegenen Flächen zeigt.

Vor allem aber setzt L. SIEGERT voraus, daß die säkulare, positive Strandverschiebung nicht verbunden sei mit der in einem Flachlande selbstverständlichen, horizontalen Verschiebung der unteren Erosionsbasis. Er meint, daß »der Raum, in welchem sich das Meer ausbreiten müßte, gleichzeitig mit seiner Entstehung vom Inlandeis und seiner Grundmoräne ausgefüllt« wird.

Da aber die Horizontalverschiebung, wie eine einfache Überlegung zeigt, die Wirkung der positiven Standverschiebung auf den Mechanismus der Talbildung aufhebt, so kann diese Erklärung für die Terrassenkreuzungen am Niederrhein nicht herangezogen werden; denn nach allem, was wir bisher über die Ausdehnung des Inlandeises wissen, ist dieses zu keiner Zeit so weit nach Südwesten vorgedrungen, daß dadurch das Meer am Hereinbrechen über sinkendes Land verhindert worden wäre. Da die Terrassenkreuzungen an sich, wenn wir ein Ansteigen des Meeresspiegels außer Betracht lassen, nichts anderes beweisen, als eine Schollenbewegung, die ebensowohl in einem Aufsteigen des Hinterlandes bestanden haben kann, muß ich nach dem Gesagten daran festhalten, daß die Terrassenkreuzungen am Niederrhein im wesentlichen auf ein höheres Ansteigen des Südens — auch L. SIEGERT läßt es als gleichzeitige Ursache gelten —, das naturgemäß keinen Einfluß auf die Verschiebung der Strandlinie gehabt hat, nicht auf ein Sinken des Nordens zurückzuführen sind. Dazu stimmt recht gut, daß wir die Herausbildung des Rheintales innerhalb des Schiefergebirges nur aus einer Hebung des Landes zu erklären vermögen. Ich gebe gern zu, daß stellenweise lokale Grabeneinbrüche im Unter-

laufe (ich denke hier an das Rheindelta) für die Erklärung mit in Betracht kommen.

Aus der Nichtanwendbarkeit der SIEGERT'schen Terrassentheorie auf das Niederrheingebiet geht im übrigen hervor, daß dieses, was seinen tektonischen Bau und seine Entstehung betrifft, in einem Gegensatz zu einem großen Teil des Norddeutschen Tieflandes steht. Ein gleichartiger tektonischer Bau und gleichgerichtete tektonische Kräfte sind eben die unerläßliche Vorbedingung für die Übertragung der in einem Flußgebiet hinsichtlich der Entstehung der Terrassen gewonnenen Anschauungen auf ein anderes.

Der Löß.

Unabhängig von der aufschüttenden und einschneidenden Tätigkeit des Rheines und seiner Zuflüsse ist die Bildung des Lösses, der übrigens am Niederrhein allgemein als »Mergel« angesprochen wird, geschehen. Er breitet sich unbekümmert um die Beschaffenheit und die Entstehung des Untergrundes über die verschiedensten Bildungen aus. Dementsprechend bedeckt er den Nordabfall der Eifel und nimmt größte Flächen in der Niederrheinischen Bucht ein, wo er nur die Niederterrasse frei läßt. Diese allgemein anerkannte Tatsache muß insofern etwas eingeschränkt werden, als Löß, der von echtem Löß nur schwer zu unterscheiden ist, auf dem den Niederterrassenniveau angehörenden breiten Talböden der Nebentäler, z. B. dem der Erft, gelegentlich vorkommt, wie ich das in den Erläuterungen der betreffenden Blätter beschrieben habe[1]). Auch findet er sich im Rheintal auf der Niederterrasse des öfteren als schmales Band dem Anstieg zur Mittelterrasse seitlich angelagert. Endlich habe ich bei der Kartierung des Blattes Wahn mehrfach Bildungen auf der Niederterrasse angetroffen, die ich nicht von echtem Löß zu unterscheiden vermag. Ich zweifle aber nicht, während die in dem zweiten Falle angeführte Art des Vorkommens ohne weiteres für einen von der Mittelterrasse nachträglich herabge-

[1]) Erläuterungen Blatt Kerpen, S. 29; Erläuterungen Blatt Sechtem, S. 33.

schwemmten Gehängelöß spricht, daß es sich in den anderen Fällen ebenfalls um einen umgelagerten Löß handelt. Wenigstens läßt sich das Zusammenvorkommen mit fluviatilem Lehm, Mergelsand und Sand nicht gut anders deuten.

Hinsichtlich des stratigraphischen Verhältnisses dieses weit verbreiteten Lösses zu den Terrassen kann nicht zweifelhaft sein, daß er jünger als die Mittelterrasse ist, und zwar fällt sein Absatz im wesentlichen in die Erosionszeit vor Aufschüttung der Niederterrasse; er steht zwischen Mittel- und Niederterrasse, wie sich das im Neuwieder Becken aus den Lagerungsverhältnissen zu den jungdiluvialen Auswurfmassen des Laacher Seegebietes durch die Untersuchungen von C. MORDZIOL[1]) ergeben hat. Die Bimssande sind dort nämlich einerseits gleichalt mit den höheren Schichten der Niederterrasse, mit denen sie wechsellagern. Andererseits liegen sie diskordant auf dem zuvor gebildeten und zum Teil bereits wieder abgetragenen Löß. Zwischen den Bimssanden der jüngeren Niederterrassenzeit und der Lößbildung liegt also eine zeitliche Lücke, die der Aufschüttung der tieferen Teile der Niederterrasse entspricht. Der Löß selbst ist in der der Aufschüttung der Niederterrasse vorangegangenen Erosionszeit entstanden.

Da wir später (S. 164) sehen werden, daß die Niederterrasse als das Äquivalent der letzten Eiszeit zu betrachten ist, so würde sich daraus das interglaziale Alter wenigstens der Hauptmasse des (jüngeren) Lösses ergeben. Dagegen ist F. WIEGERS sehr entschieden dafür eingetreten, daß er der letzten Eiszeit angehört. Diese Auffassung läßt sich kaum mit den Tatsachen vereinigen, die hier soeben über das Altersverhältnis von Niederterrrasse, Bimssand und Löß vorgetragen worden sind — es müßte denn die Niederterrasse überhaupt nicht der letzten Eiszeit angehören, sondern bereits Alluvium sein, was u. a. nach den Erörterungen auf S. 165 ff. nicht anzu-

[1]) C. MORDZIOL, Über das jüngere Tertiär und das Diluvium usw., a. a. O. S. 422/23.

nehmen ist. Aber auch gegen die WIEGERS'sche Beweisführung selbst müssen erhebliche Einwendungen gemacht werden:

Ich kann nach den Angaben von F. WIEGERS[1]) nicht beurteilen, ob die im Lehm auf dem Martinsberg bei Andernach und bei Langenaubach gemachten Funde einem Lößlehm entstammen, eine Frage, die übrigens, so lange kein typischer Löß ansteht, schwer zu entscheiden sein wird. Das Profil von Metternich dagegen, das das wichtigste zu sein scheint und von F. WIEGERS ausführlich besprochen wird, läßt auch eine ganz andere Deutung zu: Die oft große Mächtigkeit des Lösses an den Talrändern ist nach meinen Beobachtungen in den meisten Fällen durch Zusammenschwemmung am Abhang entstanden. Nach den Angaben von F. WIEGERS über die Beimengung von Sand und Geröll erscheint es sehr wahrscheinlich, daß sein Löß von Metternich nichts anderes als eine solche ganz überwiegend aus Lößmaterial bestehende Gehängebildung ist. Denn er beschreibt den Aufschluß folgendermaßen:

»Im Südteil der Grube bildet das Liegende ein gelber, blättrig gelagerter Löß mit faustgroßen Lößkindeln, abschließend nach oben mit einer 1 m starken, schwarzbraunen, humosen Schicht ... Darüber legt sich ... diskordant, 1—$1^1/_2$ m mächtig, ein unreiner, von Kies- und Quarzsandlagen durchzogener, mit Grauwacken und Quarzit durchsetzter Löß, der Knochen von *Elephas primigenius, Rhinoceros antiquitatis, Cervus elaphus, Bos primigenius* und *Equus caballus* führt. Der nun folgende, hellgraugelbe Löß ist von drei bis vier lichtbraunen Streifen durchzogen, die auf ihren Oberflächen von leichten Kies- und Geröllablagerungen, unterhalb von Schichten kleiner Lößkindel begleitet sind, mithin alte Oberflächen darstellen aus Zeiten, in denen die Lößbildung unterbrochen war ...«

Alle von mir in dieser Profilbeschreibung gesperrt gedruckten Angaben passen ausgezeichnet zu der Auffassung, daß

[1]) F. WIEGERS, Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands u. ihre Beziehungen zum Alter des Löß. Prähistorische Zeitschrift I, S. 1. 1909.

die mächtige, Sand-, Geröll- und Schuttstreifen führende Bildung ein umgelagerter Löß ist. Die das Liegende bildende Lößbildung mit humoser Verwitterungsdecke wäre dann der echte, »jüngere« Löß, nicht ein älterer, wofür ihn WIEGERS hält. Da diese Gehängebildung in einem Teile des Aufschlusses von Bimssand überdeckt wird, mag das Ganze in der Zeit der Niederterrasse, also während oder gegen das Ende der letzten Eiszeit entstanden sein, worauf ja auch die Magdalénienkultur der Ablagerung nach WIEGERS hindeutet. Nur darf sie m. E., weil es kein ursprünglicher Löß zu sein scheint, nicht für seine Altersbestimmung verwendet werden. —

Die Entstehung, Verbreitung und Gliederung des Lösses bietet wie in anderen Lößgebieten so auch am Niederrhein eine Fülle wissenschaftlicher Probleme, auf die ich es mir versagen möchte, an dieser Stelle des näheren einzugehen, weil die Erkenntnis hier noch vollständig im Fluß ist, und Arbeiten, die zur Zeit in der Niederrheinischen Bucht im Gange sind, wichtige Aufklärung in nahe Aussicht stellen. Ich begnüge mich mit der Hervorhebung einiger Haupttatsachen:

Daß die Verbreitung des Lösses, der ja in Norddeutschland allgemein dem südlichen Randgebiet des Inlandeises angehört, in einem ursächlichen Zusammenhang mit der ehemaligen Verbreitung dieses Inlandeises steht, zeigt seine in die Karte (Taf. I) eingetragene Nordgrenze, die ich W. WUNSTORF verdanke. Hier wird der Löß nach Norden zu von einer Flußlehmdecke auf Haupt- wie Mittelterrasse abgelöst. Über den Rand der Karte nach Westen zu behält die Grenze im wesentlichen dieselbe Richtung bei. Sie erreicht das Maastal nördlich von Sittard, springt dann, wie ich selbst beobachtet habe, nach Süden zurück und überschreitet den Fluß nördlich von Maastricht, wo der berühmte Fundpunkt einer reichen Säugetierfauna im Löß, Caberg, schon nahe der Nordgrenze des Lösses liegt. Weiter westlich fällt dann die Grenze mit dem Steilrande zusammen, der die lößbedeckte Hochfläche der Hesbaye im Süden von der Kiesebene der Campine im Norden trennt.

VAN BAREN[1]) gibt Löß aus den Niederlanden vom Südsaum des Veluwe an. Da Löß im ganzen nördlichen Niederrheinischen Tieflande sonst unbekannt ist, erscheint es mir zweifelhaft, ob hier nicht eine falsche Deutung lößähnlicher Bildungen vorliegt. Der Löß jedenfalls, den er außerdem aus der Gegend von Cleve und Nimwegen nennt, ist, wenn ich dieselben Aufschlüsse wie er im Auge habe, ein Feinsand, der in der Farbe, dem Korn und dem Kalkgehalt große Ähnlichkeit mit Löß hat, aber doch geschichtet ist. Hier vermute ich, daß es Feinsand der Tegelenstufe ist, der am Gehänge unter der Hauptterrasse ausstreicht.

Die weit verbreitete Anschauung, daß der Löß rechts des Rheines fehlt, ist nicht richtig. Denn wenn er auch auf der Mittelterrasse nicht entfernt die Flächen einnimmt, wie links des Flusses, so steht er doch in der Gegend von Grafenberg und Gerresheim, östlich von Düsseldorf, in großer Mächtigkeit und erheblicher Verbreitung an. Weiter im Süden findet man ihn besonders dort, wo Seitentäler in die Rheinebene eintreten, so bei Allner, nahe dem Austritt der Sieg aus dem Gebirge, oder bei Bergisch-Gladbach, im Tale des Strunderbaches. Auf den ursächlichen Zusammenhang zwischen der beschränkten Lößverbreitung in diesem Gebiete rechts des Rheines und der gewaltigen Ausdehnung von Flugsandbildungen in eben diesem Gebiet sei hier nur hingewiesen.

Die Gliederung des Lösses in eine ältere und jüngere Lößstufe, die bisher nur am Rodderberg und in dem engeren Rheintale an einer Reihe von Aufschlüssen festzustellen war, scheint nach neueren Beobachtungen auch in der Niederrheinischen Bucht vorhanden zu sein.

Es scheint jedoch nach Beobachtungen, über die W. WUNSTORF eine Veröffentlichung vorbereitet, als sei der im Niederrheinischen Tieflande beobachtete ältere Löß eine dem älteren Löß des Rodderberges vorangegangene Lößbildung. Je-

[1]) L. v. BAREN, De morphologische bouw van het Diluvium ten Westen van den Jjssel, a. a. O.

denfalls wird es hier nicht möglich sein, die Frage nach der genauen stratigraphischen Stellung des älteren Lösses G. Steinmann's vom Rodderberge zu entscheiden, da ja die Hochterrasse Steinmann's weiter im Norden nicht mehr in die Erscheinung tritt. Gerade diese Frage aber bedarf weiterer Klärung; denn die Beobachtung von H. Rauff[1]), daß der ältere Löß in der Gegend von Mehlem unter das Niveau der Hochterrasse bis zu 90 und 85 m, also um 20 bezw. 25 m unter die Oberfläche der Hochterrasse herabreicht, verliert ihre Bedeutung sicherlich nicht, wenn J. Fenten[1]) meint, daß es sich hier um »Lokalerosionen« in den Schottern der Hochterrasse handele. Jedenfalls steht bisher überhaupt noch nicht fest, wie tief dieser ältere Löß herabreicht. Durch die Analogie mit oberrheinischen Verhältnissen läßt sich die stratigraphische Stellung des älteren Lösses vom Rodderberg nicht beweisen; denn diese Analogie ist das, was nachgewiesen werden soll. Auch muß betont werden, daß der Nachweis eines älteren Lösses auf der »Hochterrasse« an einer ganzen Reihe von Punkten des Rheintales zwischen Bingen und dem Rodderberg durch J. Fenten insofern der Nachprüfung bedarf, als Fenten nach C. Mordziol[2]) oberhalb Coblenz die Hochterrasse mit der »tieferen Stufe der Hauptterrasse« (siehe oben S. 135) verwechselt hat.

Die große Masse des oberflächlich verbreiteten Lösses gehört naturgemäß — auch auf der Hauptterrasse — zur jüngeren Lößstufe. Hinsichtlich der oft erörterten Entstehung sprechen auch am Niederrhein die mannigfachsten Umstände für die trockene, meist als subaërisch bezeichnete Ablagerung in den Gebieten, wo wir ihn heut vor uns sehen.

Das nordische Diluvium.

In derselben Zeit, in der sich das heutige Tal des Rheines mit seiner, wie wir gesehen haben, gesetzmäßigen Folge von

[1]) Siehe oben S. 117.

[2]) C. Mordziol, Ein Beweis für die Antecedenz des Rheindurchbruchtals, a. a. O., S. 10.

Terrassen allmählich herausbildet, dringt von Nordosten her das skandinavische Inlandeis ins Norddeutsche Tiefland vor und dehnt sich zweifellos bis an den Rand der deutschen Mittelgebirge aus, ja es streckt seine Gletscher bis in die Täler der Mittelgebirge vor.

Es ist klar, daß die Spuren der Inlandeisbedeckung dort am geringsten sein werden, wo es sich am weitesten von seinem nährenden Ursprungsort entfernt hatte; im Niederrheinischen Tieflande, wo nach unserer heutigen Kenntnis der äußerste Südwestsaum des Inlandeises gelegen hat, werden notgedrungen alle die mittelbaren und unmittelbaren Wirkungen des Inlandeises geringer gewesen sein, als in mehr zentral gelegenen Gebieten. An der Peripherie des ehemaligen Inlandeises können wir nicht mehr mit einer ebenso mächtig entwickelten Grundmoräne wie im übrigen Norddeutschen Tieflande rechnen. Die glazialen Druck-, Stauchungs- und Schleiferscheinungen werden sich in bescheidenerer Form äußern, die nordischen Leitgeschiebe werden wegen des Hinzutretens weniger charakteristischer Gesteine, die das Inlandeis auf seinem langen Wege durch halb Nordeuropa aufgenommen hat, nicht mehr so unbedingt vorherrschen.

Tritt aber das Inlandeis, seine Ablagerungen und seine Schmelzwässer in unmittelbare Berührung mit den Wässern eines so gewaltigen Stromes, wie es der Rhein der Diluvialzeit war, so werden seine Spuren verwischt durch die erodierende, verdeckt durch die aufschüttende Tätigkeit des Flusses. Bedenken wir endlich, daß das Inlandeis am Niederrhein in damals (wenigstens in seinem südlichen Teile) noch stark aufsteigendes Land eingedrungen ist, dessen Täler also heute tief unter dem Niveau der älteren diluvialen Aufschüttungen liegen, so sehen wir in der — aus diesem Grunde und wegen des seit dem Schluß der Eiszeit im Niederrheingebiet herrschenden humiden Klimas — stärkeren Denudation einen weiteren Umstand, der das Wiedererkennen der nordischen Ablagerungen notgedrungen erschweren muß.

Wir sind heute noch nicht so weit, daß wir das Vordringen

und den Rückzug des Inlandeises in seinen verschiedenen Phasen ganz zu überschauen vermögen. Späterer Arbeit muß es vorbehalten bleiben, die Beziehungen zwischen Inlandeis und Rheindiluvium endgiltig zu klären, ein umso erstrebenswerteres Ziel, als wir ohne die Zuhülfenahme der Flußaufschüttungen südlichen Ursprunges wohl kaum je zu einer befriedigenden Gliederung des nordischen Diluviums kommen werden. —

Die ältesten Spuren des Inlandeises scheinen sich bereits in dem Ältesten Diluvialschotter zu finden; denn, wie ich oben bereits erwähnt habe, treten in den Schichten bei Donsbrüggen und Elten, die ich zu ihm zu stellen geneigt bin, Gerölle von rotem Feldspat auf. Auf den Eintritt eines eiszeitlichen Klimas deuten gleichzeitig in der Niederrheinischen Bucht in sichtlichem Gegensatz zu den davon vollständig freien, pliocänen Flußaufschüttungen die großen Mengen gewaltiger, kantiger Geschiebe hin, die durch ihre Lage an der Basis der Hauptterrasse als ein Erosionsrelikt des Ältesten Diluvialschotters erscheinen und nur durch Eisschollen an ihren Platz gelangt sein können. Schon der Älteste Diluvialschotter scheint also am Niederrhein in zeitlicher Beziehung zu einer Vereisung zu stehen. Will man ihn in Beziehung setzen zu einer der alpinen Vergletscherungen, so wird man ihn zwanglos als Älteren Deckenschotter ansprechen.

Nach R. Bärtling[1]) tritt ferner rechts des Rheines in zahlreichen Aufschlüssen im Liegenden der Hauptterrasse, die ja nach Osten hin über den Ältesten Diluvialschotter hinausgreift, die Grundmoräne einer Vereisung auf. Links des Rheines ist etwas derartiges im Liegenden der Hauptterrasse bisher nicht beobachtet worden; ich kenne auch die rechtsrheinischen Aufschlüsse nicht aus eigener Anschauung. Da der Älteste Diluvialschotter und die Hauptterrasse durch eine interglaziale Bildung, die Tegelenstufe, getrennt werden, muß diese Grundmoräne einer der beiden Flußaufschüttungen im Alter nahe stehen. Es ist aber

[1]) R. Bärtling, Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Bergregalgebiet. Glückauf, 40, 1909, S. 1173.

Abbildung 5.



Typische Grundmoräne auf dem Hülserberg. G. Fliegel phot.
Zahlreiche große Geschiebe in ungeschichtetem Lehm.

Abbildung 6.



Grundmoräne am Hülserberg G. Fliegel phot.
überlagert den Kies und Sand der Hauptterrasse (dg_1). In ungeschichtetem Lehm (dm) einzelne Geschiebe (G) und eigentümlich hineingepreßte Sandlinsen (s).

noch ungewiß, ob der älteren oder der jüngeren. Da die Armut der Hauptterrasse an nordischen Geschieben nicht recht damit in Einklang steht, daß sie dicht vor dem Rande des Inlandeises, während dieses sich zurückzog, aufgeschüttet wurde, ist vielleicht wahrscheinlicher, daß in dieser Grundmoräne das Äquivalent des Ältesten Diluvialschotters vorliegt.

Unabhängig von dieser Grundmoräne tritt Geschiebelehm sodann im Rheintale selbst, bei Xanten[1]), auf, bedeckt von der Niederterrasse; ferner in gleicher Höhenlage bei Bocholt, an der Ausmündung des Aaflusses ins Rheintal, und zwar unter der von der Niederterrasse überschütteten Mittelterrasse (vgl. die Profile auf Tafel II). R. Bärtling sieht in dem Vorkommen von Grundmoräne in den Tälern rechts des Rheines und im Liegenden der Hauptterrasse den Absatz ein und derselben Vereisung[2]), wie ich meine, zu Unrecht. Denn dem widerspricht, daß die Grundmoräne vom Hülser Berg[1]), deren Vorhandensein nach der oberen der beiden nebenstehenden Abbildungen jetzt als sicher gelten kann, die Hauptterrasse überlagert, sich am Abhang herabzieht und allem Anschein nach unter die Niederterrasse (siehe das Profil durchs Niederrheinische Tiefland, Tafel II) untertaucht. Auch weisen die am Westrande des Rheintales sichtbaren Stauchungserscheinungen auf das Eindringen des Inlandeises ins Rheintal m. E. mit Notwendigkeit hin. Wir haben also in der Grundmoräne[3]) des Rheintales den Zeugen einer weiteren Vereisung vor uns; zwischen ihr und der besprochenen älteren Vereisung liegt mindestens die tiefe Erosion des Rheintales zwischen Haupt- und Mittelterrassenzeit. Auf sie ist zugleich die im Landschaftsbilde so großartig hervortretende Aufpressung der Hauptterrasse am westlichen Talrande und an den innerhalb des Tales gelegenen Hauptterrassenresten vom Hülser Berg bis Cleve und Nimwegen sowie die ausgedehnte

[1]) G. Fliegel, Rheindiluvium und Inlandeis. a. a. O., S. 339.

[2]) a. a. O.

[3]) E. Königs, Die Krefelder Gegend zur Tertiär- und Quartärzeit, a. a. O., hat bereits vor einigen Jahren Geschiebemergel aus dem Rheintal angeführt. Die betreffende Bildung ist jedoch falsch gedeutet.

Staumoräne in den Niederlanden, östlich vom Rheindelta, zurückzuführen. Da wir von einem noch weiteren Vordringen des Inlandeises nach Westen oder Südwesten bisher nichts wissen, ist diese Eiszeit in dem Sinne, wie ich das Wort früher gebraucht habe (d. h. zunächst ohne stratigraphische Bedeutung), die Haupteiszeit.

Aus dieser Lage des äußersten Südwestrandes, den das Inlandeis je erreicht hat, folgt zugleich, daß wir dem Inlandeis, da von hier bis zum Gebirgsrande bei Langerwehe noch eine Lücke von mehr als 60 km frei bleibt, keine erhebliche stauende Wirkung bei dem Absatz irgend welcher Sedimente, etwa des Lösses, zuschreiben können, wir müßten denn den stauenden Eisrand mit LASPEYRES ins Meer und damit ins Transzendentale verlegen[1]).

Die äußerste südliche Ausdehnung des Eises im Rheintal kennen wir noch nicht, denn jedenfalls ist es über den Hülser Berg hinaus noch ein gewisses Stück im Tale nach Süden vorgedrungen.

Die Frage, ob das Inlandeis in das Tal des Rheines nur mit einer breiten Gletscherzunge von Norden her vorgerückt, oder ob es vom Ostrande des Tales herabgeflossen ist, ist, da die genauere Durchforschung dieser Gebiete östlich des Rheines noch aussteht, nicht entscheidend zu beantworten. Eine Beobachtung jedoch, die ich in letzterem Sinne deuten möchte, kann ich mitteilen: Unter der freundlichen Führung von Herrn Professor HESS in Duisburg besuchte ich im letzten Herbst von Sterkrade aus das Vierhellener Veen. Hier kommen auf der Hauptterrasse in großer Zahl nordische Geschiebe vor, die meist kantig, kaum je gerundet sind. Auch gekritzte Geschiebe fehlen nicht. Im Veen, in dem gerade Entwässerungsgräben gezogen wurden, war das Auftreten dieser meist 20—30 cm großen Geschiebe besonders gut sichtbar. Der Kies der Hauptterrasse selbst ist in mehreren Aufschlüssen schlecht geschichtet, seine Ober-

[1]) Siehe oben Seite 114.

fläche ist unruhig und erinnert nicht mehr an die tischebene Fläche der Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. Aus alledem glaube ich schließen zu dürfen, daß, wenn die Geschiebe nicht vom Rande eines auf der Hauptterrasse liegenden Inlandeises herbeigeflößt sind, in den Geschiebemassen vielleicht die ausgewaschenen Reste der Grundmoräne vorliegen. Es ist jedoch wünschenswert, diese Annahme durch weitere Beobachtungen zu ergänzen.

Ist meine Schlußfolgerung richtig, so würde sich eine interessante Lagerung der Hauptterrasse zwischen zwei Grundmoränen ergeben.

Die bereits erwähnte Anschauung des Herrn A. BRIQUET, daß die Endmoräne von Crefeld-Nimwegen vor der Bildung des heutigen Rheintales durch Aufpressung entstanden sein soll, und daß der Rhein zu dieser Zeit ausschließlich im heutigen Niers-tale floß, ist an sich schon unwahrscheinlich, weil eine Ursache für die spätere Stromverlegung nicht erkennbar ist. Denn daß das Inlandeis an seiner äußersten Peripherie noch ein so beträchtliches Flußbett ausgepflügt haben könnte, ist kaum anzunehmen. Auch paßt der von Herrn BRIQUET gezeichnete Verlauf der Endmoräne quer zum heutigen Rheintale nicht zu dem Vorhandensein der gestauchten Schichten des Monreberges und des Kalkarberges östlich von Cleve. Die von ihm geäußerte Vermutung, daß die Staumoräne das Äquivalent der Haupteiszeit sei, deckt sich mit meiner oben begründeten Anschauung, nicht aber die genauere Präsizierung des Verhältnisses zur Mittelterrasse[1]). Daß diese in keinem Falle etwas älter sein kann, als die Vereisung, beweist ihre Auflagerung auf der Grundmoräne

[1]) Die Lagerung der Grundmoräne bei Bocholt unter der Mittelterrasse in dem nach der Aufschüttung der Hauptterrasse erodierten Tal ist bisher der einzige Beweis für die Entstehung dieser Grundmoräne und der Endmoräne am westlichen Rheintalrande zwischen Haupt- und Mittelterrasse. In dem inzwischen von Herrn P. G. KRAUSE (a. a. O.) angeführten Auftreten von Kiesschichten am Dachsberg bei Mörs, die, weil sie lokal horizontal liegen, jünger als das Inlandeis des Rheintales sein sollen, kann man, falls diese Schichten der Mittelterrasse angehören, eine weitere Stütze erblicken.

bei Bocholt. Rein morphologische Betrachtungen genügen eben nicht für die Lösung dieser verwickelten Fragen.

Auch über das genauere Verhältnis dieser letztbesprochenen Vereisung zu den Rheinterrassen, speziell zur Mittelterrasse gestatten die Bohrungen bei Bocholt und das Auftreten der Mittelterrasse bei Mörs gewisse Rückschlüsse: Wenn der Gletscher im Rheintale lag, so sperrte er das Tal, ließ aber dem Rhein den freien Abfluß durch das heutige Nierstal. Zweifellos entstand dabei ein gewisser Stau, und dieser dürfte die Ablagerung von Sediment, d. h. die Aufschüttung der Mittelterrasse im heutigen Rheintal in dem Maße bewirkt haben, wie das Wasser dem sich zurückziehenden Eise von Süden her nachdrängen konnte. Die Aufschüttung der Mittelterrasse begann also, wenigstens hier im Niederrheinischen Tieflande, noch während der Eiszeit und hielt an während der Abschmelzzeit, — wie weit in die Interglazialzeit hinein, ist deshalb nicht anzugeben, weil paläontologische Funde, die die Frage entscheiden könnten, bisher nicht gemacht worden sind, und auch, weil es eine scharfe Grenze zwischen Eis- und Zwischeneiszeit überhaupt nicht gibt. Daher darf auch aus der Lagerung einer Terrasse zwischen zwei Grundmoränen nicht ohne weiteres ihr interglaziales Alter abgeleitet werden.

Wir haben danach im Niederrheinischen Tieflande bisher mit Sicherheit die Grundmoräne zweier Vereisungen nachgewiesen; falls die Vorkommen von nordischen Geschieben im ältesten Diluvialschotter und die Grundmoräne im Liegenden der Hauptterrasse auf zwei verschiedene Eiszeiten zu beziehen sein sollten, liegen sogar die Spuren dreier Vereisungen vor.

Über die Beziehung der Niederterrasse zum glazialen Diluvium gestatten die Beobachtungen im Niederrheinschen Tieflande keinen unmittelbaren Schluß. Das ist auch garnicht zu erwarten; denn, wenn die Niederterrasse, wie im allgemeinen angenommen wird, der letzten Eiszeit äquivalent ist, so dürfte dieses Inlandeis, da es ja im Alpenvorlande und also doch wohl

auch in Nordeuropa in seiner Ausdehnung erheblich hinter dem vorletzten zurückgeblieben ist, nicht bis an den Rhein vorgedrungen sein. —

Da die Gliederung der Terrassen und ihre Beziehungen zu den einzelnen Eiszeiten, wie aus alledem hervorgeht, erst teilweise geklärt sind, müssen Vergleiche mit der diluvialen Schichtenfolge anderer Gebiete heut noch als verfrüht bezeichnet werden. Das gilt z. B. von der Parallelisierung der Saaleterrassen mit den unseren, wie sie L. SIEGERT[1]) kürzlich versucht hat; ich möchte es mir daher versagen, die Widersprüche, die sich bei einer Gegenüberstellung der SIEGERT'schen Auffassung und meiner oben dargelegten Gliederung von selbst aufdrängen, im einzelnen zu erörtern.

Dagegen muß ich mit einigen Worten auf ein anderes Diluvialgebiet, den Oberrhein, eingehen und der Auffassung gedenken, welche VAN WERWECKE[2]) neuerdings über die Stellung unserer jüngeren Terrassen geäußert hat. Er parallelisiert unsere tiefste Mittelterrasse mit der Niederterrasse des Elsaß, so daß unsere Niederterrasse zu einer nacheiszeitlichen Aufschüttung wird. Die Übereinstimmung sieht er im wesentlichen darin, daß die Mittelterrasse sich, ähnlich wie die Schiltigheimer Terrasse im Elsaß, »wenig über die tiefste, von Schlick teilweise überdeckte, von alten Furchen durchzogene und zum Teil noch der Überschwemmung ausgesetzte Terrasse« erhebe.

Der innere Grund für die Gleichstellung aber ist für ihn die Überzeugung, daß nicht nur die Mittelterrasse am Niederrhein, sondern auch die Niederterrasse am Oberrhein älter als der (Jüngere) Löß sei. Ob die Beweisführung VAN WERWECKE's hinsichtlich des Verhältnisses des Lösses zur Niederterrasse und

[1]) L. SIEGERT, Zur Theorie der Talbildung. Zeitschr. Deutsche Geologische Gesellschaft, 1910, M. B. S. 29 u. 30. — Eine Diskussionsbemerkung, wie sie mir hier S. 27 Anm. in den Mund gelegt wird, habe ich nicht getan.

[2]) VAN WERWECKE, Die Mittelterrasse der Gegend von Freiburg i. Breisgau. Löß auf der Niederterrasse. Mitt. d. Geolog. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen. Bd. VII, 1909, S. 179.

der STEINMANN'schen Mittelterrasse am Oberrhein stichhaltig ist, ob ferner die Niederterrasse des Elsaß ident ist mit der Niederterrasse des Alpenvorlandes, kann von hier aus natürlich nicht entschieden werden. Jedenfalls herrscht unter den oberrheinischen Geologen in diesen Fragen bisher keine Übereinstimmung. GUTZWILLER z. B. hält daran fest, daß der Löß der Gegend von Basel interglazial, d. h. älter als die Niederterrasse ist. Ich möchte aber ferner der Meinung Ausdruck geben, daß, wenn der Löß am Oberrhein wirklich bis auf die Niederterrasse herabreicht, das noch nicht beweisend für die Altersstellung des Lösses im allgemeinen ist. Die zahlreichen Laimenzonen im oberrheinischen Löß beweisen am besten, daß die Gliederung des Lösses nicht so ganz einfach ist, und daß wir mit erheblich mehr als zwei Lößbildungszeiten zu rechnen haben. Eine Übereinstimmung der dortigen Lößgliederung mit der niederrheinischen ist noch keineswegs erzielt, wie z. B. auch das bereits erwähnte Auftreten eines älteren Lösses im unmittelbaren Anschluß an die Hauptterrasse am Niederrhein lehrt[1]). Ich kann also vorläufig in dem Auftreten von Löß auf der Niederterrasse des Elsaß keinen abschließenden Beweis dafür sehen, daß unsere Mittelterrasse die wahre Niederterrasse ist.

Auch enthält die Parallelisierung VAN WERWECKE's einige bedenkliche Konsequenzen: Die Schiltigheimer Terrasse liegt nur einige Meter über der Alluvialebene. Die Mittelterrasse liegt am Rodderberg etwa 8 m über der Niederterrasse, sie befindet sich aber nach den Angaben von J. FENTEN bei Bacharach schon 50 m über dem Rhein. Beim Eintritt des Rheines ins Schiefergebirge bei Bingen müssen wir den Höhenunterschied auf etwa 58 m annehmen, während die Niederterrasse der Elsässer Geologen nur einige Meter über dem Flusse liegt. Es müßte sich also, wenn beide Terrassen ident sind, das Schiefergebirge noch um mehr als 50 m nach der letzten Eiszeit höher herausgehoben haben. Nicht nur der Löß wäre postglazial, sondern der Ausbruch des Laacher Sees rückte bis

[1]) Siehe oben S. 157.

nahe an die Gegenwart heran. Vor allem aber ergäbe sich dann in der Ausbildung des Rheintales zu postglazialer Zeit ein auffälliger Unterschied zwischen Ober- und Niederrhein, indem sich der Rhein dort nur noch die breite Alluvialebene geschaffen hätte, bestehend aus einer dünnen Decke von Sand oder Schlick über diluvialen, später nur noch oberflächlich umgelagerten Kiesmassen[1]), während am Niederrhein diese Zeit eine Periode tiefen Einschneidens, gefolgt von einer nicht weniger gewaltigen Aufschüttung war. Denn die Niederterrasse liegt ja nicht etwa nur 7—8 m (bei Bonn) unter der Mittelterrasse, sondern die Ausfurchung des Tales vor ihrer Aufschüttung beträgt, wie die selten zahlreichen Bohrungen zwischen Bonn und Cöln zeigen, nicht weniger als etwa 26 m, steigt aber bis auf 42 m.

Diese Verschiedenheit in der Talbildung beider Gebiete in einer wenig zurückliegenden Zeit wäre umso befremdlicher, als sich für das Diluvium eine weitgehende Übereinstimmung immer mehr herausstellt.

Erscheinen daher die Zweifel am diluvialen Alter unserer Niederterrasse nicht berechtigt, so harren doch gar viele Fragen der Diluvialgeologie des Niederrheingebietes noch der Lösung. Erst wenn die, wie ich mir wohl bewußt bin, recht großen Lücken in unserem Beobachtungsmaterial anfangen werden, sich mehr zu schließen, wird es an der Zeit sein, hinauszublicken über das Niederrheinische Tiefland, um seine diluviale Schichtengliederung mit der anderer Gebiete zu verknüpfen; dann wird es vielleicht möglich sein, vom Rheine her zu einer befriedigenden Gliederung des norddeutschen Diluviums beizutragen und die Ablagerungen des nordischen Inlandeises mit denen der diluvialen Alpenvergletscherung in Einklang zu bringen.

---

[1]) E. Schumacher, Die Bildung und der Aufbau des oberrheinischen Tieflandes. Mitteilungen Geolog. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen, Bd. II, S. 304.

Die tektonische Geschichte des Niederrheinischen Tieflandes.

Von W. Wunstorf und G. Fliegel.

Es ist bekannt, daß die paläozoischen Schichten des Hohen Venns und der Eifel ihre streichende Fortsetzung im Bergischen Lande und im Sauerlande haben, und daß die Niederrheinische Bucht eine nur scheinbare Unterbrechung des varistischen Faltungsgebirges darstellt.

Diese Unterbrechung ist unabhängig von der paläozoischen Aufwölbung des Rheinischen Schiefergebirges und eine Folge jüngerer gebirgsbildender Vorgänge, die sich im wesentlichen in Form von Schollenbewegungen geäußert haben. Daher tritt die Schichtenfaltung nur in den paläozoischen Schichten im tiefen Untergrunde des Niederrheingebietes in derselben Weise wie im Rheinischen Schiefergebirge in die Erscheinung, während die Gesamtheit der jüngeren, mesozoischen, tertiären und diluvialen Sedimente ungefaltet, in fast horizontaler Lagerung auftritt und durch Verwerfungen vielfach in Schollen zerstückelt ist, die gegeneinander verschoben sind.

Dieser heute vorhandene tektonische Gegensatz zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Niederrheinischem Tieflande hat sich im Laufe der geologischen Formationen herausgebildet, und ist in seinen Anfängen fast so alt, wie das varistische Gebirge selbst: denn bereits das Meer der Zechsteinzeit transgrediert von Norden her über das gefaltete Grundgebirge, erreichte aber sein Südufer bereits in der Breite von Ruhrort. Aus der gleichbleibenden Entwicklung der einzelnen Stufen des Unteren Zechsteins auf großen Flächen scheint hervorzugehen, daß das vordringende Zechsteinmeer einer tektonischen Einsenkung folgte, die sich damals bereits am Niederrhein herausbildete. Uralte Schollenbewegungen scheinen auch dadurch schon angedeutet zu sein, daß das Zechsteinkonglomerat über sehr verschieden alte, im Strei-

chen aneinandergrenzende Stufen des Steinkohlengebirges hinweggreift.

Wenn man die dadurch angedeuteten Querverwerfungen nicht auf gebirgsbildende Vorgänge aus der ersten Zeit nach der varistischen Faltung zurückführen will, so haben sie sogar carbonisches Alter und sind mit der varistischen Faltung gleichaltrig.

Wegen der unvollständigen Entwicklung der mesozoischen Schichten im Untergrunde des Niederrheinischen Tieflandes lassen sich die tektonischen Vorgänge dieser ganzen Zeit nicht lückenlos verfolgen. Denn wenn auch das Profil des älteren Mesozoicums einigermaßen vollständig ist, so sind doch die einzelnen Stufen überwiegend nur in sehr wenig ausgedehnten Resten erhalten. Größere Verbreitung zeigt heute allein im nördlichen Niederrheinischen Tieflande der Buntsandstein, und man muß annehmen, daß die Trias des Eifelrandes seine südliche Fortsetzung bildet. Für diesen ursprünglichen Zusammenhang spricht auch das Fehlen des Unteren Buntsandsteins in dem von uns behandelten Teil des Niederrheingebietes und am Eifelrande. Da sich erst weiter im Nordosten der Untere Buntsandstein einstellt, so transgredierte der Mittlere von Norden her bis zur heutigen Eifel und darüber hinaus. Es kann nicht zweifelhaft sein, daß eine so ausgedehnte Transgression durch erhebliche Schollenbewegungen verursacht ist, und es ist naheliegend, das Vordringen des Buntsandsteins nach Süden mit einer grabenartigen Einsenkung in Verbindung zu bringen, die dann einen erheblichen Teil der heutigen Niederrheinischen Bucht eingenommen haben müßte.

Dieser Einsenkung scheinen auch die wenigen bisher bekannt gewordenen Liasvorkommen am Niederrhein und am Eifelrande anzugehören, wenngleich auch sie mit einer allerdings unbedeutenden Schichtenlücke, also transgredierend, auf älterem Gebirge liegen.

Sehr beträchtliche Schollenbewegungen dagegen müssen in der Zeit zwischen der Ablagerung des tieferen Lias und der

Oberen Kreide stattgefunden haben, deren genauere zeitliche Festlegung eben wegen des Fehlens aller Sedimente aus diesen Zeiträumen unmöglich ist. Aus dem übrigen Norddeutschland wissen wir, daß wichtige Schollenbewegungen der Ablagerung der Oberen Kreide vorangingen, und andererseits daß eine wichtige Phase der Gebirgsbildung in die jüngere Jurazeit fällt. Die Transgression des Cenomans ins Niederrheinische Tiefland beweist, daß diese Schollenbewegungen auch in unserem Gebiet von Bedeutung gewesen sind, während von hier aus nicht zu beurteilen ist, welcher Rolle den jungjurassischen Bewegungen bei uns zukommt. Es ist jedoch, nachdem H. STILLE ihre Bedeutung für das nordöstliche Randgebiet des Rheinischen Schiefergebirges erkannt hat, durchaus wahrscheinlich, daß sie auch hier nicht fehlen. Ob freilich die »Rheinische Masse« in dem von H. STILLE angenommenen Umfange vorhanden ist, muß deshalb zweifelhaft bleiben, weil sich ein altes Einbruchsgebiet von Norden her bis tief in seine Rheinische Masse vorgeschoben zu haben scheint. Dafür spricht, daß am Eifelrande im wesentlichen dieselbe Schichtfolge vorhanden ist, wie im Norden: die Trias vom Mittleren Buntsandstein bis zum Räth, der Lias (bei Drove), das Senon (bei Irnich).

Das Andauern der gebirgsbildenden Vorgänge spricht sich noch in der jüngsten Kreidezeit von neuem aus, indem das Danien über das Senon auf ältere Schichten übergreift.

Auch aus der Alttertiärzeit lassen sich ähnliche tektonische Bewegung an der Verbreitung des Paleocäns, die nicht mit der des Daniens zusammenfällt, nachweisen und zwar wiederum an den nordwestlich streichenden Querbrüchen.

Von erheblicher, allgemeiner Bedeutung ist dagegen die Transgression des mittleren Oligocäns, mit der die älteren tektonischen Bewegungen gewissermaßen abgeschlossen erscheinen. Von jetzt ab ist auch die Schichtenfolge einigermaßen vollständig entwickelt, so daß wir imstande sind, die Phasen der Gebirgsbildung bis zur Gegenwart im einzelnen zu verfolgen. Da ergibt sich denn die bemerkenswerte Tatsache, daß von

einer Beschränkung der Gebirgsbildung, etwa auf das Miocän oder gar auf das jüngere Miocän nicht die Rede sein kann. Die Gebirgsbildung mag in miocäner Zeit besonders intensiv gewesen sein, wofür auch die vulkanischen Ausbrüche in der Eifel und dem Siebengebirge, andererseits das Zurückweichen des untermiocänen Meeres aus dem Niederrheingebiet spricht. Wir sehen aber bereits das oberoligocäne Meer nach dem Eifelrande zu über den Septarienton hinausgreifen. Andererseits bezeichnen die dem Festlande angehörigen Flußablagerungen der südlichen Niederrheinischen Bucht den beginnenden Rückzug des Meeres am Ende der Oligocänzeit. Dieser Vorgang setzt sich während des Untermiocäns fort; denn die Unterschiede in der Entwicklung der Braunkohlenflöze und des miocänen Schichtenprofils überhaupt setzen andauernde Schollenbewegungen voraus.

Diese vollziehen sich jedoch nur in einem Teil des Gebietes an den die Tektonik des Niederrheinischen Tieflandes im allgemeinen beherrschenden Nordwestbrüchen, da sich im mittleren Teil des Gebietes, im Erkelenz-Grevenbroicher Schollengebiet, eine an Ostwestbrüche gebundene, auffällig gleichmäßige Flözentwicklung zeigt. Es äußert sich hier zum ersten Male der Einfluß eines ostwestlichen Verwerfungssystems, dem demnach mindestens ein untermiocänes Alter zukommt.

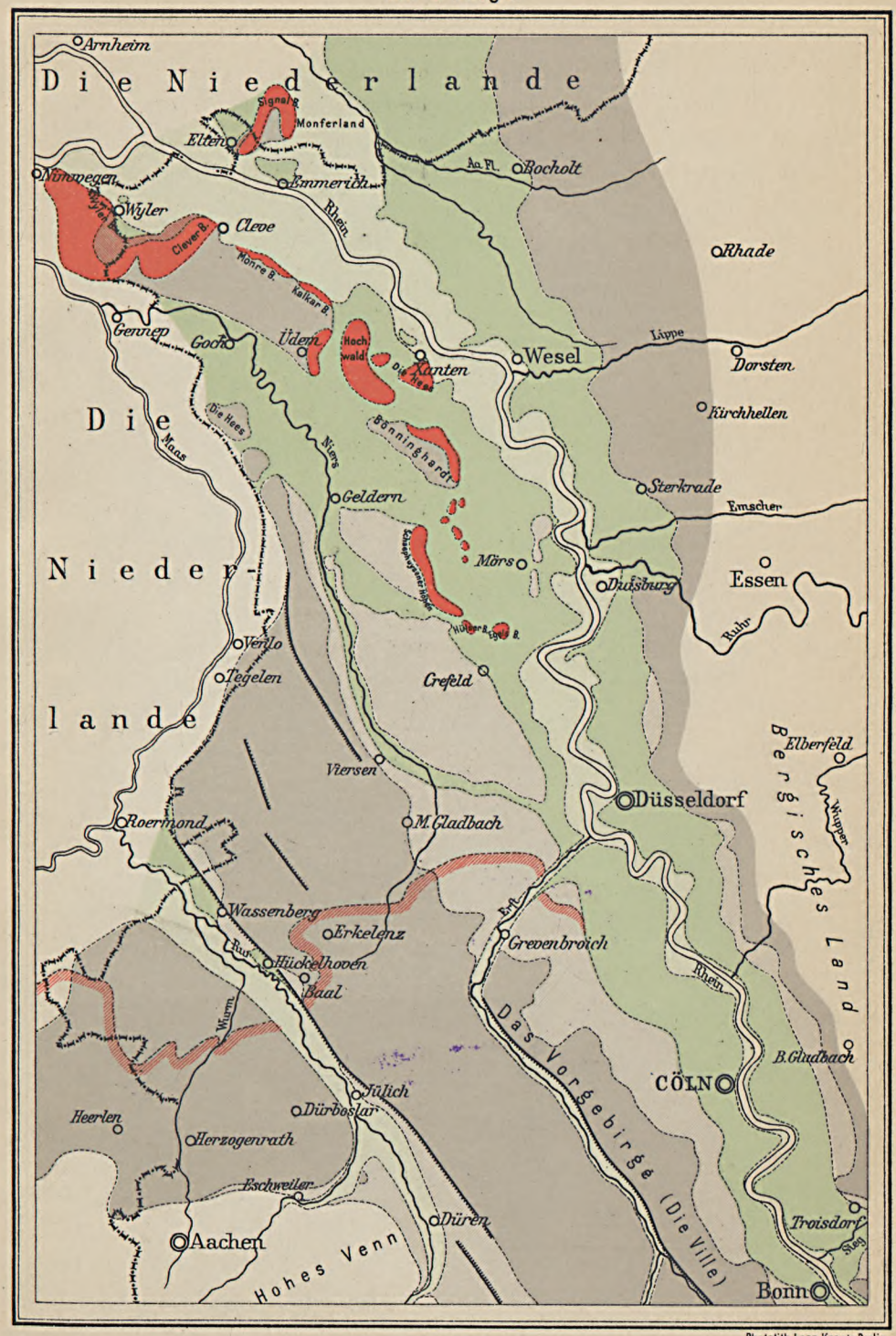
Dem Vordringen des mittelmiocänen Meeres südwärts bis Geldern und Rheinberg folgt sehr bald ein erneuter, allgemeiner Rückzug, denn das Meer der Pliocänzeit liegt weit im Norden und Nordwesten, am Rande des Niederrheinischen Tieflandes. In derselben Zeit gewinnen pliocäne Flußablagerungen im größten Teil des Niederrheingebietes eine außerordentliche Verbreitung. Mit ihrer Bildung hängen ausgedehnte Schollenbewegungen zusammen, wie die großen Mächtigkeitsunterschiede dieser Flußablagerungen in eng benachbarten Gebieten zeigen. Da die Kieseloolithschichten dort, wo sie hunderte von Metern mächtig sind, jedenfalls das ganze Pliocän vertreten, müssen wir auch das Andauern der tektonischen Bewegung während der ganzen Zeit annehmen.

Diese Bewegungen klingen nach im Diluvium, wo sie sich einerseits stellenweise in der für eine Flußablagerung sonst unerklärlichen Mächtigkeit der älteren diluvialen Schotter, andererseits in hervorragendem Maße in der Gestaltung der heutigen Oberflächenformen äußern.

Überblicken wir die tektonische Vergangenheit des Niederrheinischen Tieflandes, wie wir sie im vorstehenden in den Hauptzügen zu schildern versucht haben, in ihrer Gesamtheit, so erkennen wir das Hauptgesetz darin, daß die im wesentlichen in Schollenverschiebungen bestehenden, nachvaristischen Bewegungen vielleicht in keiner geologischen Periode ganz zur Ruhe gekommen sind, und daß auch gerade die hier noch nicht genügend beachteten, älteren derartigen Bewegungen für den geologischen Aufbau des Gebietes von eminenter Wichtigkeit sind. Die heutigen Oberflächenformen des Niederrheinischen Tieflandes wie auch seiner Gebirgsränder sind dagegen das ausschließliche Werk der jungen, tertiären und nachtertiären Krustenbewegungen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15012

Geologisch-morphologische Übersichtskarte
des Niederrheinischen Tieflandes
von G. Fliegel.



1:750000

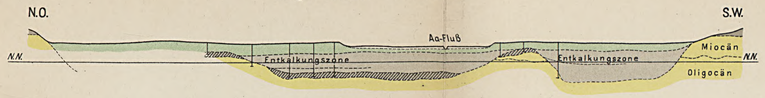
Photolith. Leop. Kraatz, Berlin.

Ältester Diluvialschotter | Hauptterrasse | End-(Grau)moräne | Mittelterrassen | Nordgrenze der Lößverbreitung | Niederterrasse | Alluvium, z.T. über Niederterrasse | Hauptverwerfungen im Diluvium

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Querprofil durch das Aatal bei Bocholt

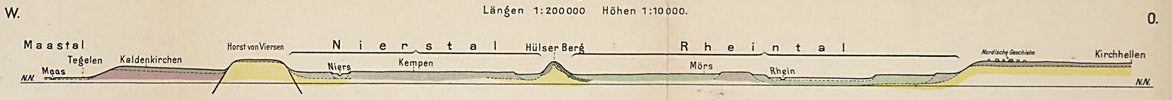
Längen 1:20000 Höhen 1:5000



Profil durch das Niederrheinische Tiefland

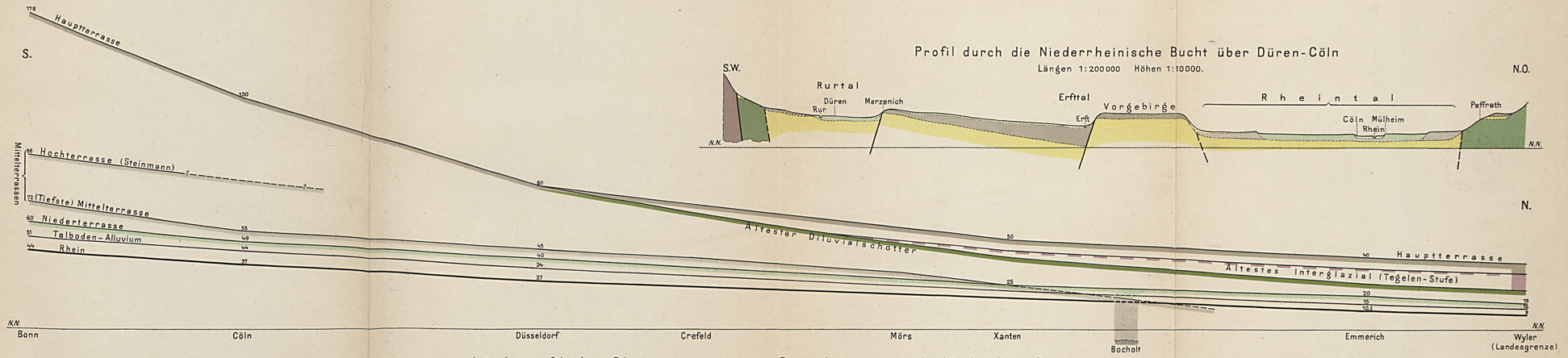
(Tegelen-Hülser Berg-Mörs-Kirchhellen)

Längen 1:200000 Höhen 1:10000.



Profil durch die Niederrheinische Bucht über Düren-Cöln

Längen 1:200000 Höhen 1:10000.



Längsprofil der Rheinterrassen von Bonn bis zur niederländischen Grenze

Längen 1:300000 Höhen 1:1500.

Diluvium

Cambrium | Unter-Devon | Mittel-Devon | Tertiär | Ältester Diluvialschotter | Tegelen-Stufe | Hauptterrasse | Grundmoräne | Mitteterrassen | Eifelschotter | Löss | Niederterrasse | Alluvium

Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15012

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15012

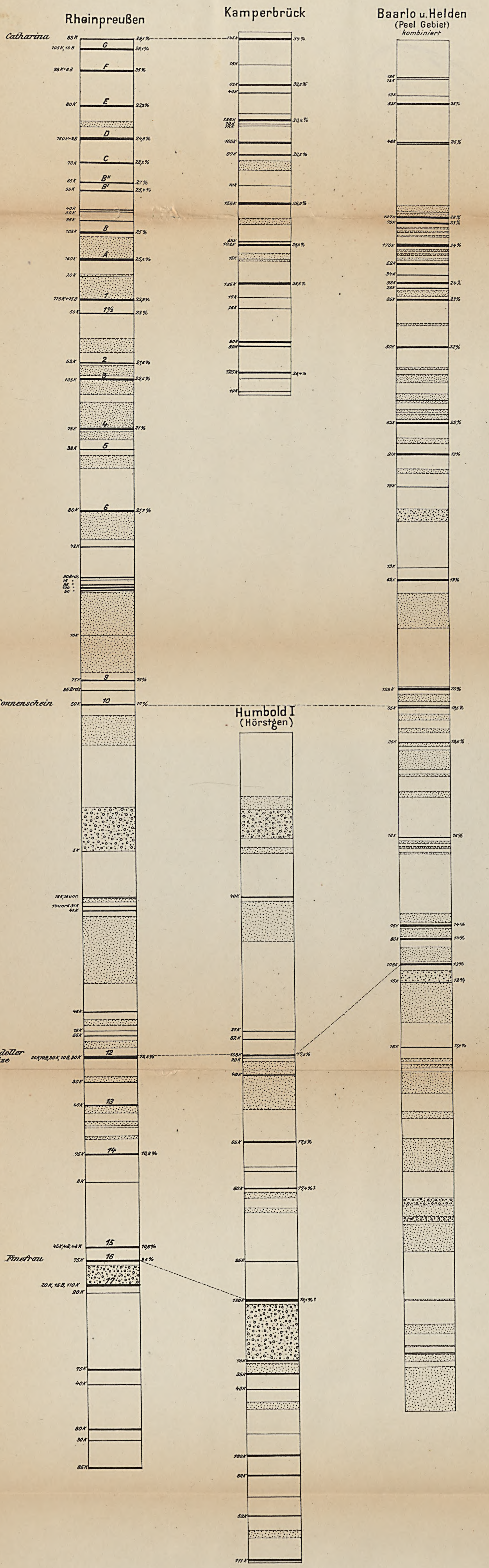
Abhandlungen der Königl. Geolog. Landesanstalt
Neue Folge Heft 67.

Anlage II

PROFILE

aus dem Steinkohlengebirge des nördlichen Niederrheins und des Peel-Gebietes

1 : 2000.



Die Zahlen am linken Rande der Profile geben die Flözmächtigkeit, am rechten den Gasgehalt an.

Photolithogr. v. Leop. Kraatz, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15012

ÜBERSICHTSKARTE

der Tektonik und der nachgewiesenen Verbreitung der Steinkohlenformation im Rhein-Maas-Gebiet

nach den Aufnahmen der Geologischen Landesanstalt und mit Unterstützung von W. C. Klein und van Waterschoot van der Gracht bearbeitet von W. Wunstorf.

Abhandl. d. Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 67.

Herausgegeben von der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt.

Anlage I.


Horst von Mill
Horst von Beuden
Quergraben von Venray
Graben von Weert
Graben von Roermond
Graben von Feldbiss
Graben von Gladbach
Graben von Erkelenz
Graben von Krefeld
Graben von Viersen
Graben von Rheydt
Graben von Neuß
Graben von Bonn
Graben von Zülpich
Graben von Aachen
Graben von Eupen
Graben von Venn
Graben von Hohes Venn
Graben von Stolberg
Graben von Lüttich
Graben von Herve
Graben von Visé
Graben von Maastricht
Graben von Tongern
Graben von Hasselt
Graben von Diest
Graben von Löwen
Graben von Brüssel
Graben von Mecheln
Graben von Antwerpen
Graben von Turnhout
Graben von Eindhoven
Graben von Helmond
Graben von Deurne
Graben von Venlo
Graben von Kempen

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej