5. Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster*).

Von Herrn Richard Bärtling in Berlin.

(Hierzu Tafel V—VII und 3 Tabellen im Text.)

Einleitung.

Seit den klassischen Arbeiten von A. und F. Römer, Clemens Schlüter, H. v. Dechen und v. Strombeck über die Ausbildung der oberen Kreide im Becken von Münster ist unsere Kenntnis durch eine sehr große Zahl wichtiger Arbeiten ständig erweitert worden. Mit Rücksicht auf den sehr beschränkten, zur Verfügung stehenden Raum muß ich auf die Beifügung eines genauen Literaturverzeichnisses[1]) verzichten, unter der großen Zahl neuerer Autoren, möchte ich nur an die Namen G. Müller, P. Krusch, Th. Wegner, Joh. Böhm und H. Stille erinnern. Trotz dieser Fülle der Literatur sind nach der Zeit von Schlüter und v. Dechen wenig Versuche gemacht, zusammenfassende Übersichten, besonders über die Faziesverteilung zu geben. Fast alle Arbeiten beschränken sich auf Teile des Beckens oder seines Randes. Abgesehen von Th. Wegner[2]) hat nur H. Stille[3])

---

*) Vortrag, gehalten in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 5. Mai 1920.

[1]) Ich verweise auf die Literaturübersichten von H. und M. Rauff und Er. Kaiser, Geolog.-Mineralog. Literatur des rheinischen Schiefergebirges, Verh. d. Naturhist. Vereins für Rheinland und Westfalen; ferner: Die Entwicklung des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbergbaus, Bd. I, S. 269.

[2]) Th. Wegner, Geologie Westfalens, Paderborn 1910.

[3]) H. Stille, Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens, Jahrb. Geol. Landesanst., XXVI, Jahrg. 1905, Berlin 1908, S. 103 ff.

— Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna, ebenda, S. 140 ff.

den Bau und die Faziesverhältnisse der Kreide eines größeren Gebietes geklärt, auch er beschränkte sich dabei nur auf das Eggegebirge und Teile im Südosten des Beckens.

Die Folge dieses Mangels an zusammenfassenden Arbeiten ist, daß über die Entwicklung des Meeres in den einzelnen Zeitabschnitten selbst in diesem klassischen Lande der Kreide vielfach noch ganz unklare Vorstellungen herrschen. Noch häufig findet man namentlich in Westdeutschland die Ansicht vertreten, daß die Küsten des Kreidemeeres ungefähr mit den heutigen Verbreitungsgrenzen der Formation zusammenfallen. Ganz besonders oft hört man derartige Aeußerungen über den heutigen Südrand des großen Kreidebeckens von Münster. Diese Auffassung entspricht fast der primitiven Anschauung von Heer und anderen der alten Geologen, nach deren Darstellung die alten Küstenlinien und heutigen Verbreitungsgrenzen zusammenfallen sollten. Unsere heutige Auffassung hat diese alte Darstellung längst überholt. Für die meisten Formationen wissen wir, daß die heutigen Verbreitungsgrenzen mit den alten Küstenlinien fast nichts oder nur sehr wenig zu tun haben.

Im Becken von Münster und am Niederrhein liegen die Verhältnisse in der Tat durchaus nicht so klar, so daß man leicht zu der Auffassung kommen kann, daß die heutige Grenze mit nur ganz geringen Abweichungen mit der alten Küstenlinie des Kreidemeeres zusammenfällt, daß also das Becken von Münster eine von vornherein als gesonderte Einsenkung gebildete Bucht des offenen Kreidemeeres anzusehen ist. Diese Auffassung läßt sich jedoch nicht aufrecht erhalten, denn es ist bereits seit längerer Zeit bekannt, daß auch während der Kreidezeit epirogenetische Bewegungen in großem Umfange vor sich gingen. Diese führten dazu, daß die einzelnen Stufen der Kreide in verschiedener Weise verbreitet und dabei ganz verschieden ausgebildet sind.

Schon über dem Wealden, der bei uns inWestdeutschland, ebenso wie in anderen Gebieten vorwiegend als Süßwasserabsatz ausgebildet ist, folgen zunächst die feingeschlämmten Tone der Unteren Kreide mit ihrer Fauna von zartschaligen Muscheln und Ammoniten, also mit einer Tierwelt und einem Gesteinsmaterial, die beide auf tiefes offenes Meer schließen lassen. Aber schon im Unteren Valanginien, im Unteren Hauterivien und im Oberen Aptien setzen im W

Sandsteinbildungen und Austernbänke ein, die auf erhebliche negative Verschiebungen der Strandlinie schließen lassen. Am ausgeprägtesten werden diese Anzeichen für Küstenlinienverschiebungen in den Grünsandbildungen des Gaults und des Cenomans. Diese glaukonitischen Gesteine sind küstennahe Bildungen des flachen Meeres. Sie lassen darauf schließen, daß erneute Überflutungen weiter Landstriche durch das Kreidemeer stattfanden. Derartige Grünsandhorizonte finden sich dann bekanntlich in manchen Teilen des Beckens von Münster noch bis in das Obere Turon, den Emscher und das Senon. Die gebirgsbildenden Vorgänge hielten an bis in die Zeit des Oberen Senons. Sie prägen sich auch in den ausgedehnten Sandablagerungen aus, die diese Formation am ganzen Westrande des Beckens von Münster vertreten. Diese Bildungen stehen in engstem Zusammenhang mit dem von Herrn P. Krusch[4]) beschriebenen alten Preußisch-holländischen Grenzgebirge.

E. Haug hat den Versuch gemacht, die Meere und Küsten der Kreideformation zu rekonstruieren[5]). Er kommt den tatsächlichen Verhältnissen auch für das westliche Deutschland ziemlich nahe. In manchen Einzelheiten ist aber eine Berichtigung seiner Darstellung erforderlich.

Der gegebene Ausgangspunkt für alle derartigen Arbeiten über die Mittlere und Obere Kreide im nordwestlichen Deutschland ist das Becken von Münster. Dort haben wir in fast allen Stufen der Kreide im Innern des Beckens selbst und an seinen Rändern bemerkenswerte Unterschiede in der Fazies. Am bekanntesten hiervon sind die Verschiedenheiten des Senons am Westrande und am Ostrande des Beckens, des Cenomans der Gegend von Essen und Mülheim und der von Altenbeken, von Lengerich und von Ahaus. Ähnlich, wenn auch nicht so einfach und klar liegen die Verschiedenheiten in der Fazies des Turons und Emschers. Auch dort vollzieht sich in der Richtung von W nach O ein bemerkenswerter Wechsel, der schon v. Dechen[6]) und F. Roemer[7]) bekannt war, auf den aber

---

[4]) P. Krusch, Der Gebirgsbau im Preußisch-holländischen Grenzgebirge von Winterswijk, Weseke, Buurse usw., diese Zeitschrift **71**, 1919, Monatsberichte S. *139*.

[5]) E. Haug, Traité de Géologie, Bd. 2, S. 1178, 1233, 1359.

[6]) v. Dechen, Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Bonn 1884, S. 463 ff.

[7]) Ferd. Roemer, Geognostische Übersichtskarte der Kreidebildungen Westfalens.

später ganz besonders G. Müller, P. Krusch[8]) und auch ich[9]) hingewiesen haben.

Dieser Wechsel in der Ausbildung der einzelnen Formationsstufen ist nicht nur an dem rund 440 km langen Rande des Kreidebeckens bekannt, sondern auch durch zahlreiche Schächte und Tiefbohrungen im Innern des Beckens festgestellt. Gerade auf diese Schächte und Tiefbohrungen ist hierbei der größte Wert zu legen. Für die im nachstehenden behandelten Untersuchungsergebnisse konnte ich rund 800 derartige Profile durcharbeiten. Bei den Tiefbohrungen sind allerdings nur die neueren sorgfältig von anderen Geologen und mir untersucht. Von den älteren Tiefbohrungen lagen mir oft lediglich die meist wenig fachmännischen Notizen der Bohrmeister vor, die sich aber im Gesamtbilde doch gut verwerten lassen, wenn man das rein Subjektive in der Auffassung des Bohrmeisters an dem einzelnen Beobachtungspunkte ausscheidet oder entsprechend vorsichtig bewertet.

Diese große Zahl von tiefgehenden Aufschlüssen ermöglicht eine so weitgehende Rekonstruktion der Verhältnisse des Kreidemeeres, wie sie in anderen Gebieten und in anderen Formationen nur sehr selten möglich ist. Der Fazieswechsel kann infolgedessen auch im Innern des Beckens mit sehr großer Genauigkeit angegeben werden und die darauf begründeten Schlüsse besitzen also große Sicherheit. Mit Hilfe dieser zahlreichen Aufschlüsse war es möglich, Mächtigkeitskurven für die einzelnen Formationsglieder zu entwerfen, die das allmähliche Anwachsen der Formationen erkennen lassen und uns deutlicher als alle anderen Hilfsmittel darauf hinweisen, wo wir die Küsten des Meeres zu suchen haben. In der Nähe der Steilküsten verkümmern die Formationsglieder in großem Umfange. Erst in einiger Entfernung von der Brandungszone der Küsten im offenen tiefen Wasser konnten sich die Schichten normal entwickeln. Die Regelmäßigkeit in der Ausbildung muß naturgemäß im allgemeinen mit der Entfernung von der

---

[8]) P. Krusch, Erläuterungen zu Blatt Kamen und Dortmund der geologischen Spezialkarte von Preußen, Berlin 1911, und P. Krusch, Der Südrand des Beckens von Münster, zwischen Menden und Witten, Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1909, Bd. **30**, Teil 1, S. 81 ff.

[9]) R. Bärtling, Über die Obere Kreide im Südosten des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens, Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalens, Bd. **65**, 1908, D., S. 18 ff.

Küste zunehmen. Gerade diese Mächtigkeitskurven sind daher eines der wichtigsten Hilfsmittel, die Lage der Küsten und die Gestaltung des Meeresbodens zu rekonstruieren und Land und Meer jener längst versunkenen Perioden mit verhältnismäßig großer Genauigkeit wieder vor unseren Augen erstehen zu lassen.

Die Untere Kreide.

Während die Untere Kreide am ganzen Südrande des Beckens von Münster ebenso wie die paläozoischen und mesozoischen Formationen vom Oberkarbon aufwärts fehlen, sind alle diese Formationen bekanntlich am Nordrande des Münsterschen Kreidebeckens in großer Regelmäßigkeit und normaler Ausbildung vorhanden. Bevor die Tiefbohrungen im Innern des Beckens von Münster ausgeführt wurden, hatte L. Cremer hieraus den Schluß gezogen, daß auch im Untergrunde des Münsterschen Kreidebeckens alle die Formationsstufen, die am Nord- und Ostrande auftreten, vorhanden sein müßten, die sich allmählich, mit den ältesten anfangend, eine nach der anderen nach S auskeilen sollten. Die zahlreichen Tiefbohrungen brachten aber das überraschende Ergebnis, daß abgesehen von der Umgebung des Rheintalgrabens bis in die Gegend von Münster keine Spuren von älteren Formationen als Cenoman vorhanden sind. Das bestätigt den Schluß, den H. Stille aus den Lagerungsverhältnissen der Kreide in der Südostecke des Beckens von Münster, südlich von Altenbeken zog, daß sich im Untergrunde des Beckens von Münster, verhüllt von der Oberen Kreide, ein sehr starker Abbruch durchziehen müßte, der die Grenze aller dieser Formationen darstellt. Stille[10]) bezeichnet diesen bedeutenden Bruch als den Borlinghauser präkretazeischen Abbruch.

Die Untere Kreide beginnt, wie bereits oben erwähnt, in ihrer marinen Ausbildung durchweg mit feingeschlämmten Tonen, in denen sich zwar sowohl im petrographischen Charakter als auch in der Tierwelt Anzeichen vorfinden, die darauf schließen lassen, daß eine Küste in nicht großer Entfernung vorhanden war.

Dafür spricht auch das ziemlich häufige Vorkommen von wohlerhaltenen Teilen von Landpflanzen in Sandsteinen, Tonen und in besonders guter Erhaltung in den Sphärosideriten. Trotzalledem müssen wir aber annehmen,

---

[10]) H. Stille, a. a. O., S. 106 ff.

daß von diesen Bildungen wenigstens die Tone im Valanginien, Hauterivien und Barremien mit ihren zartschaligen Ammoniten im offenen, tiefen Meere abgelagert sind. Der Borlinghauser Abbruch, den ich als Münsterländischen Hauptabbruch bezeichne, hat sicher schon am Ende der Jurazeit bestanden, hat aber während der ganzen Zeit der Unteren Kreide in einzelnen Phasen der Epirogenese an Ausmaß bedeutend zugenommen. Die verschiedenen Ausbildungsformen der Unteren Kreide im Eggegebirge, am Osning, und am Westrande des Beckens zwischen Bentheim und Stadtlohn deuten darauf hin, daß die Bewegungen an diesem Abbruch während der Unteren Kreidezeit und die daraus sich ergebende Form des Beckens und der Küsten nicht überall gleichmäßig vor sich gingen. Besonders deutet im NW das Vorkommen des Bentheimer Sandsteins im Unteren Valanginien, des Gildehäuser Sandsteins im Unteren Hauterivien und des Rothenbergsandsteins im Gault im Wechsel mit den zwischengelagerten Tonen auf verschiedene Senkungs- oder Hebungsvorgänge hin.

Ich möchte auf die Faziesverteilung der Unteren Kreide und die sich daraus für das Becken von Münster ergebenden Strandlinienverschiebungen in dieser Periode in einem besonderen Aufsatze eingehen, möchte aber hier schon darauf hinweisen, daß die Konstruktion des Münsterländischen Hauptabbruchs auf den Fazieskarten der Mittleren und Oberen Kreide (Tafeln V—VII) mit der Faziesverteilung in der Unteren Kreide durchaus in Einklang steht.

In der Periode des Barremiens und Aptiens sind alle küstennahen Bildungen im NW wieder verschwunden, trotzdem müssen wir aber annehmen, daß die Küste nicht allzufern gelegen haben kann, obwohl die Tierwelt lediglich für offenes tiefes Wasser spricht. Wir finden nämlich am Westrand des Beckens von Münster in dieser Stufe in großer Verbreitung Toneisensteinkonkretionen, die vielfach Quarzgerölle enthalten. Diese Quarzgerölle sind stellenweise erbsengroß und vollkommen abgerollt. Mit ihnen zusammen findet man nicht selten Treibholzstücke und guterhaltene Blattreste von Landpflanzen. Auch zu dieser Periode kann also die alte Küste nicht weit entfernt gewesen sein. Das Fehlen aller Strandbildungen führt aber zu dem Schluß, daß wahrscheinlich eine sehr bedeutende Vertiefung entlang dem Münsterländischen Abbruch eingetreten ist.

In ähnlicher Weise müssen wir uns die Meeresverhältnisse auch noch zur Zeit des Unteren Gault vorstellen. Die tonigen Bildungen dieser Stufe mit *Hoplites tardefurcatus* und die Sandsteine mit *Acanthoceras Martini* zeigen genau die gleiche Ausbildung wie die ähnlichen Ablagerungen des Hauteriviens und des Aptiens. Auch zu jener Zeit müssen also, da die Sandsteine sich bis südlich von Altenbeken verfolgen lassen, die Verhältnisse des Meeres und der Küsten annähernd die gleichen geblieben sein.

Erst darüber setzt eine neue Überflutung ein, die sich durch die in großer Verbreitung vorkommenden „Gault-Grünsande" zu erkennen gibt. Am Ostrande des Münsterschen Beckens sind diese Grünsande von Borgholtshausen bis südlich von Altenbeken verbreitet. Am Westrande kennen wir sie in geschlossener Decke von der Gegend von Alstätte (nordwestlich von Ahaus) bis in die Gegend von Weseke, Oeding und Winterswijk. Verbindet man diese Punkte miteinander, so sollte man annehmen, daß die Gault-Grünsande auch im Innern des Beckens von Münster bis zur Gegend von Drensteinfurt und Lüdinghausen vorhanden sein müssen. Die zahlreichen Tiefbohrungen haben aber ergeben, daß bis in die Gegend von Münster keinerlei Spuren des Gault-Grünsandes vorhanden sind, nur in der Nähe des Westrandes greifen diese Grünsande weiter nach S in das nur von Bohrungen erschlossene Gebiet aus, aber auch hier sind sie mit Sicherheit nur an zwei Stellen im Innern des Beckens nachgewiesen. v. Dechen[11]) beschreibt ein Vorkommen derartiger Grünsande mit *Belemnites minimus* und *Hoplites Deshayesi* Lmk. in einer Bohrung bei Hünxe an der unteren Lippe zwischen Dorsten und Wesel. Ich selbst habe ein derartiges Vorkommen aus der Tiefbohrung Trier IX beschrieben[12]). Dort fanden sich unter Grünsanden mit der Fauna des Unteren Cenomans Grünsande, die petrographisch nicht von dem „Essener Grünsand" zu unterscheiden waren, mit *Inoceramus concentricus*. Es ist wahrscheinlich, daß diese Grünsande in jener Gegend eine

---

[11]) v. Dechen, Geologisch-paläontologische Übersicht usw., S. 5 und 463.

[12]) R. Bärtling, Über ein neues Vorkommen von Oberem Gault in einer Tiefbohrung in der Lippemulde des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens, diese Zeitschr., Bd. **60**, 1908, Monatsberichte S. *188*.

ziemlich große Verbreitung haben, sie waren jedoch bei dem Mangel an Versteinerungen in anderen Fällen nicht vom Cenomangrünsand zu trennen. Hierfür spricht der Umstand, daß im südlichen Teile des Westrandes des Münsterschen Beckens die an der Basis der Oberen Kreide auftretenden Grünsande eine außerordentliche Mächtigkeit besitzen. Während in der Gegend von Marl die Mächtigkeit der Grünsande zwischen 8 und 20 m schwankt, steigt die Mächtigkeit westlich von Dorsten bis zu 52 m. Sie beträgt z. B. im Schacht der Zeche Fürst Leopold 21,5 m, in den Bohrungen Gahlen I—III 40—44 m, in der Bohrung Bruckhausen 18 50 m, Hiesfeld 23 sogar 52 m. Ebenso bedeutende Mächtigkeiten dieser Grünsande an der Basis der Mittleren Kreide sind auch nördlich der Lippe auf dem Meßtischblatte Raesfeld festgestellt. In den Trierbohrungen steigt hier die Grünsandmächtigkeit auf 41 m, in der Bohrung Lothringen 3 erreicht sie mit 59 m das Maximum.

Diese außerordentlich große Zunahme der Mächtigkeit der Grünsande an der Basis des Cenomans spricht dafür, daß wahrscheinlich ein Teil dieser Grünsande noch der Unteren Kreide zuzurechnen ist. Ein zuverlässiger Beweis hierfür ist jedoch nicht zu erbringen, wenn man nicht die Tatsache dafür gelten lassen will, daß in der Bohrung Trier IX, die sehr genau untersucht werden konnte, von dem gesamten Grünsandvorkommen nur die obersten 27 m auf Grund der Versteinerungsfunde dem Cenoman zugewiesen werden konnten, während das darüber hinausgehende, ebenfalls auf Grund sicherer Versteinerungsfunde, als Gault-Grünsand bestimmt wurde.

Nach der Beschreibung v. Dechens sind in der Bohrung Hünxe die Ablagerungen der Unteren Kreide unter dem Essener Grünsand durch dunkle Tone vertreten, in denen 21 m tief gebohrt worden ist. Es ist wahrscheinlich, daß diese dunklen Tone in anderen Bohrungen nach den Angaben des Bohrmeisters vielfach zum Grünsand gerechnet sind, da die Bohrtechniker unter dem Grünsand entweder das Steinkohlengebirge oder die auffallend rotgefärbten Schichten des Buntsandsteins erwarteten.

Auf Grund dieser Beobachtungen und Erwägungen ist die wahrscheinliche Südgrenze der Gault-Grünsande auf der Übersichtskarte (Tafel V) konstruiert.

Am Westrande des Beckens von Münster tritt über dem Grünsand mit *Belemnites minimus* der Flammenmergel mit der sehr häufig vorkommenden *Aucellina*

gryphaeoides auf. Da andere Fossilien außer dieser Muschel im Flammenmergel selten sind, so ist fast überall, wo der Flammenmergel auftritt, die Grenze zwischen Gault und Cenoman zweifelhaft, da bekanntlich die *Aucellina gryphaeoides* auch im Unteren Cenoman nicht selten vorkommt. Ob in Tiefbohrungen innerhalb des Münsterschen Beckens Flammenmergel erbohrt sind, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß gewisse Schichten in der Gegend von Dorsten und Raesfeld, die unter dem Cenoman-Grünsand auftreten, hierhin zu rechnen sind. So wurden beispielsweise in der Bohrung Lothringen VII und X und Augustus V und VII unter dem Cenoman-Grünsand Schichten erbohrt, die als „graue sandige Mergel", „graue kieselige Mergel" oder auch „graue mergelige Sandsteine" bezeichnet wurden. Ähnliche Gesteine sind auch in der Bohrung Springsfeld IX und Schermbeck aufgefunden. Ob diese wirklich dem Flammenmergel entsprechen, oder als die Äquivalente des tiefsten Cenomans anzusehen sind, vermag ich nicht zu entscheiden, da mir Proben dieser Gesteine und vor allen Dingen Versteinerungen nicht vorgelegen haben. Unwahrscheinlich ist aber, daß hier der Cenoman-Grünsand nicht wie sonst an der Basis des Cenomans liegen sollte.

Ähnliche Gesteine treten auch in einigen Bohrungen der Gegend von Lüdinghausen und Ascheberg auf. Hier finden sich an der Basis des durch Versteinerungen belegten Essener Grünsandes, z. B. in der Bohrung Lüdinghausen XVI 8,4 m grauweiße Kalke, unter denen wieder 2,0 m versteinerungsfreie Glaukonitmergel mit Phosphoritknollen auftraten. In der Bohrung Lüdinghausen 33 folgte unter dem sicheren Essener Grünsand 3,0 m heller, sehr fester sandiger Mergel ohne Versteinerungen und 1 m Grünsand mit Phosphoritknollen. Ob diese ganz isolierten Funde Reste von Flammenmergel und Minimus-Grünsand sind, ist bei dem Fehlen jeglicher Versteinerung ebenso wenig zu entscheiden, wie bei einem ähnlichen Vorkommen von hellen sandigen Mergeln in der staatlichen Bohrung Senden bei Appelhülsen. In diesen Schichten fand sich hier nur *Aucellina gryphaeoides*, die bis in die Schichten mit *Schloenbachia varians* hinaufging. Es besteht also weder petrographisch noch faunistisch ein Unterschied zwischen diesen zweifelhaften Schichten an der Basis des Cenomans und dem Unteren Cenoman. Diese Bohrung spricht also mit großer Wahrscheinlichkeit dafür, daß die Zurechnung dieser zweifelhaften Schichten zum

Cenoman gerechtfertigt ist. Mit dem Auftreten von Flammenmergel außerhalb der Verbreitungsgrenze des Gault-Grünsandes ist also nicht zu rechnen. Diese Beobachtung deckt sich im übrigen mit der Feststellung von R. Windmöller aus der Gegend von Lengerich, wo die *Aucellina gryphaeoides* ebenfalls noch zusammen mit der *Schloenbachia varians* im Mittleren Cenoman vorkommt[13]).

Auf die Konstruktion von Mächtigkeitskurven der Unteren Kreide habe ich an dieser Stelle verzichten müssen, da die Beobachtungen über die Ausbildung dieser Schichten, namentlich im nordwestlichen Teile des Teutoburger Waldes und der Fortsetzung dieser Schichten über Ochtrup, Alstätte bis nach Stadtlohn und Winterswijk noch zu lückenhaft sind.

Die Mittlere Kreide.

Im Gegensatz zu der sonst in Deutschland üblichen Einteilung der Kreide in eine Untere und Obere Stufe halte ich eine Dreiteilung, wie sie namentlich in der französischen Literatur durchgeführt wird, auch für die deutschen Verhältnisse für zutreffender. Die paläontologischen Grundlagen, die diese Dreiteilung der Kreide rechtfertigen, brauche ich nicht zu wiederholen. Ich verweise auf die Ausführungen E. Haugs im „Traité de Géologie" (Bd. II, S. 1163—1171) und die darin aufgeführte Literatur. Außer diesen paläontologischen Gründen sind aber auch die großen Umwälzungen während der Kreidezeit, vor allem das Einsetzen der Transgressionen, eine wichtige Stütze für diese Einteilung. In der Zeit der Unteren Kreide, vom Valanginien bis zum Aptien einschließlich, liegen ganz einheitliche Ablagerungsverhältnisse vor. Im Becken von Münster erfolgte, soweit die Untere Kreide überhaupt vorhanden ist, die Ablagerung im offenen Meer von mäßiger Tiefe, das mit seiner Küste den Münsterländischen Hauptabbruch, der weiter unten besprochen wird, nicht oder nur sehr wenig überschritt. Schwankungen in der Tiefe des Meeresbodens waren in dieser ganzen Zeit gering, sie äußerten sich hauptsächlich in Regressionen, als deren Folgeerscheinungen ich die Bildung der Sandsteine des Eggegebirges und des Osnings und der drei getrennten Sandsteinhorizonte im NW

---

[13]) R. Windmöller, Die Entwicklung des Pläners im nordwestlichen Teil des Teutoburger Waldes bei Lengerich, Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1881, Bd. II, Berlin 1882, S. 19 und 21.

des Beckens (Bentheimer Sandstein, Gildehäuser Sandstein und Rothenberg-(= Barlerberg-)Sandstein) ansehe.

Im Albien (*Minimus*-Grünsand) setzte die große Transgression ein, die ihren Höhepunkt im Unteren Cenoman erreichte. Die Ablagerungsbedingungen bleiben von diesem Zeitpunkt ab, abgesehen von den weiter unten zu besprechenden Regressionen, die gleichen bis zum Schluß des Turons, stellenweise bis zum Emscher einschließlich.

Spätestens aber mit Beginn des Untersenons begann dann eine weitverbreitete neue Verschiebung der Küsten (Grünsande von Vaals, Sandfazies im westlichen Münsterlande, Osterfelder Formsande, Muschelbrekzien von Ochtrup und Metelen usw.), so daß wir also auch an dieser Stelle wieder einen scharfen Schnitt haben. Ich erinnere daran, daß sich diese große Umwälzung auch in Hannover, Braunschweig und dem Harzvorlande überaus scharf bemerkbar macht. In diese Transgressionszeit fällt die Bildung der Eisenerztrümmerlagerstätten von Gr. Ilsede, Bülten, Lengede usw., bei denen eine, wenn auch nicht sehr beträchtliche, Diskordanz zwischen Turon und Senon deutlich zu erkennen ist. Diese zeigt sich in den Tagebauen Sophienglück und Mathilde zwischen Broistedt, Lengede und Vallstedt in dem Fehlen der ganzen obersten Zone und wohl auch eines Teiles der *Lamarcki*-Zone des Turon. Diese Transgression ist auch sonst in Deutschland, Belgien, den Niederlanden und dem Ostseegebiet weit verbreitet.

Also auch die in den Transgressionen zum Ausdruck kommenden großen Umwälzungen innerhalb der Kreidezeit sprechen neben paläontologischen Gründen dafür, die Stufen des Albiens, des Cenomans und Turons als „Mittlere Kreide“ zusammenzufassen und von der Oberen (Emscher-Senon) und Unteren (Wealden bis Aptien) Kreide abzutrennen.

Wegen der Art der Aufschlüsse schien es mir hier jedoch zweckmäßig, das Albien anschließend an die Untere Kreide gleich mit zu besprechen. Bei der Mittleren Kreide bleibt mir hier also nur noch eine Erörterung der faziellen Verhältnisse des Cenomans und Turons, die wegen der großen Zahl und der Sicherheit der Aufschlüsse eingehender erfolgen kann.

Das Cenoman.

Am vollständigsten bekannt sind uns die Faziesverhältnisse des Cenomans. Diese Formation ist an dem ganzen 440 km langen Rande des Münsterschen Beckens gut auf-

geschlossen und außerdem durch die vielen Hunderte von Schächten und Bohrungen auch im Innern des Beckens bekannt geworden. Ihr Studium wird erleichtert durch ihre klare paläontologische und petrographische Abgrenzung nach oben und unten. Die ersten Gliederungsversuche auf sicherer paläontologischer Grundlage verdanken wir Cl. Schlüter[14]). Er teilte das Cenoman in drei Zonen ein, von oben nach unten:

3. Zone des *Acanthoceras Rhotomagense* Bgt. und *Holaster subglobosus* Lsk.
2. Zone der *Schloenbachia varians* Sow. und des *Hemiaster Griepenkerli* Stb.
1. Zone des *Pecten asper* Lmk. und *Catopygus carinatus* Ag.

Diese Gliederung hat sich stets als zuverlässig und brauchbar erwiesen.

Im nachstehenden habe ich die Bezeichnung der untersten Zone nach dem *Pecten asper* beibehalten, obwohl ich der Überzeugung bin, daß diese Muschel nicht immer auf die unterste Zone des Cenomans beschränkt ist, sondern mit der Grünsandfazies auch in die höheren Zonen hinaufgeht. Sie ist also eigentlich nur charakteristisch für die küstennahen, glaukonitreichen Ablagerungen, ohne Rücksicht auf deren Alter innerhalb des Cenomans. Am häufigsten finden wir sie in den zahlreichen Schachtaufschlüssen des Ruhrkohlenreviers aber an der Basis. Mit diesem Hinweis auf die Abhängigkeit der vertikalen Verbreitung von der faziellen Ausbildung der Schichten glaube ich die in Deutschland allgemein eingebürgerte Bezeichnung der untersten Cenomanzone als „Zone des *Pecten asper*" beibehalten zu dürfen.

Die Zone des *Pecten asper* setzten Schlüter und v. Dechen mit dem Grünsand von Essen oder Unteren Grünsand gleich. In diesem Grünsand unterschied v. Strombeck eine „untere Abteilung mit Toneisensteinkörnern" und eine „höhere Abteilung ohne Toneisensteinkörner". Diese Einteilung der unteren Zone ist am ganzen Südrande des Beckens durchführbar, soweit wie die untere Zone auf Schichten des Produktiven Carbons oder des Flözleeren aufgelagert ist. Die

---

[14]) Schlüter, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, Paläontographica, Bd. **21** und Bd. 24.
— Kreidebivalven, zur Gattung *Inoceramus*, Paläontographica, Bd. **24**, S. 249.

untere Zone wurde von mir überall als Toneisensteinkonglomerat ausgeschieden[15]).

Das Toneisensteinkonglomerat bildet keine selbständige Zone, sondern vertritt einen Teil der untersten Zone des Cenomans. Auf den geologischen Spezialkarten mußte es wegen seiner leichten Identifizierung und seiner Wichtigkeit als Leitschicht, sowie auch wegen seiner wirtschaftlichen Bedeutung ausgeschieden und zur Darstellung gebracht werden. Es besteht aus einem Gemenge von Toneisensteinkörnern mit Glaukonit, die durch ein tonig-mergeliges Zement lose miteinander verbunden sind. Die Glaukonitkörner treten hier so weit zurück, daß sie für die Farbe des Gesteins nicht mehr ausschlaggebend sind.

Von den Bergleuten wird dieses Gestein meistens als „Bohnerzlager" bezeichnet, eine Bezeichnung, die jedoch durchaus unrichtig ist, da die Toneisensteinkörner mit Bohnerzen nicht das geringste zu tun haben. Sie sind die aus dem Oberkarbon herausgewaschenen, verwitterten und abgerollten Bruchstücke von Sphärosideritknollen. Sie treten an Stelle des vielfach an der Basis des Essener Grünsandes vorkommenden groben Strandkonglomerats. Das Strandkonglomerat, das meist aus sehr großen, mehr oder weniger gerollten Blöcken des Produktiven Carbons besteht, findet sich meist dort, wo das Cenoman dem Ausgehenden der harten Werksandsteinbänke des Steinkohlengebirges aufgelagert ist oder in unmittelbarer Umgebung solcher Stellen. Bemerkenswert war eine eigentümliche abweichende Ausbildung des Strandkonglomerats, das in den Schächten Baldur I und II bei Dorsten angetroffen wurde. Dort bestand das Strandkonglomerat aus mächtigen, bis 1 m großen gerollten Buntsandsteinblöcken, die stellenweise gebleicht und oberflächlich mit Glaukonit imprägniert waren. In der Gegend von Dorsten ist der Buntsandstein in einer Reihe von Gräben der Carbonoberfläche erhalten geblieben[16]). Im

---

[15]) R. Bärtling, Über die Obere Kreide usw., a. a. O., S. 20.
— Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Blatt Unna, S. 99.
— Geologische Spezialkarte von Preußen, Blätter Bochum und Essen (im Druck).

[16]) Vgl. hierzu P. Krusch, Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet, diese Zeitschr., Bd. **61**, 1909, S. 256 ff.
R. Bärtling, Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Bergregalgebiet, Glückauf, Bd. **45**, Essen-Ruhr, S. 14.

Profil der beiden Schächte fehlt der Buntsandstein vollständig. Nur dieses Strandkonglomerat deutet auf das ehemalige Vorhandensein dieser Formation hin. In den zahlreichen anderen Tiefbohrungen im Innern des Beckens von Münster ist ein ähnliches grobes Strandkonglomerat nur selten gefunden, dagegen trat in sehr vielen Bohrungen das Toneisensteinkonglomerat auf. Je weiter wir jedoch nach N kommen, um so schwächer wird es und verschwindet schließlich bis auf einzelne Reste ganz. Im Zentrum des Beckens habe ich das Toneisensteinkonglomerat nur zweimal in Tiefbohrungen beobachtet, und zwar in den Tiefbohrungen Ascheberg XIV in der Davert und Drensteinfurt XV in Eickendorf. Daß es sich hier nur noch um örtliche Bildungen handelt, ergab sich daraus, daß diese Schicht in den nur 50—100 m entfernten Nachbarbohrlöchern nicht vorkommt.

Überall, wo ich Aufschlüsse im Toneisensteinkonglomerat beobachten konnte, war die Versteinerungsführung eine äußerst spärliche. Dieser Umstand ist wohl darauf zurückzuführen, daß in der starken Brandung, in der nur die schweren Eisenerzkörner liegen blieben, tierische Reste fast vollständig zertrümmert wurden, daß aber die widerstandsfähigen Austern, die in dem ganz groben, aus Sandsteinblöcken bestehenden Strandkonglomerat massenhaft vorhanden sind, hier keine günstigen Lebensbedingungen fanden, und daß ferner das Gestein selbst wenig zur Erhaltung tierischer Reste geeignet ist. F. Roemer führt aus seinem „Grünsand mit Toneisensteinkörnern" zahlreiche Versteinerungen an. Diese Funde beschränken sich aber auf solche Stellen, wo die Konglomeratnatur dieser Basalschichten schon mehr zurücktritt und nur noch vereinzelte Toneisensteinkörner in den Grünsand eingestreut sind, wie z. B. bei Haus Sevinghausen, westlich von Wattenscheidt.

Der Essener Grünsand wurde von Schlüter, wie bereits erwähnt, mit der Zone des *Pecten asper* gleichgestellt. Diese Auffassung hat sich bis zum heutigen Tage fast unbestritten erhalten. Sie ist jedoch nicht richtig. Nach meiner Auffassung ist der Essener Grünsand eine Fazies, die das gesamte Cenoman bis zur Zone des *Acanthoceras rhotomagense* einschließlich umfassen kann.

In der Gegend von Mülheim ist der Essener Grünsand nur noch in Resten vorhanden, die die tiefsten Aus-

waschungen der Oberfläche des Steinkohlengebirges ausfüllen. Hier geht die grünsandige Fazies sogar noch über die obere Grenze des Cenomans hinaus und umfaßt stellenweise auch noch die untersten Schichten des Labiatuspläners. Das gleiche gilt für die Gegend von Essen und Wattenscheidt. Bei Haus Sevinghausen geht die Grünsandfazies ebenfalls durch das ganze Cenoman hindurch und umfaßt noch die untersten Schichten des Turons. Ebenso konnte auch bei Bilmerich und bei Frömern der Nachweis geführt werden, daß das gesamte Cenoman in der Fazies des Essener Grünsandes vorliegt. Weiter anschließend nach O umfaßt die Grünsandfazies zunächst nur noch die Zone des *Pecten asper* und die der *Schloenbachia varians*. Südlich von Soest ist die Grünsandfazies dann so weit zurückgetreten, daß nur noch die Zone des *Pecten asper* glaukonitisch ausgebildet ist, während die Zone der *Schloenbachia varians* bereits als glaukonitfreier Mergel vorliegt. Ebenso bleibt die Ausbildung des Cenomans von hier ab bis zur Ostgrenze der Cenoman-Grünsande in der Gegend von Wünnenberg (vgl. Faziestabelle I).

Verfolgt man die Cenomanprofile von Mülheim (Ruhr) nach N bis in die Gegend von Dorsten, so zeigt sich, daß zunächst auch hier das Cenoman von oben bis unten in Grünsandfazies vorliegt. Erst in der Gegend von Dorsten wird die Ausbildung allmählich eine normalere, und zwar liegt dort schon die Zone des *Acanthoceras rhotomagense* in der normalen Ausbildung als Kalkstein vor, während die beiden tieferen Zonen des Cenomans noch in Grünsandfazies vertreten sind. In gleicher Weise können wir auch den allmählichen Wechsel von der das ganze Cenoman umfassenden Fazies des Essener Grünsandes zu der normalen Ausbildung in den Schächten und Tiefbohrungen von S nach N im Profil von Unna feststellen. Während wir unmittelbar bei Unna noch das gesamte Cenomanprofil in der Fazies des Essener Grünsandes vorfinden, haben wir in der Gegend zwischen Kamen und Werne auf den Schächten der Zeche Monopol ebenso wie bei Bausenhagen die Zone des *Acanthoceras rhotomagense* in der normalen kalkigen Ausbildung. Weiter nördlich, in der Gegend von Herbern und Ascheberg beschränkt sich die Fazies des Essener Grünsandes dann nur noch auf die unterste Zone des Cenomans, während die beiden höheren dort schon in der gleichen Ausbildung auftreten, wie in der Südostecke des Münsterschen Beckens in der Gegend von Altenbeken.

Es ergibt sich also hieraus, daß der Essener Grünsand kein Äquivalent nur der Zone des *Pecten asper* ist, sondern je nach Küstennähe größere oder kleinere Teile des Cenomans umfaßt. In den der Küste am nächsten gelegenen Teilen vertritt die Fazies des Essener Grünsandes das gesamte Cenomanprofil und kann sogar Teile des untersten Turons mit umfassen.

Die Zone der *Schloenbachia varians* und des *Hemiaster Griepenkerli* ist, wie erwähnt, vom Rhein an bis in die Gegend von Bausenhagen, südöstlich von Unna, in der Fazies des Essener Grünsandes vorhanden. Von hier ab vollzieht sich nach O jedoch sehr bald ein bemerkenswerter Wechsel. Der Glaukonitgehalt nimmt hier sehr rasch immer mehr ab und ist in der Gegend von Waltringen, südlich von Werl, in dieser Zone bereits vollständig verschwunden. Bis in die Gegend östlich von Soest ist diese Zone als gelbliche, schwach kieselige Kalke ausgebildet, die nur sehr schwer von der nächsthöheren Zone des *Acanthoceras rhotomagense* zu unterscheiden sind. Die Abgrenzung wird aber im Felde durch eine 0,50—1,00 m starke, hornsteinführende Kalkbank ermöglicht, die niveaubeständig an der unteren Grenze der *Rhotomagensis*-Kalke auftritt. Weiter nach Osten geht dann infolge Zunahme des Tongehalts in dieser Zone das Gestein allmählich in graue Mergel über. In dieser Ausbildung tritt diese Zone bekanntlich in der Gegend südlich von Paderborn und bei Altenbeken auf.

In gleicher Weise vollzieht sich der Wechsel vom Südrand des Beckens nach dem Zentrum zu. Im Innern des Beckens haben wir überall die Ausbildung, die von der Gegend von Altenbeken bekannt ist. Das frische Gestein ist in den Tiefbohrungen ein grauer, sehr kalkreicher, harter Mergel.

Mit diesem Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit vollzieht sich ein ebenso auffälliger Wechsel in der Tierwelt, die in den Schichten dieser Zone eingeschlossen ist.

In der Gegend von Essen und von dort bis nach Bausenhagen, südöstlich von Unna, beherbergen diese Schichten eine reiche Fauna, die neben Ammoniten zahlreiche dickschalige Muscheln, Brachiopoden und Seeigel enthält. Alle diese Formen verschwinden in der Richtung nach O und nach N sehr bald ganz. Nur die Ammoniten, besonders *Schloenbachia varians*, bleiben die gleichen. Die Austern

und anderen dickschaligen Muscheln, sowie die Gastropoden und Brachiopoden fehlen hier aber vollständig. In überaus großer Zahl finden sich aber im Innern des Beckens *Inoceramus orbicularis* und *Inoc. virgatus*, beide in sehr zartschaliger Ausbildung; namentlich der erstere von beiden ist im Innern des Beckens von Münster in dieser Zone außerordentlich verbreitet und fehlt kaum in einem der Bohrlöcher. Er ist hier überall so häufig und so niveaubeständig, daß er zu dem wichtigsten Leitfossil für diese Stufe wird.

Die Zone des *Acanthoceras rhotomagense* ist im westlichen Teile des Ruhrkohlenbezirks ebenfalls im Essener Grünsand mit enthalten. Schon in der Gegend von Dortmund und Hoerde stellt sich aber an der oberen Grenze des Grünsandes eine knollige Kalkbank ein, die als Äquivalent dieser Zone anzusehen ist. In dieser Ausbildung, nur durch eine schwache Kalkbank vertreten, läßt sich die Zone bis in die Gegend von Unna verfolgen. Östlich von Frömern wird die Ausbildung dann aber ganz plötzlich eine vollkommen andere. Der Uebergang vollzieht sich außerordentlich scharf an der westlichen Grenzverwerfung des Königsborner Grabens. Während wir bei Frömern auch diese Zone im wesentlichen noch im Essener Grünsand vertreten finden, tritt sie etwa 1½ km weiter östlich bereits in der normalen kalkigen Ausbildung in nahezu 20 m Mächtigkeit auf. Dieser plötzliche Wechsel ist nur damit zu erklären, daß die Grenzverwerfung des im Spätcarbon angelegten Königsborner Grabens wohl infolge von nachträglichen, zur Zeit der älteren Kreide entstandenen gleichsinnigen Bewegungen an der Verwerfungsspalte einen Höhenunterschied im Meeresboden hervorgerufen hatte. Ferner hängt dieser Wechsel damit zusammen, daß hier die Schichten des Cenomans nicht mehr auf den widerstandsfähigen und unvollkommen eingeebneten Schichten des Produktiven Carbons abgelagert wurden, sondern auf den wenig widerstandsfähigen Schiefertonen der Ziegelschieferzone des Flözleeren. Weiter nach O bleibt die Ausbildung dieser Zone die gleiche, die Mächtigkeit nimmt aber allmählich immer mehr zu.

In der Richtung vom Südrande nach dem Zentrum des Beckens hin vollzieht sich der Wechsel in der Ausbildung dieser Zone nicht so plötzlich wie hier, sondern ganz allmählich. Die Faziesgrenze läuft dabei ungefähr parallel zu der 25-m-Mächtigkeitskurve der Tafel V. Auch dieser Faziswechsel ist also abhängig von der Entfernung von der Küste

des Cenomanmeeres. Die Kalke werden nach dem Becken von Münster zu allmählich immer reiner. Ihr Gehalt an Kieselsäure tritt immer mehr zurück. Tonige Bestandteile fehlen vollständig. Diese Reinheit der Kalke ist nur in einer gewissen Entfernung vom Beckenrande denkbar.

Die Fauna dieser Kalke ist außerordentlich arm. Es finden sich in der Gegend von Unna lediglich

Acanthoceras rhotomagense Bgt.,
Pecten Beaveri Sow., und
Holaster subglobosus Leske

Diese Fauna bleibt am Südrande ungefähr die gleiche, nach N hin dagegen verschwinden der Seeigel und die Muschel bald ganz. Auch der Ammonit kommt nur außerordentlich selten vor. Ich habe ihn nur ganz vereinzelt in den Tiefbohrungen im Münsterlande feststellen können, meist enthalten dort diese Kalke keine Spur von organischen Resten. Abgesehen von ihrer Lage im Profil sind sie zu erkennen an ihrer Reinheit und der stylolitischen Verzahnung der Schichtfläche, wobei häufig ein dunkler, fast schwarzer Belag auf den verzahnten Schichtflächen festzustellen ist. Im ganzen Münsterlande haben wir also die gleiche Ausbildung des Mittleren und Oberen Cenomans wie in der Gegend von Altenbeken. In der Gegend von Lengerich wies Hasebrink[17]) nach, daß die hangenden Cenomankalke nicht nur die sogen. armen *Rhotomagensis*-Schichten, sondern auch die tieferen, fossilreichen Schichten des Oberen Cenomans einschließen. Das gleiche dürfte für das ganze innere Münsterland gelten, denn unmittelbar unter den hangenden Cenomankalken folgt auch im Zentrum des Beckens überall der graue Mergel der Zone der *Schloenbachia varians*.

In auffälligem Gegensatz zu der bisher besprochenen Ausbildung stehen die am Westrande des Münsterschen Beckens zutage tretenden Cenomanschichten. Sie sind im Gegensatz zu den im Zentrum und am Ostrande auftretenden Schichten auffallend rein und bestehen aus Schreibkreide-ähnlichen weißen Kalkmergeln, die sich in ihrer Ausbildung schon eng an die darüber folgenden Galeritenschichten des Turons anschließen. Daß die Galeritenschich-

---

[17]) Alfred Hasebrink, Die Kreidebildungen im Teutoburger Wald bei Lengerich i. Westf., Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westfalens, Bd. **64**, Bonn 1907, S. 254.

ten eine Seichtwasserbildung[18]) darstellen, kann keinem Zweifel unterliegen. Die Herausbildung der Untiefe, auf der sich diese Seichtwasserbildungen absetzten, begann bereits im Cenoman. Schon hier bemerken wir eine auffällige Zunahme von Tierformen, die das flachere Wasser bevorzugen. Es fehlen jedoch vollständig alle auf Küstennähe hindeutenden Einlagerungen von Sand und Glaukonit führenden Schichten. Solche stellen sich im beschränkten Umfange erst weiter südlich in den Bohrungen der Gegend von Rhade, Erle und Raesfeld ein. Sie haben in jener Gegend zwar wie untenstehend weiter ausgeführt wird, ihre Hauptverbreitung im Turon, nach den Bohrprofilen müssen aber einige der Quarzgeröll führenden Kalkbänke noch dem Cenoman zugerechnet werden.

Am Westrande des Beckens von Münster sind die Cenomanschichten bekanntlich an dem Höhenzuge verbreitet, der sich von der Bauerschaft Graes über den Hoge Esch, Wessum, Wüllen, Stadtlohn, Südlohn, Oeding, bis nach Weseke hinzieht. Am reinsten sind die Kalke im N, nach S hin nehmen sie allmählich mehr den Charakter der Pläner-Kalke an. Allerdings sind nur die hangenden Cenomanschichten aufgeschlossen. Am Abfall des Höhenzuges ist das Mittlere und Untere Cenoman meist von mächtigen Diluvialablagerungen überschüttet, an deren Rande Schichten vom Charakter des Flammenmergels zutage treten. Wie weit diese noch zum oberen Albien zu rechnen oder zum Cenoman zu ziehen sind, ist in den dürftigen Aufschlüssen, die nur in Entwässerungsgräben, Bachrissen und gelegentlichen Aufgrabungen bestanden, nicht zu entscheiden. Eine Grünsandbildung fehlt an ihrer Basis vollständig. Es ist also wahrscheinlich, daß auch am Westrande des Beckens von Münster das Cenoman zum wenigsten in eine höhere reine Kalkzone, die den *Rhotomagensis*-Schichten entspricht, und eine tiefere, mehr oder weniger durch Sand- und Tonmaterial verunreinigte Mergelzone entsprechend den *Varians*-Schichten und der Zone des *Pecten asper*, gegliedert werden kann.

Die auf der Karte der Cenomanbildungen durchgeführte Zuweisung der Cenomanschichten in diesem Teile des Beckens bezieht sich also im wesentlichen auf die Zeit des

---

[18]) W. Löscher, Die westfälischen Galeritenschichten, Neues Jahrb. f. Min. 1910, Beil.-Bd. XXX, S. 269.

— Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung, diese Zeitschr., Bd. **64**, 1912, Monatsber. S. *341*.

höheren Cenomans. Im Unteren Cenoman hat dieser Unterschied wohl noch nicht im gleichen Umfange bestanden, die Hebung erfolgte erst im Laufe der Cenomanzeit.

Verfolgen wir die Cenomanschichten von dem südlichsten Aufschluß an der Tagesoberfläche bei Weseke ab nach S durch das nur durch Bohrungen bekannte Gebiet bis zur Lippe, so zeigt sich, daß die Annäherung an die Küste allmählich wieder immer deutlicher hervortritt. Dies prägt sich nicht nur in dem bereits erwähnten Auftreten von Quarzgeröllen aus, sondern auch in der allmählichen, immer stärker werdenden Zunahme des Essener Grünsandes, der nach und nach von immer höheren Zonen Besitz ergreift. Verbunden hiermit ist eine starke Abnahme in der Gesamtmächtigkeit des Cenomans. Am zuverlässigsten untersucht sind hier die Schichten beim Abteufen des Schachtes Baldur II in Hervest-Dorsten. Dort wurde von mir folgendes Profil der Cenomanschichten festgestellt:

Weiße fossilarme Kalke	2	m
helle glaukonitische Kalkmergel mit Hornsteinbänken	21	„
hornsteinreiche, glaukonitische Mergelbank . .	1	„
Strandkonglomerat, vorwiegend aus Buntsandsteinblöcken und Carbonsandstein stark mit Glaukonit imprägniert bestehend	1,5	„
Die Gesamtmächtigkeit des Cenomans beträgt hier also	25,5	m

Das auffallende an diesem Profil ist die große Mächtigkeit der glaukonitischen Schichten, die noch den weitaus größten Teil des ganzen Profils umfassen, und das Vorkommen der Feuerstein oder Hornstein führenden Bänke. Dabei ist zu bemerken, daß die obere Begrenzung des Cenomans mit großer Genauigkeit gezogen werden konnte, da an der Basis des Turons die charakteristischen, grünlichen Mergel mit *Inoceramus labiatus* auftraten. Über die richtige Abgrenzung des Cenomans kann daher keinerlei Zweifel bestehen, die Feuerstein führenden Bänke vertreten einen Teil der *Varians*-Schichten und der *Rhotomagensis*-Zone. Die in dem Profil besonders ausgeschiedene hornsteinreiche Mergelbank besitzt eine auffällige Übereinstimmung mit der Hornsteinbank, die ich überall am Haarstrang zwischen Unna und Soest als wichtige Leitschicht habe ausscheiden können. Die Übereinstimmung geht so weit, daß man beide für identisch halten könnte. Ein zuverlässiger

paläontologischer Beweis dafür ist hier jedoch nicht zu erbringen, da in diesen Schichten keine Spuren von Versteinerungen gefunden wurden.

Diese Hornstein führenden Schichten beschränken sich auch hier nicht auf die nähere Umgebung von Dorsten, sondern konnten in allen Tiefbohrungen nördlich der Lippe und westlich von Wulfen nachgewiesen werden. Sie sind zwar in den Bohrprofilen vom Bohrmeister nicht immer angegeben. Die Bezeichnung „Mergel mit festen Schichten" und ähnliches lassen aber auf ihr Vorhandensein schließen. In der Bohrung Augustus II hatte der Hornstein führende Horizont eine Mächtigkeit von rund 15 m, in der Bohrung Augustus III bei Erle 11 m Mächtigkeit. Er liegt auch an diesen Stellen unter rot und grün marmorierten Kalk- oder Mergelschichten, die dem Rotpläner entsprechen dürften. In den Bohrungen, die weiter aufwärts im Lippetale liegen, ist von diesen Hornsteinschichten nichts festzustellen gewesen. Schon in der Gegend von Haltern erbrachten die neuesten Bohrungen Kea 6 und 11 nach den Feststellungen von P. Kukuk ein vollständig normales Cenomanprofil:

Kea 6.

Arme *Rhotomagensis*-Kalke: versteinerungsarmer weißer Kalkmergel mit dunklen Zwischenlagen und häufigen Einlagerungen von Schwefelkiesknollen	28,7 m
Varians-Pläner: fossilreicher hellgrauer Kalkmergel, mit *Inoceramus virgatus*, *Rhynchonella* und Seeigel-Resten	15 „
Pecten-asper-Zone: glaukonitreicher graugrüner Kalkmergel mit Phosphoritknollen und Inoceramen	4,9 „
	48,6 m

Kea 11.

Arme *Rhotomagensis*-Kalke: weißer versteinerungsleerer Kalkmergel mit dunklen Zwischenlagen	13,24 m
weißgrauer Kalkmergel mit dunklen Zwischenlagen	12,5 „
Varians-Pläner: hellgrauer Kalkmergel mit *Inoceramus* sp.	19,8 „
Pecten-asper-Zone: glaukonitischer graugrüner Kalkmergel mit Phosphoritknollen und Inoceramen	5,2 „
	50,74 m

In den Bohrungen auf der linken Rheinseite ist das Cenoman fast nirgends mit Sicherheit nachgewiesen. Damit ist sein Fehlen unter den Senonschichten noch keineswegs erwiesen. An zahlreichen Stellen sind an der Basis des Senons, das vielfach wohl auch in den mittels Schlagbohrverfahren gestoßenen Bohrlöchern zum Tertiär gerechnet wurde, an der Basis Grünsande angetroffen. Da aus diesen keine Versteinerungen vorlagen, und ohne solche eine sichere Unterscheidung der Cenoman-Grünsande von den Grünsanden des Emscher und des Untersenons nicht möglich ist, so muß die Frage offen bleiben, wie weit das Cenoman auf der linken Seite des Rheins vorgedrungen ist. Da die Seichtwasserbildung am Westrande des Beckens von Münster als küstenferne Ablagerung angesehen werden muß, so besteht kein Grund zu der Annahme, daß die Küste des Cenomanmeeres hier stark nach N ausbog. Gegen diese Annahme spricht besonders das Ergebnis der Tiefbohrung Hülm, südlich von Goch. Der Fund eines *Inoceramus labiatus* aus dieser Bohrung ist von G. Müller[19]) in einem nicht veröffentlichten Bericht beschrieben und richtig gedeutet. Er wurde später mehrfach angezweifelt, u. a. von van Waterschoot van der Gracht[20]), der diese Inoceramenform als eine senone Art aus der Verwandtschaft des *I. problematicus* deuten wollte. Nach den Bestimmungen von Herrn Johannes Böhm kam jedoch W. Wunstorf[21]) zu dem Ergebnis, daß irgend ein Zweifel über die Richtigkeit der Bestimmung G. Müllers nicht bestehen könnte.

In Übereinstimmung mit W. Wunstorf und J. Böhm muß ich das Vorkommen von Turon in dieser Bohrung als erwiesen anerkennen, zumal da das Profil der Bohrung im unteren Teile vollkommen mit den Bohr- und Schachtprofilen der Gegend von Sterkrade, Hamborn und Dinslaken übereinstimmt. Dagegen kann nach meinen Erfahrungen der über den hellen Mergeln mit *Inoceramus labiatus* in dieser Bohrung auftretende grüne Mergel und die darüber folgenden Schichten nicht, wie von G. Müller angegeben und nach dessen Angaben von W. Wunstorf (a. a. O.)

---

[19]) Archiv der Geol. Landesanst.

[20]) van Waterschoot van der Gracht, The Deeper Geology of the Netherlands and adjacent regions with Special Reference to the latest borings in the Netherlands, Belgium and Westphalia, Haag 1909, S. 394.

[21]) W. Wunstorf und G. Fliegel, Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes, Abhandl. d. Geol. Landesanst., Berlin, N. F., Heft 67, S. 274.

veröffentlicht wurde, zum Turon gerechnet werden. Diese höheren Schichten gehören zum Untersenon.

Die Verteilung der Fazies im Becken von Münster und die in engstem Zusammenhang mit der Faziesverteilung stehende Mächtigkeit der Schichten führt zu dem Schluß, daß die Kreideküste an ganz anderer Stelle zu suchen ist, als bisher angenommen wurde. Die Mächtigkeitskurven des Cenomans verlaufen im allgemeinen von Westnordwest nach Südsüdost. Es dürfte kaum einem Zweifel unterliegen, daß diese Kurven der alten Küste parallel verliefen. Demnach würde die Küste von Mülheim a. d. Ruhr, wo das Cenoman offenbar in unmittelbarster Nähe der Küste abgelagert ist, in der Richtung nach Ostsüdost verlaufen. Die Küste schmiegte sich dabei wahrscheinlich wohl mehr oder weniger den Unterschieden in der Härte der paläozoischen Gesteine des Untergrundes an. Eine Abweichung der 25-m-Kurve aus der vorherrschenden Richtung in das Niederländische Streichen spiegelt uns vielleicht einen Einfluß der großen Ennepetal-Störung wieder. Diese Störung wird im allgemeinen in die Tertiärperiode verlegt. Es ist aber wahrscheinlich, daß sie bereits in präkretazeischer Zeit angelegt wurde, wie die meisten großen Verwerfungen dieses Gebiets, daß sie aber ebenso wie alle größeren, noch bis in die jüngste Zeit fortwährend wieder aufgerissen ist. Danach ist es durchaus nicht ausgeschlossen, daß die Hauptphase ihre Ausbildung in das jüngere Tertiär zu verlegen ist.

In der Gegend von Münster und südwestlich hiervon zeigt die Karte ein auffälliges Ausbiegen der Mächtigkeitskurven des Cenomans nach N. Wir sehen hierin wahrscheinlich den Einfluß der Untiefe, die sich damals bereits in der Umgebung der heutigen deutsch-holländischen Grenze herausbildete. Während in dem Gebiet vom heutigen Kreidesüdrande bis in die Gegend von Münster die Zunahme der Mächtigkeit des Cenomans ganz allmählich vor sich ging, beobachten wir nördlich von Münster auf der verhältnismäßig kurzen, nur 50 km langen Strecke bis nach Lengerich eine ganz außerordentlich starke Zunahme der Mächtigkeit. Diese stimmt mit den Angaben überein, die sich aus den Arbeiten von Stille am Eggegebirge und von Burre in der Gegend von Bielefeld und Oerlinghausen ergeben. Burre gibt zwar für die Mächtigkeit des Cenomans keine genauen Zahlen an. Die von ihm festgestellten Mächtigkeiten und insbesondere die Zunahme der Mächtig-

keit von S nach N ergeben sich aus seinen vier Querprofilen auf seiner Karte[22]). Die Mächtigkeitsangaben für die Gegend von Lengerich habe ich dem Aufsatz von WINDMÖLLER[23]) entnommen, der die Mächtigkeit des Cenomans auf rund 425 m angibt. Nicht wesentlich weichen hiervon die Mächtigkeitsangaben HASEBRINKS[24]) ab, der die Mächtigkeit auf 395 m veranschlagt. Der Unterschied kommt dadurch zustande, daß HASEBRINK die beiden unteren Zonen des Cenomans für geringmächtiger hält. Für die *Rhotomagensis*-Zone dagegen nimmt er eine um 20 m größere Mächtigkeit an. An dem Gesamtbild wird wenig geändert, ob man die Auffassung WINDMÖLLERS oder die HASEBRINKS bevorzugt. In allen Fällen bleibt die auffallend rasche Mächtigkeitszunahme des Cenomans auf der kurzen Strecke von Münster bis Lengerich bestehen. Während wir bei Münster noch eine Mächtigkeit haben, die 150 m nicht übersteigt, schwillt das Cenoman nördlich davon sehr rasch auf das Doppelte bis Dreifache an. Dies läßt darauf schließen, daß nördlich von Münster eine rasche Tiefenzunahme des Meeres vorlag. Diese dürfte wohl mit dem von STILLE nachgewiesenen Borlinghausener Abbruch, der seiner großen Bedeutung für den Bau des ganzen Münsterlandes wegen zweckmäßiger wohl als Münsterländischer Hauptabbruch zu bezeichnen wäre, in Zusammenhang stehen. Schon in der Ausbildung der Unteren Kreide machte sich der Einfluß dieser großen Abbruchzone, wie oben erwähnt, deutlich bemerkbar. Wenig südlich von diesem Abbruch und annähernd parallel mit ihm setzt die Fazies des Essener Grünsandes im Unteren Cenoman ein. Diese Gegensätze sind so auffällig, daß wir annehmen müssen, daß der große Münsterländische Hauptabbruch noch in jener Zeit als bedeutende submarine Höhendifferenz bestand, und daß erst die Cenomanschichten diesen Unterschied allmählich mehr und mehr ausglichen. Dieser Ausgleich erfolgte, wie die verschiedenen Bohrprofile zeigten, im wesentlichen schon zur Zeit des Unteren Cenomans. Er dauerte, etwas vermindert, noch zur Zeit des Mittleren Cenomans an und war nur noch gering

---

[22]) O. BURRE, Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Oerlinghausen, Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1911, Bd. **32**, Teil 1, Berlin 1913, S. 306 und Taf. 12.

[23]) R. WINDMÖLLER, Die Entwicklung des Pläners im nordwestlichen Teil des Teutoburger Waldes bei Lengerich, Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1881, Bd. II, Berlin 1882, Teil III, S. 7 ff.

[24]) A. HASEBRINK, a. a. O., S. 254.

zur Zeit der Ablagerung der armen *Rhotomagensis*-Schichten, die nördlich und südlich dieses Abbruchs nicht mehr so gewaltige Mächtigkeitsunterschiede aufweisen.

Ein Vergleich der Faziesverteilung im Profil ergibt sich aus der nachstehenden Tabelle I.

Das Turon.

Zu Beginn der Turonzeit war die große Transgression der Mittleren Kreide im wesentlichen beendigt, trotzdem liegen auch in dieser Periode noch sehr bedeutende Verschiedenheiten der Fazies in den einzelnen Teilen des Beckens von Münster vor. Das Turon wurde von SCHLÜTER (a. a. O.) gegliedert in folgende Zonen (von oben nach unten):

Zone des *Inoceramus Cuvieri* SOW. und des *Epiaster brevis* DSR.,
„ „ *Spondylus spinosus* SOW. und *Heteroceras Reussianum* D'ORB.,
„ „ *Inoceramus Brongniarti* MTL. und *Ammonites Woolgari* MTL.,
„ „ *Inoceramus labiatus* SCHLT. und *Ammonites nodosoides* SCHLT.,
„ „ *Actinocamax plenus* BLAINV.

Von diesen fünf Zonen muß die Zone des *Actinocamax plenus* eingezogen werden, da er nicht genügend niveaubeständig ist, und bereits im Cenoman nachgewiesen werden konnte. In meinem Aufsatz über die Obere Kreide im SO. des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens (a. a. O., S. 23) hatte ich diese Zone als eine abweichende Fazies des *Labiatus*-Pläners bezeichnet. Ich bin später zu der Überzeugung gekommen, daß diese Auffassung nicht haltbar ist, sondern daß der *Actinocamax plenus* bereits in großer Verbreitung im Cenoman auftritt[25]). P. KRUSCH[26]) waren bereits bei der Aufnahme der Nachbarblätter Kamen und Dortmund ähnliche Zweifel gekommen. Er führt zwar die Zone des *Act. plenus* noch als selbständige an, betont aber ausdrücklich, daß die Funde v. DECHENS, auf die er sich hierbei stützt, „der Nachprüfung bedürfen". In gleicher Weise haben H. STILLE[27]) und JOHANNES BÖHM[28]) den Nach-

[25]) R. BÄRTLING, Erläuterungen zu Blatt Unna, S. 111 ff.
[26]) P. KRUSCH, Erläuterungen zu Blatt Kamen, S. 82.
[27]) H. STILLE, Erläuterungen zu den Blättern Altenbeken, Etteln, Kleinenberg, Lichtenau, Horn-Sandebeck, Detmold usw.
[28]) JOHANNES BÖHM, Zum Bett des *Actinocamax plenus* BLAINV., diese Zeitschr., Bd. **61**, 1909, Monatsber. S. *404*.
— Nochmals zum Bett des *A. plenus* BLAINV., diese Zeitschr., Bd. **63**, 1911, Monatsber. S. *247*.

Faziestabelle I. Cenoman des Beckens von Münster.

Cenoman	Gegend von Mülheim-Essen-Bilmerich	Gegend von Bausenhagen	Gegend von Soest	Centrales Münsterland	Gegend von Dorsten	Altenbeken Teutoburger-Wald	Ahaus
Zone des Acanthoceras Rbotomagense	Essener	Fossilarme Kalke Hornsteinbank	Fossilarme Kalke	Fossilarme Kalke	Weiße fossilarme Kalke Helle	Fossilarme Kalke	Weiße Kalke schreibkreide-ähnlich
Zone der Schloenbachia varians	Grün	Essener	Plänerkalke	Plänermergel mit Jnoceramus virgatus und Jnoceramus orbicularis	glaukonitische Kalkmergel mit Hornsteinbänken	Cenomanpläner	?
Zone des Pecten asper	sand Toneisenstein	Grünsand Konglomerat	Essener Grünsand T. E. K.	Graue Mergel Essener Grünsand T. E. K.	Grünsand Strandkonglomerat	Cenomanmergel	Graue Mergel
Unterlage	Palaeozoikum				Mesozoicum u. Untere Kreide	Albien	

weis geführt, daß eine selbständige Zone des *Act. plenus* an der Basis des Turons nicht ausgeschieden werden kann, daß vielmehr diese Versteinerung in der Hauptsache auf das Cenoman beschränkt ist.

Das Turon beginnt demnach mit der Zone des *Inoceramus labiatus*.

Innerhalb des Turons treten verschiedentlich Einlagerungen glaukonitischer Schichten (Grünsand) auf. Bereits Ferdinand Römer gibt auf seiner Übersichtskarte der Kreidebildungen Westfalens zwei derartige Grünsandhorizonte in verschiedenem Niveau an. Diese Grünsandhorizonte sind von mir weiter verfolgt. Mit Hilfe dieser Grünsande konnte ich für die Gegend von Unna folgende Gliederung aufstellen[29]) (von oben nach unten):

5. schwach-glaukonitischer, hellgrauer bankiger Mergel = Zone des *Inoceramus Schloenbachi* J. Böhm (= *I. Cuvieri* Goldf.)
4. lockerer mergeliger Grünsand nach O in feste glaukonitische, dickbankige Mergel übergehend = Oberer Grünsand, Grünsand von Werl, Soester Grünsand
3. dickbankige, weiße und gelblich graue Mergelkalke = Zone des *Inoceramus Lamarckii* Park. (= *I. Brongniarti* Mant.)
2. lockerer mergeliger Grünsand mit festen, glaukonitischen Mergelbänken wechsellagernd = mittlerer Grünsand, Bochumer Grünsand
1. hellgrauer und blaugrauer Mergel, Zone des *Inoceramus labiatus* v. Schloth. (*I. mytilloides* Mant.).

Der *Labiatus*-Pläner bleibt am Südrande des Beckens von Münster im allgemeinen gleich. Nach W hin wird das Gestein dieser Zone allmählich immer heller. In der Gegend von Essen und westlich davon besteht er aus fast weißgefärbten Mergeln. Die Mächtigkeit dieser Zone beträgt bei Unna, wie bei Altenbeken und im weitaus größten Teile des Beckens von Münster rund 25 m.

In den meisten Teilen Nordwestdeutschlands treten an der Basis dieser Zone rotgefärbte Schichten, der sogenannte Rotpläner auf. Dieser konnte mit Sicherheit vom Ostrande des Beckens an bis in die Gegend von Geseke nachgewiesen werden. Westlich hiervon fehlt er aber am ganzen Südrande. Auch in den Bohrungen im Innern des Beckens von Münster sind diese Schichten nur ganz vereinzelt vorhanden,

---

[29]) R. Bärtling, Erläuterungen zu Blatt Unna, S. 112 ff.

obwohl diese Stufe fast ausnahmslos mit der Krone durchbohrt wurde und infolgedessen überall gute Kerne vorlagen.

Worauf das Fehlen des Rotpläners zurückzuführen ist, ist nicht mit Sicherheit anzugeben. Nach der Art des Vorkommens im Innern des Beckens von Münster ist es wahrscheinlich, daß größere Nähe der Küste die Entstehung dieser Schichten ausschließt. Sie haben sich offenbar erst in größerer Entfernung vom Kontinentalrande gebildet.

Im Innern des Beckens von Münster fehlt der Rotpläner, wie erwähnt, in der weitaus größten Zahl aller Tiefbohrungen; er tritt jedoch im NW des Beckens regelmäßiger auf, so z. B. konnte er in der Umgebung von Haltern fast überall nachgewiesen werden. In den Bohrungen Kea 6, 11 und 19 und der Bohrung Lippramsdorf ist diese Fazies an der Basis des Turons mit Sicherheit festgestellt. Weiter nach W fehlt der Rotpläner jedoch aber fast überall und tritt erst wieder in den Flachseebildungen des westlichen Beckenrandes nördlich von Stadtlohn als ziemlich ununterbrochenes Band auf. Östlich von Haltern finden sich nur noch wenige Spuren von Rotpläner. Hierbei besteht allerdings die Möglichkeit, daß diese Bildungen in den älteren Bohrungen, von denen keinerlei Proben mehr vorhanden sind, vielfach übersehen wurden. Es hat dies seinen Grund wohl darin, daß früher die Bedeutung der Grünsande im Innern des Beckens von Münster erheblich überschätzt wurde und beim Bohren in der Mittleren Kreide nur auf die Auffindung dieser besonderer Wert gelegt wurde.

Das südlichste Vorkommen von Rotpläner ist auf der Schachtanlage Emscher-Lippe III und IV nachgewiesen. Auf den benachbarten Schachtanlagen wurde keine Spur von Rotpläner bekannt. Es ist sicher, daß er hier nicht übersehen wurde, da auch in den sorgfältig von mir untersuchten Bohrungen der staatlichen Berginspektion Waltrop keine Spur davon nachgewiesen werden konnte. Außer diesem Vorkommen auf der Zeche Emscher-Lippe ist mir nur noch ein Fund solcher Schichten im Bohrloch Reckelsum I und in den Schächten Hermann I und II bei Bork bekannt geworden. Die neueren nördlich hiervon liegenden Bohrungen ließen nicht die geringste Andeutung dieser Fazies erkennen, insbesondere auch nicht die am weitesten nach N und O vorgeschobenen Bohrungen Senden, Münster, Hoetmar und Everswinkel. Ebenso fehlt der Rotpläner auch auf

den am weitesten nach O vorgeschobenen Schachtanlagen bei Heessen und Ahlen und in den von G. Müller untersuchten Bohrungen bei Beckum und Kreuzkamp. Obwohl die Entfernung von der Bohrung Kreuzkamp nördlich von Lippstadt bis nach Geseke nur gering ist und bei Kreuzkamp noch kein Rotpläner entwickelt ist, fehlt er bei Geseke in keiner der Bohrungen und ist von hier an auch am Ausgehenden der Kreideschichten als geschlossenes Band an der Basis des Turons nach O und dann weiter nach N am ganzen Beckenrande zu verfolgen.

An Stelle des Rotpläners treten im Innern des Münsterschen Beckens fast regelmäßig schwach grünlich gefärbte Schichten auf, die allerdings eine bedeutend größere Mächtigkeit besitzen. Die Grünfärbung dieser Schichten ist nicht auf deutlich erkennbaren Glaukonit zurückzuführen. Es scheint mir wahrscheinlich, daß als färbende Substanz irgendwelche anderen Eisenverbindungen in Frage kommen. Obwohl die Grünfärbung nur außerordentlich schwach ist, ist sie doch bei den älteren Bohrungen nur verhältnismäßig selten übersehen worden. Der Grund hierfür liegt darin, daß man beim Bohren, um einen Anhaltspunkt zu haben, wann ungefähr das Steinkohlengebirge zu erwarten war, sehr lebhaft nach dem „Oberen Grünsand" suchte. Da aber im Innern des Beckens die höheren Grünsandvorkommen des Turons fast vollständig fehlen, so glaubte man, in diesen schwach grünlich gefärbten Schichten die Äquivalente des sogenannten „Oberen Grünsandes" gefunden zu haben. Diese Auffassung erwies sich als unrichtig, denn diese grüngefärbten Schichten stehen stratigraphisch in einem viel tieferen Niveau und außerdem ist ihre Grünfärbung, wie oben erwähnt, auch nicht auf Glaukonit zurückzuführen; sie ist oft so schwach, daß sie oft erst nach dem Eintauchen der Bohrkerne in Wasser erkennbar wird, wenn man die rein weißen Kalke der *Rhotomagensis*-Zone oder der *Lamarcki*-Zone daneben hält.

Es sei schon an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß von einem „Oberen Grünsand" nicht gesprochen werden kann, da diese Bezeichnung Ablagerungen von ganz verschiedenem Alter im Turon und Senon umfassen müßte. Es kommen also nur die weiter unten angegebenen Namen für diese einzelnen Stufen in Frage.

Das Alter dieser Schichten ist durch das häufige Vorkommen des *Inoceramus labiatus* mit Sicherheit nachgewiesen. Im Innern des Beckens von Münster besteht also

diese Zone fast überall aus zwei Abteilungen, einer unteren, schwach grünlichen, deren Mächtigkeit zwischen 3 und 15 m schwankt und einer höheren, von hellgrauer Farbe, deren Mächtigkeit ebenfalls schwankt, sich aber mit der unteren zu 25—30 m Gesamtmächtigkeit ergänzt. Nach meinen Erfahrungen beruhen alle Angaben aus Tiefbohrungen, die eine höhere Gesamtmächtigkeit angeben, auf Beobachtungsfehlern, soweit es sich nicht um Doppellagerungen infolge von Verwerfungen handelt.

Auch am Südrande des Beckens ist eine derartige Zweiteilung in der Zone des *Inoceramus labiatus* zu erkennen, in der unteren, meist dunkler gefärbten Abteilung herrschen die tonigen Mergel vor, während in der höheren, heller gefärbten die knolligen Kalkbänke stärker hervortreten.

Am Westrande des Beckens von Münster in der Gegend von Ahaus und Stadtlohn hat das Gestein fast den gleichen Charakter, wie die darüber folgenden schreibkreideartigen Vertreter der *Lamarcki*-Zone. Die Kalke sind allerdings nicht so rein und enthalten etwas mehr tonige Verunreinigung.

Die Zone des *Inoceramus Lamarckii* Park. (= *In. Brongniarti* Mant.)[30]) ist im Becken von Münster weniger gleichmäßig zusammengesetzt. Charakteristisch ist für sie das Auftreten einer ziemlich mächtigen Grünsandeinlagerung unmittelbar an der Basis. Dieser Grünsand ist namentlich beim Abteufen der Schächte im östlichen Teile des Kohlenreviers und in den Bohrungen, die sich hieran anschließen, mit dem Soester Grünsand verwechselt. Bereits im Jahre 1908[31]) habe ich den Nachweis geführt, daß dieser Grünsand eine Stufe vertritt, die mit dem Soester Grünsand, der im allgemeinen früher als „Oberer Grünsand" bezeichnet wurde, nicht zu verwechseln ist. Es handelt sich offenbar um eine lokale Bildung, deren Verbreitungsgebiet außerhalb des Beckens von Münster noch nicht bekannt ist. Es erschien daher berechtigt, sie mit einem Lokalnamen zu bezeichnen, um Verwechslungen mit der höheren Zone des Soester Grünsandes vorzubeugen. Ich habe daher für diese Stufe die Bezeichnung Bochumer Grünsand in Vorschlag

---

[30]) In der Bezeichnung für diese Zone folge ich Herrn Joh. Böhm; vgl. seinen Aufsatz: *Inoceramus Lamarcki* auct. und *Inoceramus Cuvieri* auct., diese Zeitschr. Bd. **64**, 1912, Monatsber. S. *399* ff.

[31]) Verhandl. d. Natuhist. Ver., Bd. **65**, 1908, D., S. 23.

gebracht, da gerade bei Bochum die Auflagerung dieses Grünsandes auf den *Labiatus*-Pläner sehr deutlich zu erkennen war.

Das Verbreitungsgebiet dieses Grünsandes ist auf die Gegend zwischen Essen und Werl beschränkt. Nach N hin geht dieser Grünsand nicht weit in das Becken von Münster hinein, sondern bleibt auf den südlichen Rand beschränkt. Im Höchstfalle finden wir Reste von ihm noch 20 km vom heutigen Südrande entfernt. Auch innerhalb dieser Zone wird er oft undeutlich wie z. B. auf den Ottoschächten der Zeche Alter Hellweg. Ein ganz isoliertes Vorkommen tritt allerdings nochmals in etwa 30 km Entfernung vom Südrande in der Gegend von Ascheberg auf, wo Spuren von Grünsand 30—50 m über der Basis des Turons in den Bohrungen Dora 17 und Nordkirchen 8 festgestellt wurden. Hier handelt es sich jedoch nur um ganz geringfügige Spuren, in den rundherum liegenden Bohrungen fand sich nichts.

Am Südrande des Beckens ist diese Grünsandzone zwischen Bochum und Unna überall gut entwickelt; sie ist namentlich bei Dortmund, Hörde und an der Landwehr, südlich von Unna gut aufgeschlossen, von hier ab nach O nimmt der Glaukonitgehalt sehr rasch ab, so daß eine Ausscheidung als selbständige Zone in der Gegend von Bausenhagen schon nicht mehr möglich war. Auffällig ist, daß in den Bohrungen die Verbreitung dieses Grünsandes nach O weiter übergreift. In einer ganzen Anzahl von Bohrungen nordöstlich von Rhynern konnte diese Stufe festgestellt werden.

Westlich von Essen bleibt die Verbreitung dieser Grünsandstufe zweifelhaft, hier legt sich, wie weiter unten noch darzulegen ist, das Untersenon zum Teil unmittelbar auf den *Labiatus*-Pläner auf, die höheren Turonschichten sind hierbei wieder vollständig zerstört. Auch das transgredierende Untersenon beginnt hier mit Grünsanden. Bei dem Mangel an noch zugänglichen Aufschlüssen ist es hier daher außerordentlich schwer festzustellen, wie weit die Grünsande im Hangenden des *Labiatus*-Pläners noch zum Bochumer Grünsand gehören, wahrscheinlich ist auch dieser bei dem Vordringen des Untersenons, ebenso wie die höheren Turonschichten vollständig zerstört und hat dabei das Material für den Aufbau des sehr losen Senon-Grünsandes geliefert. Für diese Auffassung spricht ganz besonders auch der Umstand, daß in diesem Gebiet, wo das Untersenon

mit seinem Grünsand an der Basis unmittelbar auf die *Labiatus*-Zone zu liegen kommt, auch die Mächtigkeit des *Labiatus*-Pläners außerordentlich stark reduziert ist. Diese Verminderung der Mächtigkeit der *Labiatus*-Zone scheint in gewissem Grade schon dort zu bestehen, wo die Grünsandzone des Bochumer Grünsandes stärker ausgebildet ist, wie z. B. in den Schachtanlagen der Umgebung von Buer und Gladbeck. Dafür, daß der Bochumer Grünsand aber auch schon bei Essen der Senontransgression zusammen mit den oberen Schichten der *Labiatus*-Zone zum Opfer gefallen ist, spricht der Umstand, daß sich die bei der Senontransgression abgelagerten Grünsande und glaukonitischen Konglomerate westlich von Essen, bei Mülheim (Ruhr), Oberhausen, Hamborn usw. sich auf immer tiefere Schichten der *Labiatus*-Zone und des Cenomans auflagern und schließlich unmittelbar auf das Paläozoicum zu liegen kommen (Beeckerwerth?).

Der Bochumer Grünsand stellt in der Mittleren Kreide die erste bedeutende Regressionserscheinung dar. Bereits zur Zeit, als der *Labiatus*-Pläner abgelagert war, trat in der Umgebung des heutigen Rheintalgrabens eine Hebung des Festlandes ein, unter derem Einfluß sich über dem *Labiatus*-Pläner eine glaukonitische Fazies entwickelte. Da die Verbreitung des Bochumer Grünsandes westlich von Essen heute nicht mehr zu rekonstruieren ist, muß die Frage allerdings offen bleiben, ob diese lokale Regression mit Schollenbewegungen im Gebiet des Rheintalgrabens zusammenhängt oder ob sie vielleicht mit solchen im Gebiet der Ennepe-Störung in Zusammenhang zu bringen ist, was mir wahrscheinlicher ist, da gerade hierfür die Begrenzung der Verbreitung dieses Fazies (vgl. Tafel VI) spricht.

Die Zone des *Inoceramus Lamarcki* ist im übrigen Teile des Beckens von Münster ziemlich gleichmäßig zusammengesetzt. In der Gegend von Dortmund zeichnet sie sich fast in ihrer ganzen Mächtigkeit durch einen schwachen Glaukonitgehalt aus. Dieser nimmt nach O allmählich ab. In der Gegend von Unna besteht diese Zone aus mächtigen weißen oder gelblichen Kalkmergelbänken, die mit geringmächtigen, sehr mürben, dunkelgrauen Plänermergeln wechsellagern. In größerer Tiefe besitzt das Gestein außerordentliche Festigkeit, die aber in der Nähe der Tagesoberfläche infolge der Verwitterung bald verloren geht. Das Gestein ist vielfach als Baustein verwendet worden, obwohl es hierfür kaum geeignet erscheint.

Noch weiter nach O hin wird das Gestein allmählich immer reiner, ändert sich aber doch in seiner Beschaffenheit im großen und ganzen nur wenig. In der Gegend von Altenbeken besteht es aus gelblichen, grauen und bläulichen Plänerkalken von mittlerer Festigkeit, nach STILLE[32]) ist das Gestein in frischem Zustande meist bläulich oder bläulichweiß gefärbt. Im Innern des Beckens von Münster gehen die Mergel allmählich in immer reinere Kalke über, die reinweiße Farbe haben und meist außerordentlich hart sind. Sie unterscheiden sich im Innern des Beckens fast gar nicht von den Kalken der „armen *Rhotomagensis*-Schichten"; ein Unterschied beider Gesteine besteht nur darin, daß die Schichtflächen in dieser Stufe nicht so starke stylolitische Verzahnung mit dem tiefschwarzen Belag aufweisen, wie im Oberen Cenoman.

Auch die Versteinerungsführung ändert sich im Innern des Beckens nur wenig. Die Zone ist meist sehr arm an Arten und auch nicht sehr reich an Individuen. Allem Anschein nach ist die Armut im Innern des Beckens noch größer als am Südrande. Allerdings wurde der *Inoceramus Lamarcki* PARK. auch in den Tiefbohrungen sehr häufig gefunden. Am Südrande finden sich nicht selten die großen Ammoniten, wie *Acanthoceras Woolgari* MANT. und *Pachydiscus Lewesiensis* MANT. und *P. peramplus* MANT. Sie bilden auch am Südrande verhältnismäßig immer eine Seltenheit. Im Innern des Beckens konnten diese naturgemäß nicht festgestellt werden, da unsere Kenntnis sich hier nur auf Tiefbohrungen gründet, der Durchmesser der Bohrkerne im allgemeinen im Vergleich zu der Größe der Ammoniten zu gering ist, so daß selbst dann, wenn zufällig ein solcher Ammonit durchbohrt wird, eine Erkennung des kleinen Ausschnitts aus der riesenhaften Schale nur selten möglich ist.

Eine vollkommen abweichende Fazies dieser Zone stellen die schreibkreideartigen Bildungen am Westrande des Beckens dar, in denen an Stelle der Muscheln in einzelnen Bänken die Seeigel (Galeritenfazies) stark hervortreten. Mit dieser Änderung der Fauna, die von RÖMER, VON DECHEN und in neuerer Zeit besonders von W. LÖSCHER hinlänglich beschrieben ist, geht eine auffällige Veränderung des Gesteinscharakters Hand in Hand, das Gestein nimmt fast vollkommen den Charakter der Schreibkreide an, dabei sind ganze Bänke erfüllt von Ge-

[32]) H. STILLE, Erläuterungen zu Blatt Altenbeken, S. 31.

häusen von Seeigeln. Die Ammoniten treten hierbei zurück, fehlen jedoch keineswegs und auch die Muscheln sind ebenso vorhanden, wie an anderen Orten. Die Inoceramen sind aber fast ausnahmslos zweiklappig erhalten und zeigen oft auffallend dickschalige Ausbildung. Der Kalkgehalt des Gesteins ist in dieser Gegend erheblich höher als in den Plänerkalken, die sonst im ganzen Becken diese Zone vertreten. Die überaus starke Häufung der Seeigel und die kräftigere Beschaffenheit der Muschelschalen läßt darauf schließen, daß hier erheblich flacheres Wasser vorlag, als in den übrigen Teilen des Beckens von Münster. W. Löscher[33]) versuchte nachzuweisen, daß die Galeritenschicht dieser Gegend in nicht größerer Wassertiefe als 20 m abgesetzt ist. Ob es möglich ist, derartig genaue Angaben aufrecht zu erhalten, vermag ich nicht zu entscheiden. Ich stimme jedoch mit Löscher vollkommen darin überein, daß die schreibkreideartigen Bildungen des Turons am Westrande des Beckens von Münster in ganz flachem Wasser abgesetzt sind, während man für die Bildung der gleichaltrigen Schichten in den übrigen Teilen des Beckens Wassertiefen von etwa 100—300 m voraussetzen muß.

Das Auftreten von Seichtwasserbildungen in dieser Gegend ist begleitet von sandigen Einlagerungen in die weißen Kalke, die in der Gegend zwischen Raesfeld, Dorsten und Wulfen erbohrt wurden.

Die Galeritenschichten und die sie begleitenden schreibkreideartigen Bildungen am Westrande des Münsterschen Beckens müssen hier als die zweite lokale Regressionserscheinung innerhalb des Turons angesehen werden, die jedoch zeitlich und örtlich mit der oben erwähnten ersten keinerlei Zusammenhang besitzt. Sie beschränkt sich auf den Westrand des Münsterschen Beckens. Wie weit diese Seichtwasserablagerungen sich in das Innere des Beckens hinein fortsetzen, ist unbekannt. Die einzige Bohrung, die hierüber Aufschluß geben könnte, die Bohrung Metelen wurde vor Erreichung dieser Schichten als aussichtslos eingestellt.

Nach S hin setzen sich diese Flachwasserbildungen bis fast zur Lippe hin fort. Sie ändern hier allerdings schon ihren Charakter; die Kalke sind noch auffallend hell gefärbt,

---

[33]) W. Löscher, Die westfälischen Galeritenschichten als Seichtwasserbildung, diese Zeitschr. Bd. 64, 1912, Monatsber. S. *341*.
— Die westfälischen Galeritenschichten, Inaug.-Diss., Neues Jahrb. f. Min. 1910, Beil.-Bd. XXX, S. 269.

zeichnen sich aber durch die erwähnten Einlagerungen von Sandschichten oder vereinzelten Quarzgeröllen, die in die sonst ziemlich reinen Kalke eingebettet sind, aus. Das läßt darauf schließen, daß diese Ablagerungen zwischen Borken und der Lippe in großer Küstennähe gebildet sind, daß also damals wohl schon stellenweise zur Zeit des Mittleren Turons im Gebiet des heutigen Rheintalgrabens Inseln auftauchten, die das Material für die Sande und Gerölle geliefert haben.

Von der über dem *Lamarcki*-Pläner folgenden Zone des *Spondylus spinosus* Schlüters ist die Faziesverschiedenheit in den einzelnen Teilen des Münsterschen Beckens am längsten bekannt. Die Schichten mit *Spondylus spinosus* sind als Grünsand ausgebildet, der als Grünsand von Soest oder von Werl bezeichnet wird. Diese Schichten gehen im weitaus größten Teile des Beckens in Plänerfazies über und werden dann nach dem reichlichen Vorkommen des *Scaphites Geinitzi* d'Orb. als Scaphiten-Pläner bezeichnet.

Die Bezeichnung „Zone des *Spondylus spinosus*" kann nicht aufrecht erhalten werden, da dieses Fossil keine Niveaubeständigkeit besitzt und sowohl in tieferen, als auch in höheren Stufen bis zum Obersenon vorkommt. Es dürfte daher das Zweckmäßigste sein, die Bezeichnung Scaphiten-Pläner oder Zone des *Scaphites Geinitzi* beizubehalten und dabei zwischen der Plänerfazies und der Grünsandfazies zu unterscheiden. H. Stille[34]) hat eingehend beschrieben, in welcher Weise sich der Übergang aus der Grünsandfazies am Ostende ihrer Verbreitung in die normale Plänerfazies vollzieht. Durch seine Beobachtungen ist festgestellt, daß die Grünsandfazies nach O hin in der ganzen Zone immer mehr zurücktritt und schließlich nur noch auf ihre untersten Lagen beschränkt bleibt. Die letzten Ausläufer der Grünsandbildungen fand Stille in der Gegend von Alfen im Almetal, südwestlich von Paderborn. Weiter nach O fehlt jede Spur des Grünsandes, nach W hin dagegen schwillt der Grünsand immer mehr an und ergreift bald die ganze Zone der Scaphitenschichten. Nicht mit Sicherheit zu entscheiden ist es an vielen Stellen, ob diese Grünsandfazies sich lediglich auf die Scaphitenschichten beschränkt oder ob sie auch Teile der nächst höheren und tieferen

[34]) H. Stille, Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna, Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1905, Bd. XXVI, Berlin 1908, S. 140.

Zone mit umfaßt. Diese Frage kann vorläufig mit dem uns zur Verfügung stehenden Material nicht entschieden werden. Ihre Lösung wird der geologischen Spezialaufnahme jenes Gebietes vorbehalten bleiben müssen.

Die beste Ausbildung erreicht die Grünsandfazies der Zone des *Scaphites Geinitzi* in der Gegend von Soest, wo sie sogar das Stadtbild durch die prachtvollen alten in Grünsandstein ausgeführten Bauten ausschlaggebend beeinflußt. Sie erreicht an dieser Stelle, soweit bis jetzt bekannt ist, auch ihre größte Mächtigkeit. Die Bezeichnung „Soester Grünsand" ist daher für diese Zone sehr treffend gewählt.

Nach W hin setzt sich die grünsandige Ausbildung über Werl, Unna, Dortmund, bis in die Gegend von Lüttgendortmund fort; sie begleitet also fast den ganzen Abfall des Haarstranges von Büren bis in das Kohlenrevier. Wir finden sie aber auch im N des Münsterschen Beckens am Osning zwischen Bielefeld und Borgholtshausen wieder, auch dort vertritt sie annähernd die gleiche Stufe. Die Grünsande von Rothenfelde und der Timmeregge (vgl. Tabelle auf S. 201) stehen meiner Ansicht nach ein wenig höher als der eigentliche Soester Grünsand, d. h. sie gehören in den jüngsten Abschnitt der Scaphitenzone, während der Soester Grünsand in der Hauptmasse die älteren Schichten vertritt. Nach dieser Verbreitung war die Annahme gerechtfertigt, daß man sie auch im Innern des Beckens von Münster wiederfinden müßte. Diese Annahme ist aber durch die zahlreichen Tiefbohrungen und Schachtaufschlüsse nicht bestätigt worden. Gerade diese Fazies bleibt auf eine schmale Zone des heutigen Südrandes beschränkt. Wir finden sie zwar noch in den Tiefbohrungen der Gegend von Rhynern und in den Schachtanlagen südlich der Lippe. Mir ist keine einzige Stelle bekannt geworden, wo die Fazies des Soester Grünsandes nördlich der Lippe in einer Bohrung oder einer Schachtanlage festgestellt werden konnte. Die nördlichsten Anlagen innerhalb dieser Umgrenzung, wie z. B. Zeche de Wendel und Minister Achenbach verzeichnen in dieser Stufe nur „Spuren von Grünsand" oder „Blumen von Grünsand in hellgrauem Mergel". Die große Zahl der Tiefbohrungen im Innern des Beckens läßt wie gesagt noch nicht einmal Spuren des Grünsandes mehr erkennen.

Nördlich der Lippe tritt die Zone also überall in Plänerfazies auf. Das gilt ganz besonders auch für den westlichen

Teil des Beckens, wo eine Gliederung innerhalb des Turons bei der gleichartigen petrographischen Beschaffenheit der Gesteine und dem Mangel an Versteinerungen bislang überhaupt nicht durchgeführt werden konnte. Hier ist von den bei Haltern und nördlich von Hervest-Dorsten projektierten Schachtanlagen noch mancherlei Interessantes zu erwarten.

In den Seichtwasserbildungen des nordwestlichen Teiles des Münsterschen Beckens besteht keinerlei Unterschied in der petrographischen Ausbildung dieser Zone gegenüber den vorher besprochenen. Das Gestein ist allerdings nirgends gut aufgeschlossen. Die im Acker aufgefundenen Bruchstücke, die dieser Zone entstammen müssen, stimmen vollkommen mit der nächst tieferen überein, so daß anzunehmen ist, daß hier die Sedimentation in gleicher Weise, wie zur Zeit der vorhergehenden Periode fortschritt, wobei allerdings wieder mit einem schwachen Einsinken des Meeresbodens gerechnet werden muß.

Das oben erwähnte Grünsandvorkommen innerhalb dieser Zone am Osning ist also vollkommen isoliert und hat keinerlei Zusammenhang mit dem Südrande. Es dürfte demnach wohl auf örtliche Hebungen im Teutoburger Waldgebiet zurückzuführen sein. Im übrigen stellt uns die Fazies des Soester Grünsandes die dritte Regressionserscheinung innerhalb des Turons dar. Nach dem Verbreitungsgebiet des Bochumer Grünsandes muß dieser wahrscheinlich in Zusammenhang gebracht werden mit einer Hebung, die damals vielleicht im Gebiet der Ennepe-Talstörung eintrat und hier zu einer örtlichen negativen Verschiebung der Strandlinie nach N führte. Beim Soester Grünsand dagegen muß das Zentrum der lokalen Hebung des Landes im oberen Ruhrgebiet, etwa südlich des Arnsberger Waldes, gelegen haben.

In den Galeritenschichten, deren Fazies bis in diese Zone fortsetzt, kann es sich nur um eine Heraushebung eines Gebirgshorstes westlich des heutigen Westrandes des Münsterschen Beckens, also im Gebiet der mittleren Niederlande, gehandelt haben. Es ist ja bereits durch zahlreiche ältere Arbeiten bewiesen, daß am Niederrhein auf den großen Bruchlinien fortgesetzt Gebirgsbewegungen in verschiedener Richtung eintraten. In dem Gebiet, das das Material zum Aufbau der Schichten nördlich von Öding lieferte, konnte die Heraushebung allerdings wohl kaum bis zur Meeresoberfläche gehen, da wir keinerlei Spuren

von Bildungen finden, die auf Küstennähe schließen lassen. Die Gesteine sind hier vielmehr, wie die Analysen von von der Mark beweisen, überaus rein und zeigen keinerlei Verunreinigungen durch fremdes, eingeschwemmtes Material. Diese Hebung am Westrande des Beckens von Münster kann nur von kurzer Dauer gewesen sein. Löscher nimmt nach seinen Untersuchungen über die Galeritenschichten hier keine größere Wassertiefe als etwa 20 m an. Schließt man sich dieser Auffassung von Löscher an, so ist man zu der Annahme gezwungen, daß bereits spätestens wieder zur Zeit der Ablagerung der Scaphitenschichten eine allmähliche Senkung des Meeresbodens eintrat, da diese Schichten sonst ja überhaupt nicht mehr zur Ablagerung gekommen wären. Diese Senkung des Meeresbodens am Westrande des Beckens von Münster hielt während des ganzen nachfolgenden Oberturons und des Emschers an. Erst dann trat eine neue und wohl die bedeutendste Heraushebung ein.

Die dritte Regressionserscheinung, die Fazies des Soester Grünsandes, ist in Zusammenhang zu bringen mit Gebirgsbewegungen, die zwischen dem Vollmetal und dem oberen Ruhrtal, südlich von Bestwig, eintraten. An welche Bruchsysteme diese Gebirgsbewegungen gebunden sein konnten, ist vorläufig noch nicht bekannt.

Ueber den Scaphitenschichten folgt noch die Zone des *Inoceramus Schloenbachi* J. Böhm (= *In. Cuvieri* Goldf.[34a]). Diese ist in fast allen Teilen des Münsterschen Beckens ziemlich gleichmäßig ausgebildet, sie stellt fast überall einen Übergang zwischen den hellen Mergeln des Turons und den grauen Tonmergeln der Emscher Stufe dar. Sie ist nur sehr selten aufgeschlossen, so daß über ihre Mächtigkeit an den Rändern des Beckens keine zuverlässigen Angaben gemacht werden können. In der Gegend von Unna schließt sich ihr Gestein sehr eng an das der *Lamarcki*-Zone an. Ihre obere Begrenzung ist hier aber in den meisten Fällen zweifelhaft. Besonders in den Tiefbohrungen und Schachtaufschlüssen im Innern des Beckens stößt die Abgrenzung dieser Zone auf sehr große Schwierigkeiten, da entweder sie selbst oder der unmittelbar darüber folgende untere Emscher überaus arm an Versteinerungen ist. In den Tiefbohrungen findet man häufig zwischen dem

---

[34a]) In der Fazies Tabelle II ist an Stelle von *Inoc. Cuvieri* zu setzen: *Inoc. Schloenbachi.*

sicheren grauen Emscher-Mergel und den ebenfalls sicher bestimmten weißen Kalkmergeln des oberen Turons von den Bohrmeistern eine Übergangszone, bestehend aus „hellgrauen" Mergeln, angegeben. Die Zurechnung dieser Zone zur höheren oder tieferen Stufe ist in vielen Fällen zweifelhaft, zumal da die Bezeichnung hellgrau im Gegensatz zu weiß und grau stets subjektiv ist. In den meisten Fällen ist diese hellgraue Übergangszone aber dem Oberturon zuzurechnen und zum größten Teil als das Äquivalent der *Schloenbachi*-Zone anzusehen. In den fiskalischen Bohrungen, wo eine sorgfältigere Durcharbeitung möglich war, erwies sich diese Zuteilung der Übergangszone zum *Cuvieri*-Pläner stets als richtig.

Faziesunterschiede sind mir in dieser Zone nicht bekannt; allerdings kenne ich am Westrande des Münsterischen Beckens keinen Aufschluß, der sicher über die Zusammensetzung der Fauna und die Gesteinsbeschaffenheit Aufschluß geben könnte. Der am weitesten nach dieser Richtung vorgeschobene Aufschluß ist die Schachtanlage Baldur bei Dorsten. Dort läßt sich keinerlei Unterschied in der Gesteinsbeschaffenheit gegen die tieferen Horizonte des Turons feststellen. Es ist daher wahrscheinlich, daß auch in dem nördlich hieran anschließenden Kreidegebiet bis in die Gegend von Ahaus die Zone ähnlich ausgebildet ist, wie die nächsttieferen Stufen.

Die gesamte Ausbildung der *Schloenbachi*-Zone deutet darauf hin, daß während ihrer ganzen Dauer ein allmähliches Einsinken des Meeresbeckens stattfand, und daß dadurch die lokalen Regressionserscheinungen des Mittleren Turons wieder ausgeglichen wurden. Es ist wahrscheinlich, daß nach Beendigung dieser Zone im Becken von Münster wieder ein Meeresbecken von 200 bis 300 m Tiefe vorlag, und daß nur der Westen von der Lippe an nach Norden geringere Tiefen aufwies. Ob dieses Einsinken des Meeresbodens allerdings mit positiven Strandlinienverschiebungen verbunden war, ist nicht festzustellen. Nach meiner nicht sicher zu beweisenden Auffassung ist dieses nicht der Fall gewesen.

Zweifelhaft bleibt es, ob die höheren Turonschichten in der Südwestecke des Münsterschen Beckens überhaupt zur Ablagerung gekommen sind. Die bereits erwähnte Transgression des Untersenons hat hier ihre Spuren von Lüttgendortmund an vollkommen zerstört. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Heraushebung des Meeresbodens,

die zur Zerstörung der höheren Turonschichten führte, hier bereits zur Zeit des Oberen Turons, vielleicht schon im Anschluß an die Bildung des Bochumer Grünsandes einsetzte.

Der Vergleich im Profil der gesamten Ausbildungsformen des Turons ergibt sich aus der nachstehenden Uebersichtstabelle II.

Die Obere Kreide.

Emscher.

Nachdem SCHLÜTER[35]) festgestellt hatte, daß sich zwischen das Turon des Industriebezirks und das Untersenon der Gegend von Recklinghausen im Emschertale eine mächtige, aus grauen Tonmergeln bestehende Schichtenfolge einschiebt, die sich auch in größerer Entfernung zwischen beiden Formationen ausscheiden läßt, bezeichnete er diese mit dem Namen Emscher-Mergel. Wie dieser Lokalname bezeichnet, besitzt die Formation ihr Hauptverbreitungsgebiet im Emschertale. Sie besteht dort in der Gegend von Herne aus grauen Tonmergeln, die sich in vollkommen gleichbleibender Beschaffenheit von hier nach N und O durch das ganze Münsterland bis zu den heutigen Rändern des Beckens fortsetzen. Überall, wo wir den Emscher-Mergel in Tiefbohrungen angetroffen haben, bestand er aus diesen gleichförmigen grauen Mergeln, die keinerlei Verschiedenheiten aufweisen. Irrtümlicherweise ist dann von den Bohrmeistern und Bergleuten die gesamte, aus grauen Mergeln bestehende Schichtenfolge über dem Turon als Emscher bezeichnet worden. Diese Auffassung ist natürlich unrichtig, denn es kann als längst erwiesen gelten, daß im östlichen Teile des abgebohrten Gebietes die grauen Mergel die ganze Schichtenfolge vom Obersenon abwärts bis zur Grenze des Turons umfassen.

Faziesunterschiede gibt es im Emscher Westfalens fast gar nicht, fast im ganzen Becken liegt diese Formationsstufe in gleichbleibender Ausbildung vor. Nur im äußersten Südwesten treten Bildungen auf, die auf erneutes Vordringen des Meeres und auf größere Nähe der Küste schließen lassen. Die Verhältnisse sind aber so unsicher, daß sie auf einer besonderen Übersichtskarte nicht sicher genug zur Darstellung gebracht werden konnten, zumal, da eine

---

[35]) CL. SCHLÜTER, Der Emscher-Mergel, diese Zeitschr. Bd. 26, 1874, Abh., S. 775.

Faziestabelle II. Turon des Beckens von Münster.

Turon		Hamborn Mülheim Ruhr Essen Gelsenkirchen	Dortmund Unna	Soest	Centrales Münsterland	Eggegebirge Altenbeken	Osning	Westrand des Beckens von Graes bis Oeding	Borken Raesfeld Dorsten
Oberes Turon	Zone des Jnoceramus Cuvieri	fehlt	Hellgrauer Mergel	Hellgrauer Mergel und Plänerkalke	Hellgrauer Mergel	Hellgrauer Mergel mit Jnoceramus Cuvieri		?	unsicher
			Plänerkalke z.T. glaukonitisch						
	Zone des Scaphites Geinitzi		Soester Grünsand		Pläner-Kalke	Pläner-Kalke	Grünsand der Timmerrege u. von Roten felde; Scaphiten-Pläner	Schreibkreide-artige Kalke	Marmorierte vorwiegend weiße Kalke, z.T. mit Sandeinlagerungen oder vereinzelten Quarzgeröllen
Mittleres Turon	Zone des Jnoceramus Lamarcki		Pläner Kalke; Bochumer Grünsand				Plänerkalke mit Jnoceramus Lamarcki mit roten Einlagerungen		
Unteres Turon	Zone des Jnoceramus labiatus	Hellgrauer Mergel an der Basis; lokal glaukonitisch	Hellgrauer Mergel mit knolligen Kalkbänken		Hellgrauer Mergel grünlicher Mergel; Rotpläner selten	Hellgrauer Mergel		Schreibkreide-artige Kalke	
						Rotpläner			

zuverlässige Abgrenzung gegen das Untersenon bei dem Mangel an Versteinerungen und der nicht sachverständigen Bearbeitung der alten vorübergehenden Schachtaufschlüsse nicht möglich ist. Es steht aber fest, daß schon die Höhen der Umgebung von Stoppenberg bei Essen Versteinerungen des Untersenons führen, ebenso treten bei Mülheim a. Ruhr und bei Ruhrort und Beeck nur noch Schichten mit Untersenonfauna und kein Emscher auf. Daraus ergibt sich, daß westlich von Herne die Grenze zwischen Untersenon und Emscher stark nach S ausbiegt und daß hier Emscher-Mergel wahrscheinlich überhaupt nicht mehr an die Oberfläche kommt und wohl zusammen mit dem Mittleren und Oberen Turon vollkommen zerstört ist.

Die Schichten, die hier den unterturonen *Labiatus*-Pläner überlagern, bestehen aus versteinerungsarmen Grünsanden, die eine zuverlässige Trennung nicht ermöglichen. Es wäre möglich, daß ein Teil dieser Grünsande noch zum Emscher gerechnet werden muß. In der Hauptmasse gehören diese Grünsande aber zu den unteren Schichten des Untersenons. Eine endgültige Trennung beider Formationsstufen ist hier also vorläufig noch nicht möglich, sie dürfte auch später auf besondere Schwierigkeiten stoßen, da neue Schachtanlagen hier vorläufig nicht zu erwarten und die Aufschlüsse in diesen Schichten an der Tagesoberfläche überaus spärlich sind und sein werden. Die gelegentlichen Aufschlüsse gehen selten so tief, daß brauchbare unverwitterte Versteinerungen gefunden werden. Soviel ist aber sicher, daß bei Hamborn, Meiderich und Ruhrort der Emscher-Mergel ganz fehlt und also unmittelbar Untersenon auf älteren Schichten liegt.

In der Emscherstufe kann also im Becken von Münster vielleicht eine küstennahe Bildung im SW des Beckens von den ganz gleichmäßig zusammengesetzten Bildungen der mittleren Tiefen, die im übrigen im weitaus größten Teile des Beckens verbreitet sind, unterschieden werden. Die Konstruktion von Mächtigkeitskurven für den Emscher ist nicht möglich, da die wirklichen Grenzen nur an wenigen Stellen festzulegen sind. Die untere Grenze ist fast überall einigermaßen sicher, die obere Grenze dagegen ist nur in ganz wenigen Fällen einigermaßen annähernd bestimmt. Bei der Konstruktion der Mächtigkeitskurven mußte daher Emscher und Senon zusammengefaßt werden. Irgendwelche brauchbaren Anhaltspunkte für die Lage der Küsten des Emscher Meeres habe ich daher nicht gewinnen können.

Das Senon.

Im Untersenon liegen im Becken von Münster die auffälligsten Faziesverschiedenheiten vor, infolgedessen bereitete die stratigraphische Gliederung hier immer ganz besondere Schwierigkeiten. Die Untersuchungen über die Faziesverschiedenheiten erstrecken sich bis jetzt nur auf die untere Abteilung, im Obersenon sind unsere Kenntnisse aber namentlich des mittleren Teiles und großer Flächen in der östlichen Hälfte, die unter mächtiger Diluvialdecke verborgen sind, noch zu lückenhaft.

Hinsichtlich der Einteilung des Untersenons schließe ich mich Th. Wegner[36]) an (vgl. die nachstehende Tabelle). Als Zonenbezeichnungen müssen hierbei Namen wie: Recklinghäuser Sandmergel, Halterner Sande und Sandkalke von Dülmen in Zukunft fortfallen. Sie bezeichnen ebenso, wie die im gleichen Niveau vorkommenden Grünsande, Formsande (Osterfeld) und Tonmergel nur Ausbildungsformen der gleichen Zonen, z. B. ist die Ausbildungsform der Halterner Sande nicht auf eine bestimmte Zone über dem Mergel mit *Marsupites ornatus* beschränkt, sondern kann auch diese Sandmergel ganz oder teilweise ersetzen. Dabei kommen auch, wie in der Gegend von Dorsten Wechsellagerungen vor. Die Halterner Sandfazies beschränkt sich dort, wo sie auf tiefere Zonen hinabgreift nicht etwa auf deren höhere Teile, sondern sie kann das gesamte Untersenonprofil bis fast zum Emscher-Mergel umfassen. Das gleiche gilt umgekehrt von der Ausbildungsform des Recklinghäuser Sandmergels. Dabei sind allerdings auch Wechsellagerungen mit sandigen Mergeln vom Charakter der Recklinghäuser Sandmergel oder mit reinen Tonmergeln durchaus nicht selten. Ich stimme mit Th. Wegner hinsichtlich der Stellung der einzelnen Stufen vollständig überein. Eine Meinungsverschiedenheit, wenn auch nur geringfügig, besteht lediglich noch hinsichtlich der Sandkalke von Dülmen. Ich bin ebenso wie Wegner zu der Überzeugung gekommen, daß eine Abtrennung von der nächst tieferen Zone des *Pecten muricatus* nicht möglich ist. Die Zone des *Pecten muricatus* muß in Zukunft fortfallen; dagegen kann ich mich aber nicht davon überzeugen, daß eine Überlagerung der Sandkalke von Dülmen über der Fazies des Recklinghäuser Sandmergels oder der Hal-

---

[36]) Th. Wegner, Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes, diese Zeitschr. Bd. 57, 1905, Abh., S. 112.

Faziestabelle III. Untersenon des Beckens von Münster.

	Gegend von Dorsten	Wesel, Osterfeld Mülheim (Ruhr)	Dülmen, Haltern Recklinghausen Herne Bochum, Essen	Netteberge Kappenberg Lünen	Münster Beckum-Hamm	Ochtrup Metelen Burgsteinfurt
Zone des *Scaphites binodosus*	Sande	Sandmergel mit Sanden wechsellagernd	Dülmener Sandkalke	Graue Mergel	Graue tonige Mergel	Graue sandig-kalkige Mergel mit Muschel-brekzien und Phosphorit-bänken
			Sande von Haltern	Sande von Netteberge		
				Graue Mergel		
Zone des *Marsupites ornatus*	Sandmergel	Formsande von Osterfeld	Recklinghauser Sandmergel	Sandmergel		
	Sande	sandige Mergel		Graue schwach sandige Mergel		
Zone des *Uintacrinus westfalicus*	Sandmergel	Grünsand mit groben Geröllschichten		Graue tonige Mergel mit schwachem Sandgehalt		
	Geröll- und Konglomerat-schichten		Graue tonige Mergel			
Zone des *Inoceramus cardissoides*	Graue z. T. sandige tonige Mergel u. Sande	?	Grünsand	Graue tonige Mergel		Graue tonige z. T. schwach sandige Mergel
Unterlage	Emscher	Palaeozoikum, Trias bis Unterturon	Unterturon bis Emscher	Emscher	Emscher	Emscher?

terner Sande im Profil von Recklinghausen bis Dülmen nicht vorliegen soll. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß nach den Mächtigkeitskurven mit einer Zunahme der Mächtigkeit von wenigstens 200 m von Sythen bis Dülmen zu rechnen ist. Damit ist meiner Ansicht nach, auch wenn in den dürftigen Aufschlüssen über Tage die direkte Auflagerung der Sandkalke auf die Halterner Sande nicht zu beobachten ist, bewiesen, daß die Sandkalke von Dülmen die Halterner Sande überlagern. Im Profil von Olfen nach Lüdinghausen führt eine Untersuchung nicht zum Ziele, da hier, wie die Fazieskarte (Tafel VII) zeigt, überall mit mergeliger Fazies zu rechnen ist.

Die Gleichstellung der Fazies in den einzelnen Teilen des Beckens von Münster ergibt sich aus der nebenstehenden Tabelle III. Außer den am Süd- und Westrande bisher bekannten Faziesformen habe ich als besondere Fazies noch die Ausbildungsform des Untersenons der Gegend von Ochtrup—Burgsteinfurt ausgeschieden, deren Eigentümlichkeiten bereits von Th. Wegner[37]) und Joh. Böhm[38]) beschrieben wurden. Das Untersenon liegt dort in einer sehr küstennahen Ausbildungsform vor, in der zahlreiche Muschelbrekzienbänke mit Phosphorit führenden Bänken abwechseln. Diese Ausbildungsform beschränkt sich nicht nur auf die unmittelbare Umgebung von Burgsteinfurt und Ochtrup, sondern wurde auch weiter südlich unter erheblicher Bedeckung mit jüngeren Senonschichten in der Bohrung Metelen von G. Müller nachgewiesen.

Im Untersenon haben wir also zwei wichtige Faziesbezirke zu unterscheiden: einen westlichen mit vorwiegend küstennaher Fazies und einen östlichen mit der Ausbildungsform des offenen freien Wassers der mittleren Tiefen. Die Gesteine der im W vorliegenden Fazies sind Sande, mergelige Sande (Formsande), Glaukonitsande, sandige Mergel, zum Teil mit festen Bänken wechsellagernd (Recklinghäuser Sandmergel) oder reine Quarzsande mit Quarziteinlagerungen (Halterner Sande) und sandige Kalke. Je mehr wir uns dem heutigen Westrande des jetzigen Verbreitungsgebietes nähern, um so mehr herrschen die reinen Sande vor, ihre Korngröße nimmt im allgemeinen zu und nicht selten finden

---

[37]) Th. Wegner, a. a. O., S. 135.

[38]) Joh. Böhm, Über die untersenone Fauna bei Burgsteinfurt und Ahaus, Jahrb. Geol. Landesanst. f. 1915, Bd. **36**, I., Berlin 1916, S. 423.

sich auch grobe geröllführende Bänke, die stellenweise in grobe, wenig verfestigte Konglomerate übergehen.

Die Fauna dieser Schichten ist marin. Dickschalige Muscheln herrschen vor und stellenweise finden sich auch Austernbänke, die ganz erfüllt sind von *Ostrea semiplana*. Alles das läßt darauf schließen, daß diese Ablagerungen im W in verhältnismäßig flachem Wasser in ganz geringer Enfernung von der Küste entstanden sind. Daraus ergibt sich weiter, daß im nördlichsten Teile der niederrheinischen Bucht und des holländischen Tieflandes zu jener Zeit eine Landschwelle vollkommen emporgestiegen war, die das Material für diese Sande und Konglomerate lieferte. Anzeichen für dieses Emporsteigen einer Festlandschwelle in den heutigen Niederlanden fanden sich bereits im Cenoman; sie wurden deutlicher und charakteristischer im Turon, namentlich in der Zeit des Mittleren Turons, dann trat anscheinend ein Stillstand dieser Aufwärtsbewegung ein, bis im Untersenon ein rasches und vollständiges Auftauchen erfolgte. Diese Feststellungen decken sich vollkommen mit der auf anderem Wege gewonnenen Auffassung von Herrn P. Krusch[39]) über das Vorhandensein eines alten Gebirges an der heutigen preußisch-holländischen Grenze. Zwei vollkommen getrennte Wege führen uns zu dem gleichen Ergebnis. Die hoch interessanten Ausführungen von Herrn P. Krusch finden also in der Entwicklung der Fazies eine sehr wesentliche Bestätigung, so daß alle Zweifel, die dagegen erhoben werden könnten, wohl behoben sein dürften.

Während im nordwestlichen Teile des Beckens von Münster als Folge des Auftauchens dieser Festlandschwelle eine Regression des Untersenonmeeres eintrat, ist in der südwestlichen Ecke des Beckens eine Transgression festzustellen. Die Feststellung dieser wurde außerordentlich erschwert durch die Regressionserscheinungen, die im Turon in der gleichen Gegend festzustellen waren. Die epirogenetischen Bewegungen, die hier bei der Turonregression eintraten, fallen örtlich zusammen mit den in entgegengesetztem Sinne wirkenden Bewegungen zur Untersenonzeit. Infolge dieses Zusammentreffens ist das obere Turon und der Emscher in einer breiten Zone zerstört und die Reste des Unteren Turons schneiden sich unter einem sehr spitzen Winkel mit denen des Untersenons. Infolgedessen kommen

---

[39]) P. Krusch, Der Gebirgsbau im Preußisch-holländischen Grenzgebiet von Winterswijk, Weseke, Buurse usw., diese Zeitschr. Bd. 71, 1919, Monatsber., S. *139*.

örtlich die bei der Senontransgression gebildeten Grünsande unmittelbar auf die bei der Regression im Turon gebildeten Grünsande zu liegen. In einem aus den Karten ersichtlichen Gebiet im SW des Beckens fällt die Senontransgression daher schwer trennbar zusammen mit der ersten Regression innerhalb des Turons, die im SW des Beckens von Münster, wie oben dargelegt, durch die Verbreitung der Fazies des Bochumer Grünsandes an der oberen Grenze der Zone des *Inoceramus labiatus* bezeichnet wird. Während wir im Turon und Cenoman das offene Meer im N zu suchen hatten und zu jener Zeit im SW eine Festlandschwelle lag, haben wir fast umgekehrte Verhältnisse zur Zeit des Untersenons. Die Festlandschwelle im mittleren Teile des unteren Rheintalgrabens hat sich gesenkt und ist vollkommen verschwunden. Infolgedessen drang von dieser Seite ein Meeresarm in das Becken von Münster ein und überflutete die dort bereits abgelagerten Kreideschichten. Hierbei gingen Teile der alten Kreidedecke zum Teil vollständig verloren.

Auf der Karte des Turons war es möglich, die Gebiete auszugrenzen, in denen von dieser Formation nur die unterste Zone oder Teile der höheren Zonen erhalten geblieben sind. In einem großen Teile des Industriebezirks und zwar vom Rhein bis in die Gegend von Essen ist nur die Zone des *Inoceramus labiatus* erhalten geblieben, aber auch diese ist in der Nähe des Rheines in ihrer Mächtigkeit stark vermindert, sie fehlt auf einigen Schachtanlagen der Thyssenschen Werke aber ganz. Die bei dieser Transgression gebildeten Grünsande haben also annähernd die gleiche Lage zum *Labiatus*-Pläner, wie der Bochumer Grünsand. Es war daher bei der Versteinerungsarmut dieser Schichten außerordentlich schwer und meist praktisch unmöglich, zwischen den Teilen des Grünsandes, der noch zum Turon, und dem, der noch zum Untersenon zu rechnen ist, die Grenze zu ziehen. Weder petrographisch noch faunistisch ist eine Trennung möglich. Bis in die Gegend von Essen ist jedoch vom Rhein an mit Sicherheit nachzuweisen, daß die Schichten des Grünsandes, die sich auf den *Labiatus*-Pläner auflagern, zum Untersenon zu rechnen sind. Zwischen Bochum und Essen, wo nur außerordentlich dürftige Aufschlüsse vorliegen, und neue Schächte, die eine genauere Untersuchung ermöglicht hätten, nicht vorliegen, ist die Stellung dieser Grünsande im höchsten Grade zweifelhaft. Erst östlich von Bochum stellen sich über dem Grünsand, der den *Labiatus*-Pläner im Hangenden begrenzt,

Kalkmergel mit *Inoceramus Lamarcki* ein. Hier kann naturgemäß kein Zweifel mehr bestehen, daß diese Schichten zum Turon zu rechnen sind, und den eigentlichen Bochumer Grünsand vertreten, während bei Essen kein „Bochumer Grünsand" im Sinne meiner obigen Definition auftritt.

Die im W auftretenden Grünsande untersenonen Alters halte ich für Äquivalente des Vaalser Grünsandes. Sie stellen das Bindeglied zwischen dem Untersenon des Beckens von Münster und der Kreide von Aachen und Westbelgien dar.

Gleichzeitig mit der Transgression des Untersenons in der Nähe des heutigen Süd- und Südwestrandes setzte infolge der weiteren Hebung der schon in der Mittleren Kreide angelegten Festlandschwelle oder besser gesagt Inselmasse in den mittleren Niederlanden eine Regression in der Nähe des heutigen Nordwestrandes ein, die ihren Einfluß in dem Verbreitungsgebiet der sandigen küstennahen Ausbildungsformen des Untersenons im Becken von Münster geltend macht. Diese Ausbildungsformen greifen nicht sehr weit nach O in das Becken hinein, sie erreichen ihr Ende bekanntlich in den Höhenzügen von Kappenberg, Ondrup und Südkirchen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß auch darüber hinaus noch stellenweise sandige Gesteine in Untersenon innerhalb des Beckens auftreten, jedoch ist Sicheres darüber aus den zahlreichen Bohrprofilen nicht zu entnehmen. Die Bohrprofile lassen aber verschiedentlich Hinweise darauf erkennen, wie z. B. Bemerkungen des Bohrmeisters: „Harte Schichten", „Feste Bänke", oder „Harte Kalkeinlagerungen". Welcher Art diese harten Einlagerungen oder festen Bänke gewesen sind, ist nie festzustellen gewesen, da die Schichten des Untersenons und des Emscher fast ausnahmslos mit Stoßbohrverfahren durchteuft sind; man ging zu Kernbohrungen fast stets erst dann über, wenn etwas hellere Schichten, die auf dem Beginn des Turons hindeuteten, erreicht wurden oder wenn das Härterwerden der Schichten an der Grenze des Turons beim Stoßbohrverfahren den Fortschritt der Bohrung erheblich aufhielt. Die Folge ist, daß nur äußerst selten brauchbare Bohrproben vorliegen und Versteinerungsreste überhaupt nicht gefunden sind. Auf das vorliegende Bohrmehl konnten sichere Schlüsse meist nicht aufgebaut werden.

In der Gegend von Ahlen und Beckum finden sich aber keine Spuren mehr von sandigen Einlagerungen. Hier konn-

ten verschiedene Schächte, wie z. B. die Schächte der Zeche Westfalen genauer daraufhin untersucht werden. Auch die sorgfältig untersuchten Proben der Bohrungen Hoetmar und Everswinkel ließen keine Spuren von Einlagerungen sandiger Gesteine mehr erkennen. Daraus ergibt sich der Schluß, daß zum wenigsten von der Linie Hamm—Münster ab nach O hin keine Spuren von sandigen Gesteinen im Senon zu erwarten sind. Die gesamte Schichtenfolge des Untersenons von der oberen bis zur unteren Grenze liegt dort in der Form dunkler toniger Mergel vor, die in keiner Weise von denen des Emscher-Mergels abweichen. Bei dem Mangel an Versteinerungen ist daher in dieser Gegend die Trennung von Emscher und Untersenon in den Bohrungen ausgeschlossen. Auch in den Schächten stößt diese während des Abteufens auf die größten Schwierigkeiten. Hier bestände zwar die Möglichkeit, die Fauna festzustellen. Das überaus rasche Fortschreiten des Abteufens erforderte aber so starke Sprengladungen, daß nur äußerst selten bestimmbare Versteinerungen gefunden werden konnten.

Bei der verhältnismäßig großen Armut an Tierresten in diesen Schichten in der tonig-mergeligen Ausbildung lohnte es sich nicht, das Schachtabteufen dauernd zu verfolgen und Woche für Woche das geförderte Gesteinsmaterial durchzuklopfen. Mehrere Versuche, die von mir in dieser Richtung unternommen wurden, führten zu derart unbefriedigenden Ergebnissen, daß von weiteren fortlaufenden Untersuchungen abgesehen werden mußte. Die Gleichförmigkeit dieser tonigen Mergel läßt nur den Schluß zu, daß sie in größerer Entfernung von der Küste entstanden sind. Dafür spricht auch ihre Fauna die hier vorwiegend aus Ammoniten besteht. Die Inoceramen sind in diesem Teile des Beckens seltener geworden. Es liegen lediglich zartschalige Formen vor, die keinen starken Wellenschlag vertragen können. Daraus ist zu schließen, daß diese Schichten in mittleren Tiefen und in größerer Entfernung von der Küste entstanden sein müssen. Die Küste muß sich im Vergleich zum Turon im O allmählich weiter nach S vorgeschoben haben, und zwar dürfte das Untertauchen der alten Festlandsgrenze in so kurzer Frist erfolgt sein, daß Einschwemmungen von gröberem Zerstörungsmaterial bis in den heute noch erhalten gebliebenen Teil des Kreidebeckens nicht erfolgen konnten. Alles, was von diesen Ablagerungen über den heutigen Höhen des Sauerlandes ab-

gelagert wurde, ist seitdem wohl schon zur Tertiärzeit vollkommen wieder zerstört und restlos fortgewaschen. Vielleicht hat ein Teil dieser abgetragenen Tone und Tonmergel das Material zum Aufbau der Septarientone und anderer toniger Ablagerungen des Tertiärs geliefert.

Im Obersenon sind die Faziesverhältnisse im Becken von Münster noch sehr wenig geklärt. In tiefgehenden Aufschlüssen kennen wir meist nur einen ganz kleinen Teil des Obersenon-Profils und sind daher nicht in der Lage, die Ausbildung irgend einer Stufe über ein großes Gebiet zu verfolgen. Bekannt ist, daß sich auch an der Oberfläche bedeutende Aufschlüsse im Obersenon eigentlich nur in den Baumbergen und ihrer Umgebung, sowie in den ausgedehnten Kalk- und Zementmergelbrüchen von Neubeckum und Ennigerloh finden. Zwischen beiden Gebieten bestehen aber bedeutende Unterschiede in der Ausbildung. In den Baumbergen herrschen kalkige Sandsteine bei weitem vor, während in der Beckumer Gegend nur Kalke und Tonmergel auftreten. Die höchsten Teile der Baumberge enthalten die jüngsten Schichten der Westfälischen Kreide. Wie die Tiefenkurven der Untersenon- und Emscher-Unterkante zeigen, haben wir in den Baumbergen mit ganz bedeutend größeren Mächtigkeiten der Formation zu rechnen als in allen übrigen Teilen des Beckens von Münster. Es ist daher mit großer Sicherheit anzunehmen, daß die in den Baumbergen auftretenden Schichten des Obersenons die jüngsten überhaupt in Westfalen bekannten Kreideschichten darstellen, die in anderen Teilen des Beckens keine Äquivalente haben.

Das tiefere Obersenon der Gegend von Coesfeld weicht in ähnlicher Weise wie das übrige Senon in seiner Ausbildung stark von dem Obersenon des gesamten übrigen Beckens ab. Die kalkigen Sandsteine und mergeligen Kalke dieser Gegend zeigen vielfach einen Charakter, ähnlich den Plänerkalken am Südrande des Beckens. Gleichaltrige Schichten treten dagegen in den Tiefbohrungen weiter östlich, wie z. B. in der Gegend von Münster, bei Saerbeck und bei Everswinkel in der Form der grauen tonigen Mergel auf, die sich in keiner Weise vom Emscher-Mergel jener Gegend unterscheiden. Hier bilden diese grauen Mergel also eine Schichtenfolge von mindestens 1400 m Mächtigkeit, die Emscher, Unter- und Obersenon umfaßt und dabei keine Spuren einer Aenderung in den Absatzbedingungen in dieser langen Periode erkennen läßt.

Auf die Beigabe einer vergleichenden Profiltabelle und einer Fazieskarte muß ich wegen der noch bestehenden Unsicherheit hier vorläufig verzichten.

Über die Faziesentwicklung des Obersenons im Becken von Münster läßt sich auf Grund unserer bisherigen Kenntnisse nur soviel sagen, daß im NW des Beckens ein allmähliches Ausklingen der Nachwirkungen der Untersenonregression feststellbar ist, während im zentralen und östlichen Teile des Beckens keine Änderung der Fazies des Untersenons und Emschers eintrat. In der Mitte und im O trifft man also die Fazies des offenen Meeres der mittleren Tiefen an. Im NW dagegen erkennen wir abgeschwächt noch den Einfluß der im Untersenon gebildeten Inseln. Tierwelt und petrographische Beschaffenheit lassen aber die Annahme einer so großen Küstennähe, wie sie sich für das Untersenon ergibt nicht mehr zu. Die Landschwelle, die ihren Höhepunkt der Aufwärtsbewegung im Untersenon erreichte, tauchte wieder unter oder war schon untergetaucht, so daß wohl nur noch die Randfazies einer Seichtwasserbildung vorlag. Wir haben es hier in den Baumbergen und ihrer Umgebung also meiner Ansicht nach mit den äußersten Wirkungen einer außerhalb des eigentlichen Beckens liegenden örtlichen Transgression zu tun, die der Regression folgte. Die Umkehrung der Bewegung möchte ich in die Zeit der Ablagerung der Grünsande mit *Becksia Soekelandi* bei Coesfeld verlegen, die auch nur eine Fazies und keine selbständige Zone darstellen.

Lagerungsverhältnisse der Mittleren und Oberen Kreide.

Das im vorstehenden entworfene Bild der Faziesentwicklung wäre höchst unvollkommen, wenn nicht noch einige kurze Bemerkungen über Tektonik hinzugefügt würden.

Am Südrande des Beckens von Münster liegen die Kreideschichten überall flach. Sie fallen mit einer Neigung von etwa 1 bis 3 Grad nach N hin ein. Diese Neigung bleibt ungefähr die gleiche, bis zum zentralen Teile des Beckens. Hier liegt die Kreide, wie sich aus der Kombination der Mächtigkeitskurven auf den einzelnen Fazieskarten (Taf. V—VII) ergibt, zunächst ganz horizontal, sie hebt sich dann aber nahe am Nord- und Westrande unter wesentlich steilerem Winkel heraus, am Nordrande sind die Schichten sogar zum großen Teile überkippt. Spezialmulden sind im Becken von Münster fast

nirgends bekannt. Nur in den Baumbergen liegt das Obersenon in einer flach muldenförmigen Lagerung. Schwache Faltung verrät auch der geschlängelte Verlauf des Turons und des Cenomans zwischen Rheine, Ochtrup, Graes usw. bis Weseke.

Nach der bisher herrschenden Auffassung sollten im Becken von Münster in der Oberen Kreide auch Verwerfungen nicht oder nur äußerst selten vorkommen. Diejenigen Stellen, an denen die Kreide unter ihr sonstiges Niveau in das Steinkohlengebirge hinabgriff, wurden als „Mergelabstürze" bezeichnet und als ausgefüllte Auswaschungen der Carbon-Oberfläche gedeutet, die entweder schon vor der Cenoman-Transgression entstanden oder durch die Brandung des Cenomanmeeres gebildet sein sollen. Diese Auffassung ist für eine ganze Reihe von „Mergelabstürzen" zweifellos richtig. Es ist aber längst bekannt, daß eine andere vielleicht größere Zahl nicht als Auswaschungen der Carbon-Oberfläche zu deuten ist, sondern als echte Verwerfungen angesehen werden muß.

In allen diesen Fällen handelt es sich um alte Störungen, die im Spätcarbon bereits angelegt wurden und später von neuem aufrissen. Nicht selten finden wir hierbei, daß bei diesem späteren Aufreißen die Schollenbewegung in anderem Sinne stattfand, als bei der ersten Anlage der Verwerfungen. Irgendwelche Regeln lassen sich hierbei jedoch nicht aufstellen. Allem Anscheine nach überwiegen in der Kreide solche Verwerfungen, an denen die östliche Scholle gesunken ist, doch bildet auch dieses keineswegs die Regel.

Am längsten bekannt sind Verwerfungen größeren Ausmaßes in der Oberen Kreide in der Nähe des Rheintalgrabens, besonders zahlreiche Verwerfungen wurden in der Gegend von Dorsten, Raesfeld und Rhade festgestellt. Diese sind bereits von Krusch, Kukuk und mir beschrieben. In dieser Gegend sind sie so zahlreich bekannt, daß sich ihre Aufzählung hier erübrigt. Auch hier handelt es sich ausnahmslos um neuaufgerissene alte Störungen, deren Ausmaß in der Kreide wesentlich geringer ist, als in der Trias, dem Zechstein und dem Carbon. Die verschiedene Mächtigkeit von Zechstein, Trias, Jura und Kreide beweist, daß die Schollen in langen Zwischenräumen abwechselnd niedersanken, wobei jedesmal vor Eintritt der neuen Bewegung reichlich Zeit zur Abtragung auf den jeweiligen Horsten verblieb.

Ebenso lange bekannt sind auch schon die Verwerfungen, die STILLE in der Gegend von Altenbeken und Paderborn in der Oberen Kreide feststellte. Es war daher auffällig, daß an dem ganzen Gebiet des Südrandes zwischen der Gegend von Paderborn und dem Rheintalgraben größere Querverwerfungen fehlen sollten. Die Untersuchung der Tiefbohr- und Schachtaufschlüsse und die geologische Spezialaufnahme ergaben aber, daß hier Verwerfungen durchaus nicht fehlen, wenn sie auch nicht sehr häufig sind. In der näheren Umgebung von Essen habe ich Verwerfungen der Oberen Kreide nicht feststellen können. Bei Bochum dagegen fand ich eine gut aufgeschlossene Verwerfung der Oberen Kreide beim Bahnbau, etwa 1,5 km östlich des Bahnhofs Bochum-Nord. Wesentlich auffälliger sind aber die bedeutenden Störungen in der Nähe von Dortmund. Die große Rüdinghäuser Störung, welche östlich von Annen in der Wittener Mulde die Fettkohlengruppe in die Magerkohlenpartie einsinken läßt, hat hier auch die Kreide mitversenkt. Die Folge von dieser Verwerfung der Kreide ist, daß die Südgrenze des Kreidemergels bei Oespel ganz unvermittelt um mehr als 1 km nach Süden ausbiegt. Ein Vergleich der Höhenlage der einzelnen Kreidezonen östlich und westlich dieser Störung zeigt, daß es sich hier nicht um eine nachträgliche Erosionserscheinung des Kreiderandes, sondern um eine Verwerfung handelt. Die gleiche Erscheinung beobachten wir bei Hoerde an der Kippsburg, an der großen Bickefelder Störung. Hier ist ebenso wie im Carbon der westliche Flügel abgesunken.

Im Zusammenhang mit Querverwerfungen steht höchst wahrscheinlich auch das auffällige starke Ausbiegen der Südgrenze des Kreidemergels bei Opherdicke, doch ist an dieser Stelle ein sicherer Beweis vorläufig noch nicht gelungen. Der Königsborner Sprung veranlaßt ein östliches Absinken zur Zeit des Spätcarbons, der Trias und der Nachkreidezeit und veranlaßt daher ein Absinken der östlichen Scholle des Carbons, des Zechsteins (Mendener Konglomerats) und der Mittleren Kreide. Eine sichere Verwerfung konnte in der Mittleren Kreide am südlichen Teile der Grenze der Meßtischblätter Unna und Werl am Strullbach, östlich von Bausenhagen nachgewiesen werden, die deutliche Schleppungserscheinungen in den Tagesaufschlüssen erkennen läßt.

Östlich von hier sind Verwerfungen in der Kreide bislang noch nicht nachgewiesen. Damit ist aber ihr Fehlen noch keineswegs wahrscheinlich gemacht; es ist vielmehr zu erwarten, daß bei aufmerksamer Begehung des Südrandes noch eine ganze Anzahl von bedeutenden Verwerfungen auch in diesem Teile des Beckens von Münster festzustellen sein wird.

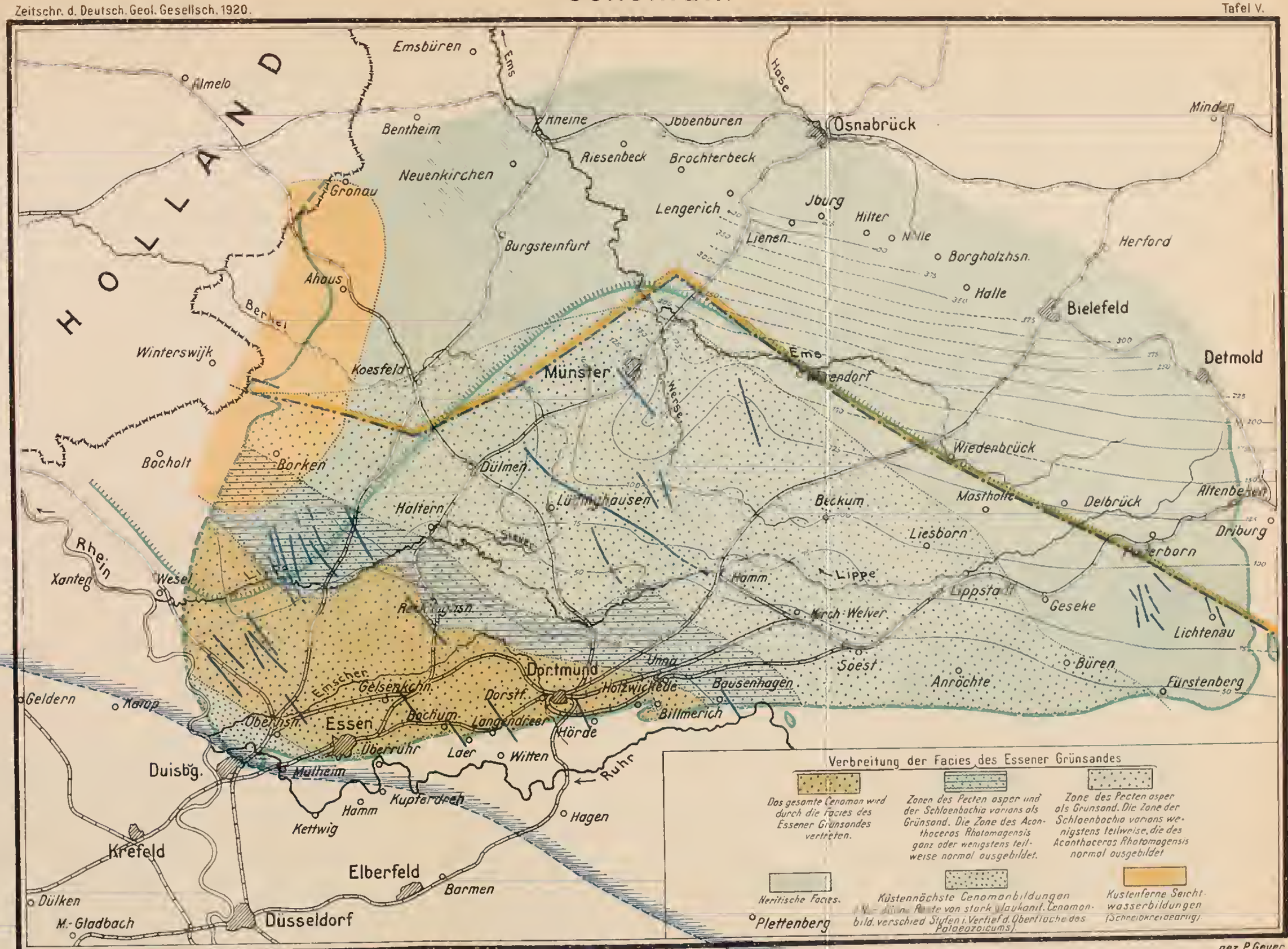
Auch im Innern des Beckens ist eine Reihe von Querverwerfungen bekannt geworden. Die große Störung der Kreide auf der Zeche General Blumenthal bei Recklinghausen ist durch die Verwerfung Germania—General Blumenthal veranlaßt, die mit der Rüdinghäuser Verwerfung zu identifizieren ist. Diese Störung ist auch heute noch in Bewegung, wie durch die Feinnivellements im Lippetale bewiesen wird.

Je mehr wir uns dem Zentrum des Beckens und damit dem großen Münsterländischen Hauptabbruch nähern, umsomehr nehmen auch hier Verwerfungen der Oberen Kreide zu. Eine der bedeutendsten Verwerfungen konnte ich zwischen den unmittelbar nebeneinanderliegenden Bohrungen in Elvert, nordöstlich von Lüdinghausen feststellen. Die durch die Bohrungen nachgewiesene Sprunghöhe beträgt in der Kreide ungefähr 120 m. Es ist wahrscheinlich, daß diese Verwerfung sich bis in die Gegend von Hamm verfolgen läßt, doch ist ihre Lage nach den alten, oft nicht genau genug untersuchten Tiefbohrungen nicht immer sicher zu bestimmen. Eine fast ebenso bedeutende Störung wurde in den Tiefbohrungen in den Steinkohlenfeldern Münster bei Hiltrup festgestellt, eine weitere muß zwischen den beiden fiskalischen Tiefbohrungen Everswinkel und Hoetmar angenommen werden.

Nach diesen Feststellungen sind wir also gezwungen, die bisherige Auffassung, daß die Störungen nur selten in die Kreide hineinsetzen, erheblich abzuändern, wahrscheinlich wird der nach Norden hin fortschreitende Bergbau noch eine größere Zahl derartiger Verwerfungen festlegen. Diese Tatsache ist praktisch von sehr großer Wichtigkeit, da aus derartigen Klüften, die eine ungehinderte Verbindung zwischen Deckgebirge und Carbon darstellen, unter Umständen sehr bedeutende Wassermassen zu erwarten sind.

Während die bisher im S nachgewiesenen Verwerfungen der Kreide sich in der Richtung ganz den spätcarbonischen Querverwerfungen anpassen, scheinen sie im Zentrum des Beckens sich der Richtung des Münsterländischen Hauptabbruchs anzupassen, also in herzynischem Streichen zu ver-

Cenoman.



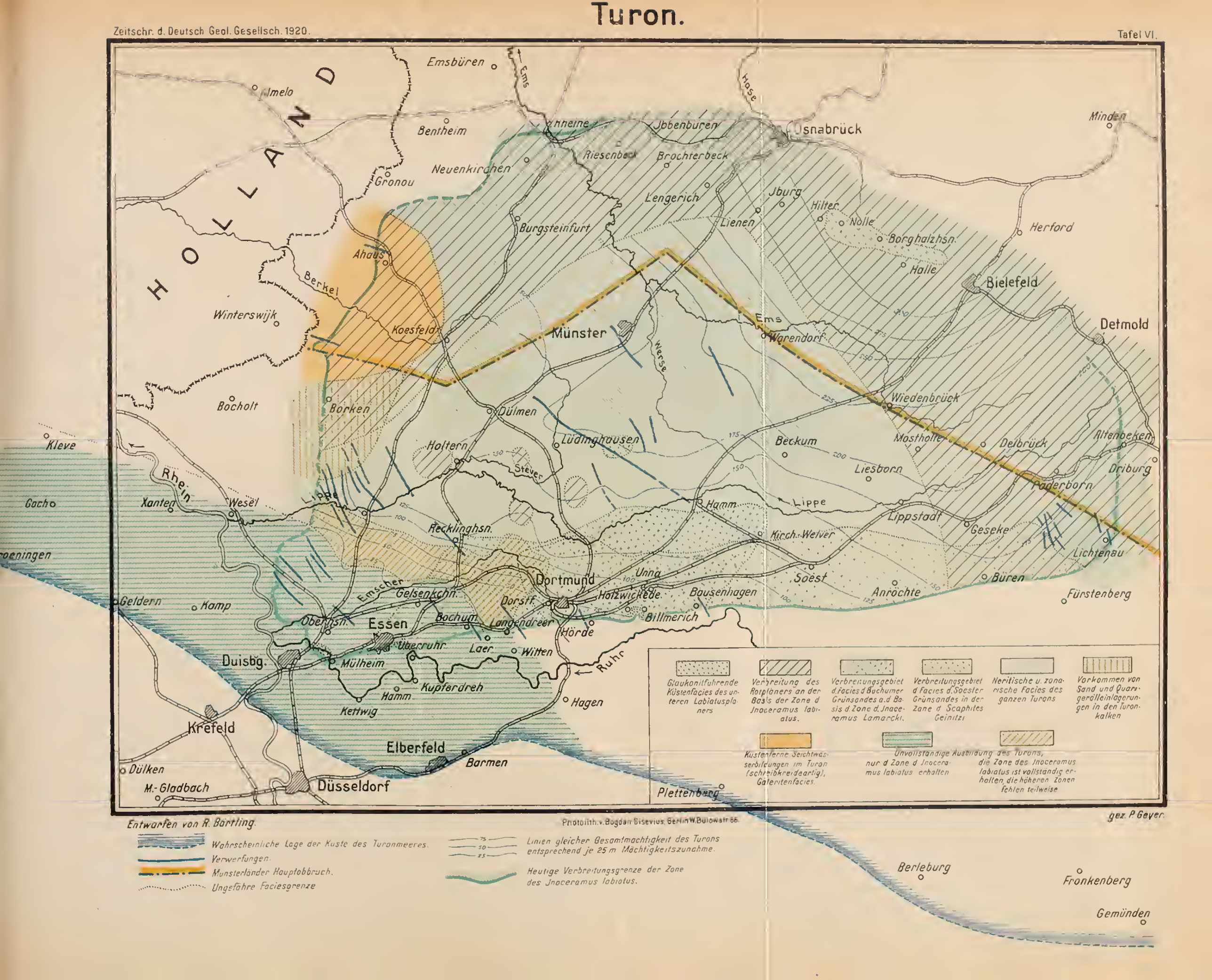
gez. P. Geyer

Entworfen von R. Bärtling.

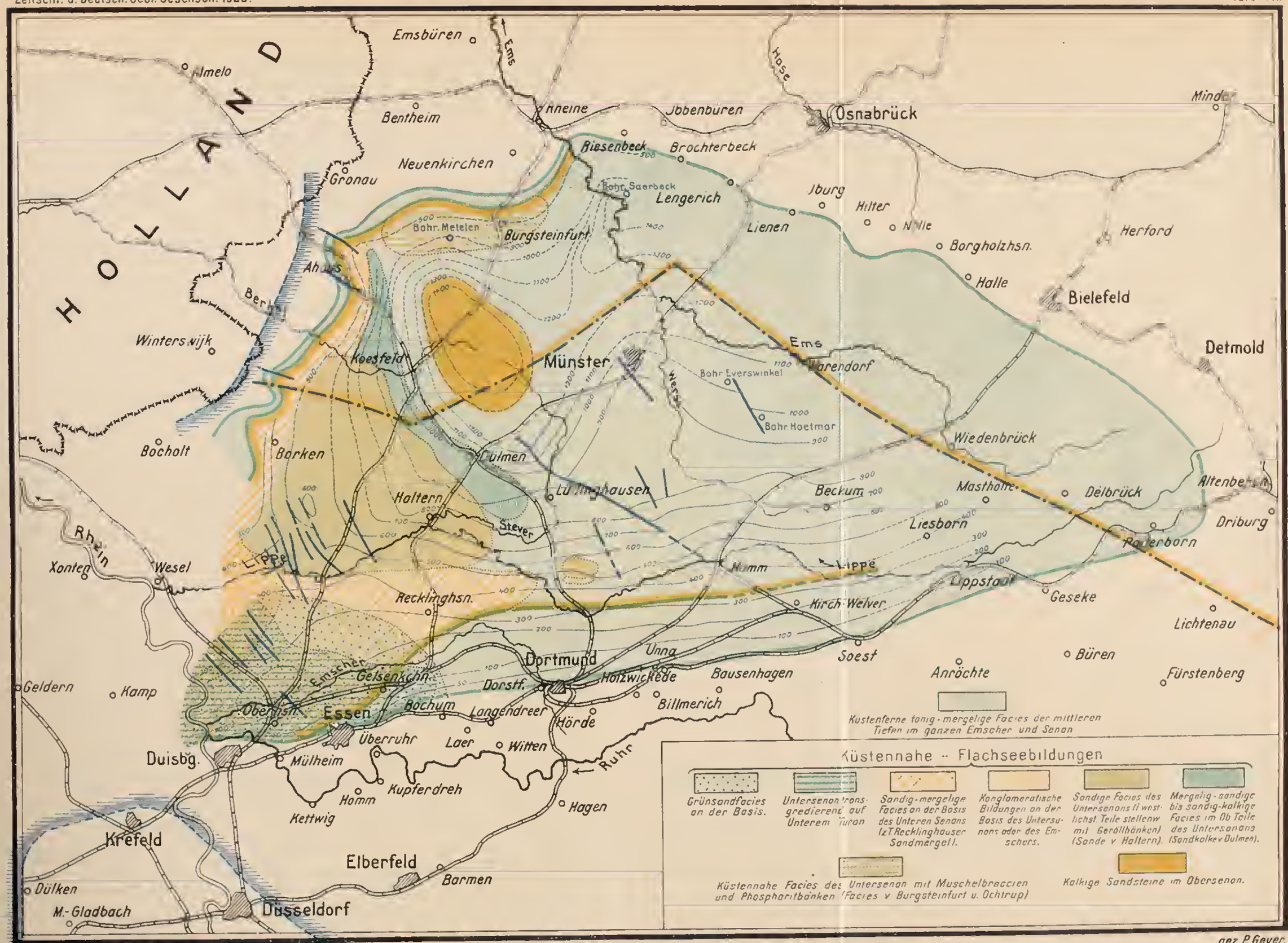
Photolith. v. Bogdan Gisevius Berlin W. Bülowstr.

Wahrscheinliche Lage der Küste des Cenomanmeeres
Verwerfungen.
Münsterlander Hauptabbruch
Ungefähre Facies grenze
Linien gleicher Mächtigkeit des Cenomans, entsprechend je 25 m Mächtigkeitszunahme.
Südrand des Grünsandes im Albien
Heutige Verbreitungsgrenze des Cenomans

Turon.


HOLLAND
Emsbüren
Ems
Imelo
Bentheim
Hanheine
Ibbenbüren
Hase
Osnabrück
Minden
Riesenbeck
Brochterbeck
Neuenkirchen
Gronau
Lengerich
Ibburg
Hilter
Nolle
Borghalzhsn.
Herford
Burgsteinfurt
Lienen
Ahaus
Halle
Bielefeld
Berkel
Winterswijk
Koesfeld
Münster
Ems
Warendorf
Detmold
Werse
Wiedenbrück
Bocholt
Borken
Dülmen
Ludinghausen
Beckum
Mastholte
Delbrück
Altenbeken
Kleve
Holtern
Steven
Liesborn
Driburg
Rhein
Xanten
Wesel
Lippe
Hamm
Paderborn
Gocho
Recklinghsn.
Kirch-Welver
Lippstadt
Geseke
Lichtenau
Unna
Soest
Büren
Dortmund
Emscher
Gelsenkchn.
Dorstf.
Holzwickede
Bousenhagen
Anröchte
Fürstenberg
Geldern
Kamp
Oberhsn.
Essen
Bochum
Langendreer
Billmerich
Hörde
Überruhr
Laer
Witten
Ruhr
Duisbg.
Mülheim
Kupferdreh
Hamm
Hagen
Kettwig
Krefeld
Elberfeld
Barmen
Dülken
M.-Gladbach
Düsseldorf
Plettenberg
Berleburg
Fronkenberg
Gemünden
Glaukonitführende Küstenfacies des unteren Labiatusplaners
Verbreitung des Rotpläners an der Basis der Zone d. Inoceramus labiatus.
Verbreitungsgebiet d. facies d. Bochumer Grünsandes a. d. Basis d. Zone d. Inoceramus Lamarcki.
Verbreitungsgebiet d. Facies d. Soester Grünsandes in der Zone d. Scaphites Geinitzi
Neritische u. zonarische Facies des ganzen Turons
Vorkommen von Sand und Quarzgeröllein lagerungen in den Turonkalken
Küstenferne Seichtwasserbildungen im Turon (schreibkreideartig), Galeritenfacies.
Unvollständige Ausbildung des Turons, nur d. Zone d. Inoceramus labiatus erhalten
Unvollständige Ausbildung des Turons, die Zone des Inoceramus labiatus ist vollständig erhalten, die höheren Zonen fehlen teilweise
Entworfen von R. Bärtling.
Photolith. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66.
gez. P. Geyer.
Wahrscheinliche Lage der Küste des Turonmeeres.
Verwerfungen.
Münsterländer Hauptabbruch.
Ungefähre Faciesgrenze
Linien gleicher Gesamtmächtigkeit des Turons entsprechend je 25 m Mächtigkeitszunahme.
Heutige Verbreitungsgrenze der Zone des Inoceramus labiatus.

Senon und Emscher.



laufen. Wenn meine Auffassung richtig ist, daß die Störungen von Oeding-Winterswijk als Fortsetzung des Münsterländischen Hauptabbruchs anzusehen sind, so hat sicher der Bergbau auch im Rheintalgraben und seiner Nähe bei weiterem Vordringen nach N bald mit solchen herzynisch streichenden Verwerfungen, die bis in die Obere Kreide hinauf durchsetzen, zu rechnen.

Zusammenfassung.

Der große Münsterländische Hauptabbruch wurde von der Transgression der Unteren Kreide nur wenig oder gar nicht überschritten.

Die durch die Transgression des Cenomans gebildete Küstenlinie weicht erheblich von dem heutigen Beckenrand ab; sie lag erheblich südlicher im Sauerlande. Im Cenoman sind bereits erhebliche Faziesverschiedenheiten nachweisbar. Es ist zwischen einer küstennahen Ausbildung im W des Beckens und einer küstenfernen Ausbildung im O zu unterscheiden. Außerdem müssen die schreibkreideartigen Bildungen zwischen Oeding und Graes, nordwestlich von Ahaus, als küstenferne Seichtwasserbildungen gedeutet werden.

Der Essener Grünsand ist nicht eine Zone des Cenomans, sondern eine Fazies, die alle Stufen umfassen kann. Mit Hilfe der zahlreichen Tiefbohrungen und Schachtaufschlüsse ließen sich auf Tafel V die Gebiete ausgrenzen, in denen das Cenoman ganz in Grünsandfazies vorliegt, in denen nur die Zonen des *Pecten asper* und der *Schloenbachia varians* in der Fazies des Essener Grünsandes ausgebildet sind, und schließlich die Gebiete, in denen die beiden höheren Zonen normal ausgebildet sind und nur die unterste Zone ganz oder teilweise in der Fazies des Essener Grünsandes auftritt.

In der Turonzeit traten mehrere Regressionen ein, die wahrscheinlich örtliche Ursachen in Form von Schollenbewegungen des älteren Gebirges und damit zusammenhängenden örtlichen Verschiebungen der Küstenlinie gehabt haben. Die erste Regression zeigt sich durch das Auftreten des Bochumer Grünsandes, die zweite durch den Soester Grünsand, mit dem der Grünsand der Timmeregge und von Rothenfelde annähernd gleichartig ist. Im zentralen Teile des Münsterschen Beckens fand sich von diesen Grünsanden keine

Spur. Ein abweichende Fazies stellen die Galeritenschichten und die sie begleitenden schreibkreideartigen Bildungen des Turons zwischen Stadtlohn und Ahaus dar. Sie sind eine ausgesprochene Seichtwasserbildung, die beweist, daß die bereits in der Cenomanzeit angelegte Festlandschwelle im östlichen Holland sich weiter herausgehoben hat, ohne in größerer Ausdehnung über dem Meeresspiegel herauszusteigen.

In der Zeit des Emschers finden wir nur geringfügige fazielle Verschiedenheiten, in der Nähe des Westrandes fällt aber eine Zunahme des Sandgehaltes in den sonst tonig-mergeligen Schichten auf. Diese hängt wahrscheinlich mit einer weiteren Hebung der Festlandschwelle in den heutigen Niederlanden zusammen.

Die auffälligsten Verschiedenheiten der Fazies zeigt das Untersenon. Im ganzen W des Münsterschen Beckens herrschen hier sandige Gesteine vor, während im O küstenferne Ablagerungen in Form von tonigen Mergeln und mergeligen Kalken gleichzeitig abgesetzt wurden. In der Gegend von Oberhausen, Mülheim-Ruhr und Essen zeigt sich, daß das Untersenon über die unterste Zone des Turons transgrediert. Dieses hängt damit zusammen, daß gegen Ende der Emscher-Zeit oder zu Beginn des Untersenons im Gebiet des heutigen Rheintalgrabens eine starke Senkung eintrat. Hierdurch trat eine Ueberflutung von W her ein, die Teile des Turons bis auf schwache Reste zerstörte. Die hierbei gebildeten Grünsande und sandigen Mergel stellen die Verbindung zwischen den Vaalser Grünsanden und dem Aachener Untersenon mit dem Becken von Münster dar.

Die Festlandschwelle in den Niederlanden ist weiter emporgestiegen und hat durch die Zerstörung ihrer Küsten das Material für den Aufbau der sandigen Untersenon-Gesteine geliefert, die im W des Beckens vorherrschen.

Auch im Obersenon lassen sich ähnliche Faziesverschiedenheiten zwischen der Ausbildung im W und der im O feststellen. Es ist aber wahrscheinlich, daß die höheren Schichten der Baumberge in den übrigen Teilen von Westfalen keine Äquivalente mehr besitzen.

Hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse wird festgestellt, daß die Schichten der Kreide im Becken von Münster eine wenig gestörte große Mulde mit sehr flachem Südflügel und steilem zum Teil überkipptem Nordflügel dar-

stellen. Entgegen der bisher besonders im Niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk herrschenden Auffassung ist festgestellt, daß Verwerfungen häufiger in die Kreide aus dem Untergrunde sich fortsetzen, als bisher angenommen wurde. Derartige Verwerfungen finden sich in der Mittleren und Oberen Kreide nicht nur am Südrande, sondern auch im zentralen Teile des Kreidebeckens. Mit ihrem Auftreten hat der Bergbau, da sie wegen ihrer Wasserführung eine Gefahr bedeuten und da sie wahrscheinlich auch heute noch nicht zur Ruhe gekommen, bei weiterem Vordringen in das Innere des Beckens zu rechnen.

[Manuskript des Vortrages eingegangen am 5. Mai 1920.]

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1920

Band/Volume: 72

Autor(en)/Author(s): Bärtling Richard Theodor Carl Wilhelm

Artikel/Article: 5. Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. 161-217