

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

Publications du Service de la Carte Géologique de Luxembourg
Veröffentlichungen des Luxembg. Geologischen Landesaufnahmedienstes

BAND I

Die Geologie Luxemburgs

in ihren

Beziehungen zu den benachbarten Gebieten

von

Dr. M. LUCIUS

Mit 34 Figuren

1937

VON P. WORRÉ - MERTENS, LUXEMBURG
Avenue Pasteur

*Zum Preise von 25 frs. erhältlich
bei der Enregistrierungs- und Domänenverwaltung
(Amt der Gerichtsakten) in Luxemburg.*

Vorwort.

Dank verständnisvoller Befürwortung seitens der leitenden Stellen des Ministeriums der Öffentlichen Arbeiten bewilligte die Volksvertretung die Mittel für die geologische Untersuchung des Luxemburger Landes, und im April d. J. 1936 konnte mit den Feldaufnahmen für eine offizielle geologische Karte begonnen werden. So wurde endlich ein Werk in Angriff genommen, das sich in wissenschaftlicher, praktischer und kultureller Hinsicht aufdrängte. Fast allzu lange verblieb dem Lande eine Dankespflicht zu erfüllen gegen den luxemburger Boden, dem wir nicht nur die Grundlage des materiellen Wohlergehens verdanken, der aber auch einen mitbestimmenden Faktor in der Entwicklung unsers Volkstums bildet.

Vorliegende Arbeit soll eine Einführung in die geologische Karte bilden. Sie ist aus Vorträgen herausgewachsen, die im Winterhalbjahr 1935—1936 in den wöchentlichen Sitzungen der «Gesellschaft Luxemburger Naturfreunde» (G. L. N.) gehalten wurden. Durch das Entgegenkommen der Verwaltung der Öffentlichen Arbeiten konnten diese Mitteilungen, erweitert und reichlich mit erläuternden Karten und Profilen begleitet, als 1. Band der Veröffentlichungen des geologischen Landesaufnahmestandes herausgegeben werden. Auch die G. L. N. bewilligte einen für ihre Mittel bedeutenden Beitrag, wofür ihre Mitglieder die Studie als Beilageband zu den Monatsberichten der Gesellschaft erhalten.

Der G. L. N. gebührt alle Anerkennung für die Pflege, welche die geologische Wissenschaft stets bei ihr fand. Was seit ihrem Bestehen von luxemburger Seite für die geologische Durchforschung unserer Heimat geschah, wurde, mit wenigen Ausnahmen, in ihrem Vereinsblatt veröffentlicht. Ich persönlich verdanke ihr viele Anregungen. Sie ermöglichte seiner Zeit in anerkennenswerter Weise die Veröffentlichung meiner Untersuchungen über das Devon des Luxemburger Landes. Dann gingen zwanzig Jahre meines Lebens hin in geologischer Tätigkeit im Kaukasus und in Kleinasien. Doch verlor ich durch die G. L. N. die Bindungen mit der Geologie des Heimatlandes nie. Als ich als reifer Mann wiederkehrte, knüpften sich diese Fäden

durch meine Mitarbeit an der begonnenen geologischen Landesaufnahme fester, wie vorliegende Studie beweist.

Dieselbe betrachtet die Geologie Luxemburgs im Lichte der benachbarten Gebiete und beschäftigt sich in erster Linie mit den Grundanlagen des geologischen Aufbaues des Landes, und weiter mit der Umformung dieser Grundformen im Verlaufe der erdgeschichtlichen Entwicklung unserer Heimat. Mit dem Aufzählen von Schichtenreihen und Fossilien, mit dem losen Anhäufen von Tatsachen, wie wichtig diese auch als Bausteine seien, ist die Geologie eines Gebietes nicht erschöpft. Erst die Darlegung des historischen Werdens schafft ihre wissenschaftliche Bedeutung und ihren bildenden Wert. In diesem Sinne aufgefasst, bildet die Geologie die Grundlage für die vertiefte Erkenntnis vom Wesen und Werden der Heimat, die wir nur dann ganz verstehen, wenn wir auch den Werdegang ihres Bodens kennen. Man dürfte nicht ohne Berechtigung sagen, dass unsers Bodens Geschichte auch unsers Volkstums vertiefte Geschichte ist.

Aber unsere Heimat, mit ihrem reichen Formenschatz und ihrer bewegten geologischen Entwicklung ist zu eng als dass innerhalb ihrer Grenzen die grossen Gesetze erfasst werden könnten, die ihren Werdegang bestimmten. Die Bodenformen unsers Landes sind eben Ergebnisse bedeutender erdgeschichtlicher Ereignisse, welche weite Gebiete erfassten. Die wichtigsten Vorgänge der geologischen Geschichte West- und Mitteleuropas spiegeln sich auch bei uns, auf engen Raum zusammengedrängt, wieder. Die geologische Geschichte unsers Landes muss also, um ganz erfasst zu werden, dem Bilde der Gesamtentwicklung dieser grössern Einheit eingefügt werden. Die Darstellung dieser Gesamtentwicklung gibt den Rahmen zu dem Bilde vom Bau unserer Heimat ab.

In der vorliegenden Studie soll Bekanntes unter diesem neuen Gesichtspunkte aufgestellt und in diesen erweiterten Rahmen eingefügt werden. Es ist also weniger der Zweck dieser Arbeit dem Fachmann Neues zu bieten als dem allgemein Gebildeten unsers Volkes die Heimat wissenschaftlich näher zu bringen. In diesen Zeiten, wo unser Volksbewusstsein, dank lobenswerter Pflege, täglich erstarkt, dürfte es gewiss auch nicht überflüssig sein, sich eine vertiefte Vorstellung davon zu machen, welches die Grundlage der Scholle ist, auf der wir leben und wirken, und der wir zum guten Teil unsere Eigenart verdanken.

Es mag scheinen, als hätte ich manchmal etwas weit ausgeholt, beispielsweise in der Darstellung der Gebirgsbildung.

Es geschah mit Absicht. Es war mir bei der ganzen Darstellung vor allem darum zu tun, auf die tiefen Zusammenhänge hinzuweisen, einige der grossen Gesetze aufzudecken, die einen leitenden Faden in einer scheinbar willkürlichen Aufeinanderfolge von Erscheinungen bilden. Die orogenen Vorgänge bilden eines der grössten Probleme und die bedeutendste treibende Kraft im geologischen Geschehen. Die markantesten Leitlinien für die Entwicklung des Bodens von Mitteleuropa und auch für unser Land sind Werden und Vergehen der Gebirge. Alle geologische Entwicklung unserer Heimat fügt sich unmittelbar oder mittelbar in den Rahmen des gewaltigen Bildes der Hercyniden hinein, das durch die neueste geologische Forschung immer klarer herausgearbeitet wird. An Hand der Gebirgsbewegungen löst sich das scheinbar regellose Vordringen und Zurückweichen der Meere zu einem gewaltigen Rhythmus auf. In diesem Zusammenhang betrachtet wird die Erde zu einem ruhig atmenden Riesen, dessen gewaltige Brust sich hebt und senkt, was sich in einem grandiosen Ab- und Zufluten der Ozeane ausdrückt. Die Geschichte der Gebirge ist ebenso die Geschichte der weiten Kontinente, wie auch die Geschichte unserer engen Heimat. Das muss uns inne werden, wenn wir nicht eine oberflächliche Anhäufung von Namen und Tabellen als die Geologie der Heimat ansehen wollen. Um dies zum Ausdruck zu bringen, habe ich hin und wieder etwas tiefer in das Theoretische hineingegriffen als scheinbar nötig ist. Aber es ist doch gut, manchmal auf eine Höhe zu steigen und Umschau zu halten, selbst wenn auch über manchen Einzelheiten des Rundblickes noch Nebel liegt.

Man könnte hieraus schlussfolgern, es gäbe mithin keine luxemburger Geologie. Diese bildet zwar nur einen kleinen Ausschnitt aus der grossen Einheit des hercynischen Faltenbogens, hat aber so manches Eigentümliche, dass sie doch als ein Ganzes gewertet werden kann. Es liegt ein einheitlicher Zug im Werden des luxemburger Bodens, wenn auch die Wurzeln der geologischen Entwicklung desselben im Entstehen und Vergehen des Länder umspannenden hercynischen Gebirges liegen. Dass wir die Eigentümlichkeiten unserer Bodenformen auf eine allgemeine Grundlage zurückführen, muss die Geschichte derselben anziehend gestalten für unsere Schulen, für den Gebildeten, für jeden Naturfreund, der nicht an der Oberfläche der Dinge haften will.

Von diesem Gesichtspunkte aus sind auch die begleitenden Karten und Profile zu werten. Sie greifen meistens weit über unsere Grenzen hinweg. Aber sie bezwecken immer wieder auf die Zusammenhänge hinzuweisen, welche die erdgeschichtliche

Entwicklung des luxemburger Bodens in enge Abhängigkeit mit kontinentumfassenden Ereignissen bringen. Bei der Ausführung derselben hatte ich mich der bereitwilligen Hilfe meines Kollegen, Herrn Dr. P. Bleser, in aner kennenswerter Weise zu erfreuen. Die Darstellungen N° 9, 18 u. 32 entwarf und zeichnete er vollständig auf Grund gemeinsamer Besprechungen. Die Leser werden ihm Dank dafür wissen.

Mit dieser Arbeit beginnen die Veröffentlichungen des Dienstes der geologischen Landesaufnahme. Vieles wird darin erstrebt, wohl weniger wird erreicht. Das liegt nicht an dem Stoffe selbst, sondern an unsern Kräften, denselben zu meistern. Auch hier gilt die türkische Volksweisheit: «Wie gross die Moschee auch sei, der Imam predigt doch nur das, was er weiss.»

Luxemburg, im Dezember 1936.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung	Seite
Luxemburg, ein kleiner Ausschnitt aus der grossen geologischen Einheit des hercynischen Orogens von Mitteleuropa	11
Die Grundlagen von Mitteleuropa	13
Der Bauplan eines Orogens	17
Die Hauptlinien der Kaledoniden	22
Die Hercyniden	23
Nomenklatur	23
Der Grundplan der Hercyniden und ihre zonare Gliederung	25
Das Alter der Faltungsphasen	28
Die Quersenzen	29
Der Verlauf der hercynischen Faltenbündel	30
Gleichartigkeit im Innenbau zwischen den Hercyniden u. den Alpiden.	31
Das Wandern der Falten und die Vorsenzen	39
Die Ardennen	
Die klassische Gliederung der Ardennen	42
Die Ardennen als aufgeschobene Zone	44
Alter der Faltungen der Ardennen	47
Aufbau und Stratigraphie des Öslings mit Ausblicken auf die benachbarten Gebiete	49
Die vordevonischen Ablagerungen	49
Der Hunsrück in seinen Beziehungen zum Unterbau des Gutlandes .	51
Die Plutogenese in den Ardennen und im Hunsrück	54
Devonische Meeresbewegungen und Faziesausbildungen in den Ardennen	56
Die Stratigraphie des Luxemburger Devon	58
Siegenien und Emsien	59
Koblenzstufe	64
Die Eifelmulde und ihre Beziehungen zur Entwicklung des Mesozoikums im Luxemburger Lande	68
Karbon und Rotliegendes der Saarsenke	
Erstreckte sich das saarländer oder belgische produktive Karbon bis in das Luxemburger Gebiet?	71
Übergreifen des Rotliegenden auf das Luxemburger Gebiet	83
Oberes Perm	85
Trias	
Allgemeines	87
Das Luxemburger Triasgebiet und die Eifeler Quersenzen	89

Verlauf der Uferlinien im Luxemburger Gebiet während der Trias und die Ausbildung der Küstenfazies	91
Die mutmaßliche Ausdehnung der Trias über den Südrand des Öslings nach Norden hinaus	93
Der weitere Verlauf der Triasküste im Westen und Vergleiche mit der Ausbildung der Triasküste am Rande des Öslings	108

Jura

Allgemeines	113
Das Pariser Becken und dessen Beziehungen zur Luxemburg-Trierer Senke	114
Die Juraformation am Südrande der Ardennen	117
Gesteinsfazies und epirogene Bewegungen während des Lias am Süd- rande der Ardennen. Sandige Entwicklung im Lias in der Luxem- burger Senke	119
Bewegungen in den Oberrheinischen Gebirgsmassiven während der Juraformation und ihre Einwirkung auf die Entwicklung des Jura im Luxemburger Gebiet	123
Welche Stufen des Jura bedeckten die Oberrheinischen Massive und besonders Lothringen und Luxemburg?	128
Die Entwicklung des Jura am Rande der Ardennen und die epiro- genen Bewegungen der Ardennen während der Juraformation. 130	

Kreide

Allgemeines	133
Das Pariser Becken während der Kreidezeit	135
Die Ardennen während der Kreideformation. Mutmaßliche Ausbrei- tung der Senontransgression bis in das Luxemburger Gebiet . 138	
Bodenbewegungen in den uns benachbarten Gebieten in der Kreidezeit. 140	

Tertiär

Das Alttertiär. Allgemeines	143
Die saxonische Faltung in Mitteleuropa im Tertiär und ihre Bedeu- tung für den tektonischen Stil der Luxemburger Senke	144
Transgressionen und Regressionen in den verschiedenen Stufen des Alttertiärs in den uns benachbarten Gebieten	146
Die Bodenbewegungen in den uns umgebenden Gebieten im Alttertiär. 152	
Der Rheintalgraben	155
Das Jungtertiär. Allgemeines.	158
Das Neogen in Belgien	158
Die Braunkohlenformation und die tertiären Ablagerungen in der Luxemburg-Trierer Bucht	160
Die Leitlinien der Entwicklung unsers Landes und der Nachbargebiete vom Tertiär bis zur Jetztzeit	163
Faltungen und Heraushebungen in den uns benachbarten Gebieten . 164	

Hebungen, Faltungen und Verwerfungen in der Luxemburg-Trierer Bucht. Ihr Zusammenhang mit den Strukturformen von Mittel- europa	167
Das Alter dieser Faltungen, Verwerfungen und Heraushebungen . .	171
Verzeichnis der benutzten Literatur	174

Tabellen zur Stratigraphie (Anhang)

- N°
1. Kambrium.
 2. Silur.
 3. Devon.
 4. Die Stellung des Luxemburger Devon nach J. GOSSELET und
E. ASSELBERGHS.
 5. Karbon.
 6. Rotliegendes.
 7. Trias.
 8. Jura.
 9. Die Juraformation in Luxemburg und in den benachbarten
Gebieten.
 10. Die geologische Stellung der Luxemburger Minetteformation.
 11. Kreide.
 12. Tertiär.

Verzeichnis der Figuren.

Fig. 1.—Die Grundanlagen von Westeuropa im Altpaläozoikum . .	14
» 2.—Die Umformung der strukturellen Grundanlagen von West- und Südeuropa im Laufe der Erdgeschichte	16/17
» 3.—L. KOBER's Gliederung des alpinen Orogens	19
» 4.—Blockdiagramm der Gliederung eines Orogens nach L. KOBER	19
» 5.—Sammelprofil zur Veranschaulichung der KOBER'schen No- menklatur. (Veranschaulichung des Bauplanes eines Oro- gens	Anhang
» 6.—Die zonare Gliederung der Hercyniden Westeuropas . . .	24/25
» 7.—Die tektonische Gliederung der Ardennen und des Rheini- schen Schiefergebirges	44/45
» 8.—Veranschaulichung des Betrages, um welchen der südliche Teil der Ardennen an der Eifelüberschiebung (faillie eifé- lienne) auf den nördlichen Teil hinaufgeschoben ist . . .	45

- Fig. 9. — Schematisierter Querschnitt durch die Hunsrücküberschiebung im Gebiete des Saartales Anhang
- » 10. — Paläogeographische Skizze des Unterdevons 48/49
- » 11. — Paläogeographische Skizze von Westeuropa im Mitteldevon 56/57
- » 12. — Paläogeographische Skizze des Oberdevons 56/57
- » 13. — Die Verteilung der Fazies des Siegenien in den südlichen und südöstlichen Ardennen und im Ösling 60/61
- » 14. — Jungpaläozoische Schwellen und Senken des hercynischen Orogens in Mitteleuropa. 72/73
- » 15. — Beginn der Zufüllung jungpaläozoischer Senken durch das Oberkarbon 75
- » 16. — Verbreitung des Unterrotliegenden in den jungpaläozoischen Sammelbecken 77
- » 17. — Die teilweise Eindeckung der jungpaläozoischen Schwellengebiete durch das Oberrotliegende. 78
- » 18. — Strukturkarte der Eifel- u. Luxemburg-Trierer Senke Anhang
- » 19. — Die Westumrandung des Hunsrücks durch das Oberrotliegende 82
- » 20. — Der devonische Unterbau der Luxemburger Mulde Anhang
- » 21. — Paläogeographische Skizze von Westeuropa in der untern Trias 88/89
- » 22. — Das Muschelkalkmeer Westeuropas 88/89
- » 23. — Paläogeographische Skizze des Rhät 88/89
- » 24. — Verlauf der Uferlinien des Triasmeeres in der Luxemburger Bucht und in der Eifelsenke 96/97
- » 25. — Detailkarte des Verlaufs der Uferlinien des Triasmeeres im Ösling 95
- » 26. — Paläogeographische Skizze Westeuropas im Lias. 112
- » 27. — Paläogeographische Skizze von Westeuropa im Dogger 112
- » 28. — Paläogeographische Skizze von Westeuropa im Malm. 112
- » 29. — Die sandigen Fazies im Lias am Südrand der Ardennen. 60/61
- » 30. — Paläogeographische Skizze von Westeuropa in der Unterkreide 132
- » 31. — Die Cenomantransgression. (Obere Kreide) 132
- » 32. — Querschnitt durch die östlichen Ardennen und durch die Luxemburger Mulde. (Devonischer Unterbau der Luxemburger Mulde). Anhang
- » 33. — Stratigraphische Orientierungskarte Anhang
- » 34. — Tektonische Orientierungskarte. Anhang

Einleitung.

Luxemburg, ein kleiner Ausschnitt aus der grossen geologischen Einheit des hercynischen Orogens von Mitteleuropa.

Auf dem engen Raume von 2586 qkm besitzt das Luxemburger Land einen vielgestaltigen geologischen Aufbau, dessen Werden in engem Zusammenhang mit den benachbarten Gebieten steht.

Scheinbar besteht ein ausgesprochener Kontrast zwischen dem Ösling mit seinen starkgefalteten paläozoischen Schichten und dem aus kaum gewellten, aber vielfach stark zerbrochenen mesozoischen Schichten aufgebauten Gutlande.

Dieser Kontrast liegt jedoch mehr in dem äusseren Habitus als in der inneren Struktur, welche in beiden Gebieten weitgehend bedingt wird durch die hercynische Orogenese im weitesten Sinne.

Das Ösling bildet einen infolge sehr junger, epirogener Bewegung gehobenen Teil des hercynischen Orogens. Es ist ein Auffaltungsgebiet (*aire de surélévation*), das Gutland ein Einfaltungsgebiet (*aire d'ennoyage*) im Sinne von E. HAUG des gleichen Orogens.¹⁾ Hier ist infolge der Einfaltung ein Teil der jüngeren Schichten erhalten geblieben. Das Gutland ist ein von jüngeren Transgressionen erreichtes Stück des hercynischen Faltungsgebietes. Diese griffen aber auch ganz oder teilweise auf das Ösling über. Bis zum Eintritt dieser Transgressionen ist die geologische Geschichte in beiden Gebieten die gleiche. Sie bleibt es auch während der Transgressionen so weit diese das Ösling erfassten. Sie ändert erst mit dem Eintreten der jungen epirogenen Bewegungen, welche im Ösling stärkere Abtragungen ermöglichten.

Hieraus leiten sich verschiedene Fragen ab:

Wann setzte nach dem hercynischen Auffaltungsvorgang die Transgression von neuem ein?

¹⁾ Das ist die von E. HAUG selbst vorgeschlagene französische und deutsche Terminologie. (E. HAUG: *Les géosynclinaux et les aires continentales*, Bull. Soc. géol. de France, 3^e série, tome XXVIII, 1900, pg. 667.)

Auf welchem Wege erfolgte diese Transgression mit der ein neuer Sedimentationszyklus begann?

Wie weit betraf sie neben dem Gutland auch das Ösling?

Welche epirogenen Bewegungen schufen im Ösling andere Erosionsverhältnisse als im Gutland?

Wir werden im Verlaufe unserer Darstellung eine Antwort auf diese Fragen zu versuchen geben.

Die auf hercynischer Einebnungsfläche abgelagerten Schichten sind von nachträglichen Bewegungen betroffen worden, welche teils orogener, teils epiogener Natur sind. Diese jüngern tektonischen Bewegungen sind abgeschwächte Auswirkungen der alpinen Orogenese im weiteren Sinne. Nach dem Baustil den diese Bewegungen schufen, gehören sie zur Saxonischen Faltung mit germanotypem Faltenstil im Sinne von H. STILLE. (45)²⁾

Diese jungen Bewegungen haben sowohl Gutland wie Ösling betroffen, doch den bereits durch die hercynische Faltung versteiften paläozoischen Unterbau in seinen grossen Linien nicht mehr beeinflusst. Sie wurden von dieser versteiften Masse in die überlagernden mesozoischen Schichten hinübergelenkt, deren junge flachwellige Falten sich den alten tektonischen Linien anpassten.

Dass diese tektonischen Bewegungen bis in die jüngste Zeit hinein tätig waren, lässt sich in den benachbarten Gebieten mit Hilfe jungtertiärer oder sogar altdiluvialer Ablagerungen feststellen. Dieses junge Alter der Bewegungen gilt auch für unser Gebiet, wenn hier auch die direkten Beweise dafür einstweilen ausstehen. Aber hätten nicht rezente epirogene Bewegungen im Ösling ein junges Relief geschaffen, so läge es nicht höher als das Gutland. Als weiterer Beweis kann m. E. das hydrographische Netz unseres Landes gelten, das in der Hauptsache unter dem Einfluss solcher jüngsten Bewegungen steht.

Den in diesen jüngsten Bewegungen begründeten Erosionsumrissen verdankt das Gutland seine heutige Gestalt, die es als eine randliche Ausbuchtung des Pariser Beckens erscheinen lassen. Diese heutige Form ist aber nur eine äusserliche Zufälligkeit, die vielfach Anlass zu Irrtümern in der Deutung des Werdeganges des Mesozoikums im Luxemburger Gebiete gab.

Wenn Ösling und Gutland sowohl ihrer tiefern geologischen Struktur wie ihrer Entwicklung nach eine Einheit bilden, so ist diese damit nicht vollständig erfasst. Sie umfasst vielmehr

²⁾ Die Ziffern verweisen auf die entsprechenden Nummern der benutzten Literatur.

ein Gebiet das weit über die politischen Grenzen des Luxemburger Landes hinweg greift. Demgemäss kann die Geologie unseres Landes nur dann in ihren Zusammenhängen dargestellt werden, wenn sie betrachtet wird in Verbindung mit der historischen Entwicklung im erdgeschichtlichen Sinne dieses grösseren Gebietes, das den gleichen geologischen Werdegang durchlaufen hat.

Die älteste Anordnung der Elemente, welche für die Entwicklung dieses grösseren Gebietes bestimmend werden, tritt schon im Altpaläozoikum in Erscheinung und lässt sich am übersichtlichsten im Rahmen des geologischen Werdeganges des westlichen Mitteleuropa darstellen.

Die Grundlagen von Mitteleuropa.

Bei einer Gliederung der Erdrinde lassen sich nach S. v. BUBNOFF (14) drei Formenelemente unterscheiden, die im Verlaufe der Erdgeschichte ihren wesentlichen Charakter stets beibehalten: Blöcke, d. i. selten überflutete und tektonisch wenig bewegte Schollen, Schelfe d. h. Rindenstücke, die von häufigen, aber flachen epikontinentalen Meeresbedeckungen betroffen werden, Geosynklinalen d. i. Gebiete mit Senkungstendenz und grosser orogener Mobilität.

Diese Grundformen können zwar später Umprägungen erleiden, besonders durch die orogenen Vorgänge, welche Teile verschiedener Herkunft aufarbeiten können und durch tektonische Verfrachtung in andere Raumbeziehungen bringen, ohne dass aber diese Grundformen ganz verwischt werden.

Diese Grundlagen gliedern sich in Zonen, die sich mehr in der Breitenrichtung erstrecken und sich von Norden nach Süden fortschreitend, anlegten. Senkrecht dazu steht eine deutliche Quergliederung von grundlegender Bedeutung.

Diese Zonen sind Gebiete in denen sich bestimmte tektonische Bewegungen abspielen. Die Quergliederung schafft Wege für das Vordringen und Zurückfliessen der wechselnden Meeresbedeckung. A. KARPINSKI und MARCEL BERTRAND haben zuerst auf diese Grundlagen, die das geologische Geschehen bestimmen, aufmerksam gemacht und E. HAUG hat die tiefere Gesetzmässigkeit und die gegenseitige Abhängigkeit dieser Vorgänge aufgedeckt. (37)

Auch bei der Darlegung der geologischen Entwicklung des engen Gebietes das uns beschäftigt, werden wir auf diese Grundgesetze stossen.

Das älteste Gerüst oder die Grundlagen des westlichen Mitteleuropa dürfen wir in einigen Strichen folgendermaßen umreissen (13):

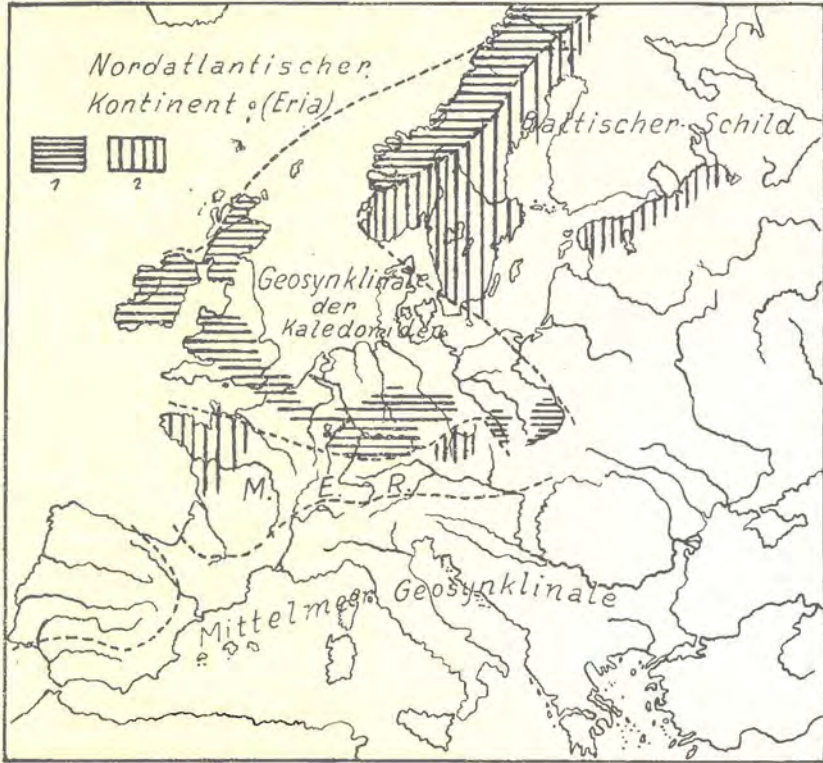


Fig. 1. Die Grundlagen von Mitteleuropa im Altpaläozoikum.
Nach E. HAUG (24) und S. v. BUBNOFF (13).

1 = Kambrium und Silur sind konkordant. Devon liegt diskordant darüber. 2 = Kambrium, Silur und Devon sind konkordant. M. E. R. = Mitteleuropäischer Rücken.

Seit dem Silur besteht in Westeuropa eine Viergliederung, die im Verlaufe der Erdgeschichte immer wieder in Erscheinung tritt. (Fig. 1.) Diese Grundlagen erfuhren in spätern Erdperioden Umformungen und Zerstückelungen, die in Fig. 2 zusammengestellt sind, in Wirklichkeit aber zeitlich getrennt auftreten.

1) Die älteste Landmasse liegt im Norden. Sie wird im Jura durch eine Quersenke aufgeteilt.

2. Vorgelagert ist die kaledonische Geosynklinale (auch «Mittelleuropäische Senke»). Durch die kaledonische u. hercynische Faltung wird sie zwar eingengt, doch besteht ein Senkungsraum als «Norddeutsche Senke» fort. Ein Relikt davon ist die Nordsee.

3) Im Süden dieser Senke erstreckt sich der «Mittelleuropäische Rücken», der seit dem Mesozoikum einer beständigen Zerstückelung unterliegt. Es entstehen einzelne Massive: Böhmisches Massiv, Oberrheinische Masse, Zentralplateau, die durch Quersenken getrennt sind. Diese werden zu Transgressionswegen für die späteren Meeresverschiebungen.

4) Die Mittelmeer-Geosynklinale ist der Schauplatz der alpinen Orogenese im weitesten Sinne.

Im Norden Europas besteht eine ausgedehnte, hochmetamorphe Landmasse vorkambrischen Alters, die nach der Auffassung von E. HAUG bereits im Algonkian durch eine Senke die später zu einem Teil der «Kaledonischen Geosynklinale» wird, in zwei Teilgebiete, den «Baltischen Schild» und die «Nordatlantische Masse» (auch «Eria» benannt) zerlegt wird.

In Mittelengland und Südschottland haben wir einen sinkenden Sedimentationsraum mit dem Charakter einer Geosynklinale, in welchem Konkordanz zwischen dem Algonkian und dem Kambrium besteht.

Von hier aus schreitet die Transgression sowohl nach Norden wie nach Osten hin fort und es bildet sich die «Kaledonische Senke» aus, deren südlicher Teil als «Mittleuropäische Senke» bezeichnet wird, die auch unser Gebiet umfasste.³⁾ Hier liegen die bedeutenden Schichtmassen des Algonkian, Kambrium und Silur in konkordanter Aufeinanderfolge.

Gegen Süden wird die «Kaledonische Senke» begrenzt von einer heute stark zerstückelten, präkambrischen Landmasse, die vom Westrand des französischen Zentralplateau über Vogesen, Schwarzwald, Böhmisches Masse bis zur Podolischen Masse hinzieht und die als «Mittleuropäischer Rücken» bezeichnet wird. Diese alten Massive sind stark vergneist und Diskordanz zwischen Archaikum und Algonkian, sowie zwischen diesem und dem Kambrium weisen auf alte tektonische Bewegungen hin. Jüngeres Kambrium fehlt in diesem Hochgebiet. (13).

Am Südrande des «Mittleuropäischen Rückens» bestehen bereits Anzeichen einer Senke, die später zur «Mittelmeersenne» oder «Tethys» wird und die sich bis an die alte afrikanische Festlandmasse hin erstreckt. (Vgl. Fig. 1.)

Wir haben also von Norden nach Süden folgende Leit-zonen: 1) Nordatlantische Masse; 2) Kaledonische Senke (Mittleuropäische Senke); 3) Mittleuropäischer Rücken; 4) Mittelmeersenne (Tethys). Wie sich auch scheinbar das Bild von Westeuropa im Laufe der Erdgeschichte wandelt, immer finden wir diese Leit-zonen, wenn auch in abgeänderten Formen, wieder.

³⁾ Durch Faltung verliert die «Mittleuropäische Senke» Randgebiete, welche an die angrenzenden Landmassive angefügt werden. Es verbleibt aber eine labile Meereszone, die als «Norddeutsche Senke» bezeichnet wird. Die heutige Nordsee bildet den letzten Rest dieser Senke. (Vgl. Fig. 2.)

Das heutige westliche Europa ist also kein einheitliches Gebilde, sondern aus verschiedenen Elementen oder Grundanlagen zusammengefügt. Durch die paläozoischen Orogenesen werden zwei Grundanlagen, Nordatlantische Masse und Baltischer Schild im Norden, Mitteleuropäischer Rücken im Süden, zu einem Kontinente zusammengefügt, indem die kaledonischen und hercynischen Faltenwülste sich an die Uranlagen anlegen. So wird durch die kaledonische Gebirgsbildung Paläoeuropa, durch die hercynische Faltung Mesoeuropa (im Sinne von H. STILLE) geschaffen (45). Daran schliesst sich dann im Känozoikum der alpine Faltengürtel an. Viele Gebilde sind natürlich mehrmals von einer Faltung erfasst worden und in den Geosynklinalräumen bestanden bereits vielfach kleinere verfestigte Massen, die Zwischengebirge. Aber im Allgemeinen ist das Bild richtig, dass die beiden ältesten Massen, Afrika im Süden, Ureuropa im Norden, einander entgegenwuchsen.

So kann man sagen, die Entstehung der Kontinente geht letzten Endes auf die Gebirgsbildung zurück und Europa wächst von Norden nach Süden, was schon MARCEL BERTRAND in einem eindrucksvollen Bilde dargestellt hat (10).

In Anlehnung an das Bild mit dem E. SUESS sein monumentales Werk einleitet, lässt M. BERTRAND einen Zuschauer die geologische Entwicklung Europas von dem Scheitel Ureuropas im Norden beobachten.

Der Zuschauer sieht wie in dem Meer, das weit nach Süden zieht, sich eine grosse Faltenwoge bildet, die sich aufwölbt, sich an das feste Land anlegt und zum Teile sich über das Ufer herüberlegt. Es ist die kaledonische Gebirgsfalte. Sie wird zerstört und eingeebnet und ihr Schutt füllt einen Teil des im Süden vorgelagerten Meeres aus. Es entstehen das Old Red und die devonischen Schieferbildungen. Wieder erhebt sich eine mächtige Steinwelle aus dem Schoße des Meeres und legt sich an den früher zum Festland gewordenen kaledonischen Faltengürtel an. Es ist dies die hercynische Faltenwelle. Auch sie wird abgetragen und an ihrem Fusse breitet sich das «New Red» aus, gefolgt von der Trias und der weitem mesozoischen Schichtenfolge, neritisch am Ufer, pelagisch in der Achse der Senke vor dem weiter vergrösserten Festlande.

In der Senke im Süden des Festlandes bildet sich die dritte Faltenwelle, die sich über die Ufer legt und sich an den hercynischen Gürtel hinzufügt. Es sind die Alpen, die das Mittelmeergebiet erfüllen.

Das prinzipiell Wichtige an diesen Vorgängen ist, dass das Wachsen der Kontinente geschieht durch das Konsoli-

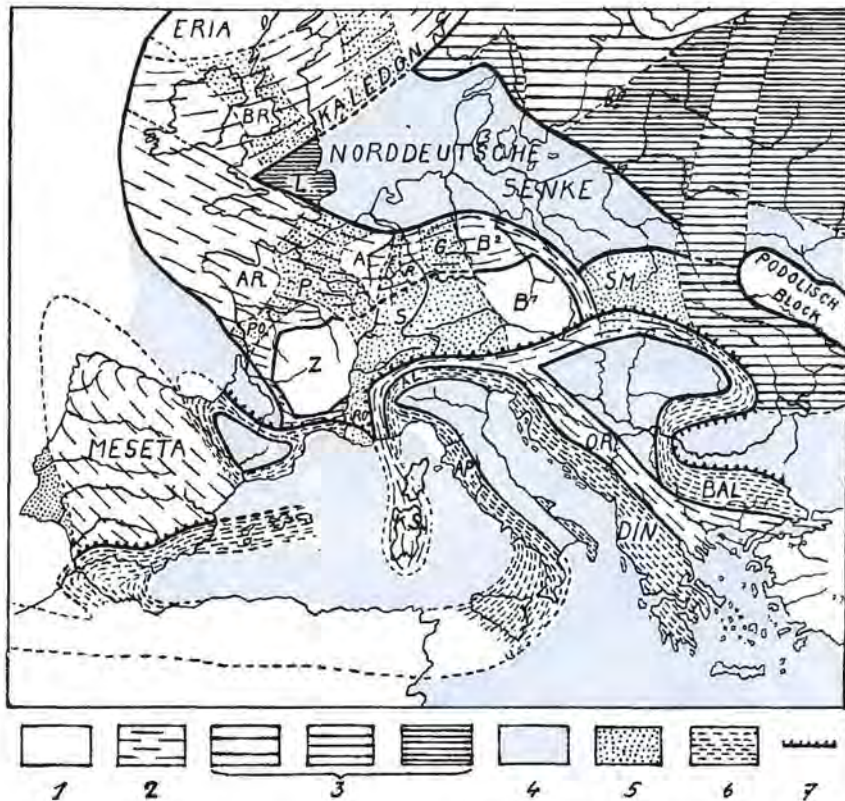


Fig. 2. Die Umformung der strukturellen Grundlagen von Westeuropa, im Laufe der Erdgeschichte.
Nach S. v. BUBNOFF (13)

Die Grundlagen von Westeuropa umfassen die Formenelemente: Blöcke, Schelfe und Geosynklinalen. Durch orogene Vorgänge werden Teile der Geosynklinalen zu versteiften Massiven, welche an alte Blöcke angefügt werden. Durch die Quersenkungen entsteht eine Zerstückelung der Blöcke und Massive. (13).

1. Blöcke.

Z = Zentralplateau.

B¹ = Präkambrischer Teil der Böhmisches Masse.

2. Durch paläozoische Gebirgsbildung versteifte Massive.

AR = Armorica

A = Ardennen.

R = Rheinisches Schiefergebirge.

B² = Paläozoischer Teil der Böhmisches Masse.

KS = Korsisch-Sardinisches Massiv.

OR = Orientalische Masse.

3. Schelfe verschiedener Mobilität.

Je gedrängter die Linien, desto häufiger die Überflutungen.

4. Geosynklinalen und sehr mobile Schelfe, die zuweilen den Charakter von Geosynklinalen annehmen.

dieren der Faltungszonen von Norden nach Süden und dass die Faltenbildung sich zu allen Zeiten der Erdgeschichte in den gleichen Zügen wiederholt. Die alpine Gebirgsbildung ist die Wiederholung der hercynischen, diese wiederholt die kaledonische. Man braucht die Entwicklungsgeschichte eigentlich nur jedesmal um einige geologischen Formationsreihen zu verlegen, um ein gleiches Bild zu haben (12). Wie die Geschichte der alpinen Orogenese mit der Zertrümmerung der Hercyniden beginnt, so setzt die Geschichte der Hercyniden mit der Zertrümmerung der Kaledoniden ein. Jede Gebirgsbildung trägt bereits den Keim zu dem nächsten Orogen in sich und das allgemeine Gestaltungsbild ist in seinen Grundzügen stets das gleiche. Die Gleichartigkeit erstreckt sich auf die geologische Position, den tektonischen Stil und die Gesteinszusammensetzung.

In den Alpen, als dem jüngern, wenig zerstörten Faltengebirge lässt sich die typische Ausbildung eines Orogens leichter übersehen als in den ältern zerstückelten und oft bis auf die Wurzel erodierten Gebirgen, von denen dazu oft Teile in die jüngere Faltung hineinbezogen wurden. Bei der Rekonstruktion eines ältern Gebirges gehen wir also von den jüngern Gebirgen aus. Dagegen hilft das tiefer bloßgelegte ältere Gebirge den innern Bauplan des jüngern deuten. Das Ergebnis der Erforschung der Hercyniden in der jüngsten Periode der geologischen Forschungsgeschichte ist, dass der Grundplan der europäischen Hercyniden deutlich dem Grundplan der Alpiden entspricht. Dadurch ist das Verständnis des ältern Gebirges uns bedeutend näher gerückt und die Erkenntnis, dass die Hercyniden das Spiegelbild der Alpen sind, lässt sogar praktisch wichtige Schlüsse zu (44). Andererseits wurzelt die Deckentheorie der Alpen eigentlich in der Erkenntnis des Baues der Ardennen. Dafür haben die Alpen neue Gesichtspunkte für die Deutung des Baues der Ardennen geliefert.

Der Bauplan eines Orogens. (14, 28, 44)

Die Uranlage eines Orogens ⁴⁾ wird gebildet durch ein von starren Kontinentalblöcken, den Vorländern, umrahmtes Tiefseebecken mit Senkungstendenz, die Geosynklinale. Die Übergangszone von dem Vorland zur Geosynklinale bildet das nur zeitweilig überflutete flache Schelfgebiet.

⁴⁾ Das Orogen (L. КОВЕР, Der Bau der Erdrinde, Berlin 1928) umfasst die Geosynklinale und das aus dieser hervorgegangene Faltengebirge.

Die Geosynklinale ist ein mobiles, stetig sinkendes, mit Meer bedecktes, meist langgezogenes Becken, das sich mit Sedimenten, meist in Tiefseefazies, füllt.

Das Einsinken des geosynklinealen Raumes und sein Ausfüllen mit mächtigen Meeressedimenten wird als die geosynklinale oder embryonale Vorbereitungsphase der Gebirgsbildung bezeichnet.

Die Senkungsräume beherbergen aber auch oft bereits verfestigte, ältere Rindenstücke, die jeder weiteren Deformation widerstehen, die Zwischenmassive.

Die Faltengebirge sind nach heutiger Auffassung das Ergebnis des Zueinanderwanderns der starren Massen der Vorländer, wobei die Sedimente der Geosynklinale zu Faltenzügen zusammengeschieben werden. Dabei wird angenommen, dass entweder beide Vorländer sich gegen einander bewegen, oder dass der eine Kontinentalblock sich mehr passiv verhält (eigentliches Vorland), während der andere (Rückland) gegen das Vorland zuwandert. Bei diesem Zusammenpressen quellen die Randfalten vielfach auf das Vorland hinüber. Diese Vorgänge bilden die Periode des Paroxysmus. Die faltenbildenden Vorgänge finden in einer gewissen Tiefe und unter beträchtlicher Belastung statt. Das tektonische Strukturgebilde wird erst nachträglich als Ganzes in die Höhe gewölbt und zu einem Gebirge im geographischen Sinne. Dieses Aufwölben en bloc bildet die Nachphase (44).

Nach G. K. GILBERT's Definition gehört nur die Phase des Paroxysmus zur Orogenese, die erste und letzte Phase sind vielmehr epirogene Vorgänge (45).

Wie eingangs erwähnt, differenziert sich das Orogen räumlich in verschiedene Elemente: eingerahmt wird es von den starren Vorlandsmassen. Den Übergang zu der eigentlichen Senke bilden die Schelfe. Diese können bei der Orogenese deformiert werden und es entstehen Vorlandsgebirge oder Schelfgebirge mit eigenem tektonischen Stil der Bruchfaltung. In der Achse der Geosynklinale erheben sich die zentralen Faltenketten. Dazu kommen die eingestreuten Zwischenmassive. (Vgl. Fig. 4).

Das Zueinanderwandern der starren Vorlandsblöcke geschah natürlich nicht, ohne dass diese Blöcke vielfach längs tiefreichenden Querbrüchen zerrissen, was zur Bildung von ausgedehnten Vulkanreichen u. Grabensenkungen Anlass gab. (44).

Dieses allgemeine Gestaltungsbild ist in jüngster Zeit besonders durch L. KOBER weiter zonar gegliedert worden. Da seine Zonengliederung sich vielfach auf die Hercyniden anwen-

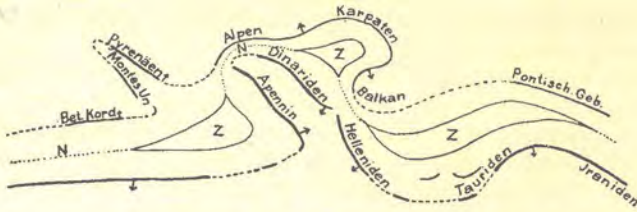


Fig. 3. Gliederung des alpinen Orogens.
Nach L. KOBER, Bau der Erde, Berlin 1921.

N = Narbe. Z = Zwischengebirge. Die Pfeile geben die Bewegungsrichtung der «Stämme» an.

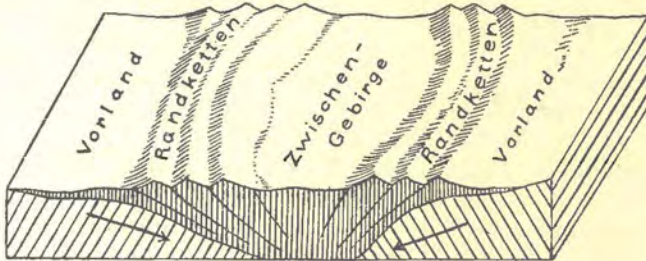


Fig. 4.
Blockdiagramm der Gliederung eines Orogens.
Nach L. KOBER.

In den Leitlinien des jungen alpinen Faltengebirges lassen sich Gliederung und Differenzierung eines Orogens am klarsten erkennen. Der Bau des Orogens ist symmetrisch. Zweiseitigkeit des Baues ist bereits in der Grossmulde (Geosynklinale) ausgedrückt. Sie ist durch einen in ihrer Achse gelegenen Rücken in zwei Teilmulden getrennt, den Nordtrog und den Südtrog, nach der Terminologie von L. KOBER. Aus den in den Trögen angehäuften Sedimenten entstehen bei der Faltung zwei Randketten, der Nordstamm und der Südstamm, nach L. KOBER. Im alpinen Faltengebirge von Europa bilden die Alpen den Nordstamm. Sie bewegten sich bei der Faltung nach Norden auf die vorgelagerten alten mitteleuropäischen Massive hin. Die Dinariden bilden den Südstamm. Sie bewegten sich nach Afrika hin. Zwischen den Randketten eingestreut liegen ältere Kerne, die Zwischengebirge, welche die Randketten (oder Stämme) trennen. Sie entsprechen dem «medianen Rücken» der Grossmulde. Die Zwischengebirge können auch fehlen, dann berühren sich die Stämme an einer Narbe.

Den Randketten sind die Vorländer vorgelagert. Bei der Gebirgsbewegung nähern sich beide Vorländer einander und pressen dadurch die in der Grossmulde angehäuften Sedimente zu Falten zusammen, die sich auf die Vorländer hinüberlegen. Der Mechanismus der Verschiebung der Vorländer wird jedoch bei den verschiedenen Forschern etwas abweichend aufgefasst.

den lässt, mögen die Leitlinien der KOBER'schen Gliederung folgen. (28).

Die Geosynklinalen sind keine einheitlichen Senkungsräume, sondern in diesen erheben sich oft Rücken oder Schwellen, von E. HAUG als mediane Geantiklinalen bezeichnet. Durch diese medianen Rücken wird der Senkungsraum in Teilbecken getrennt. Es ist klar, dass in den Becken andere Sedimentationsverhältnisse herrschen als auf den Rücken. Man spricht deshalb von Becken- und Schwelengebieten mit eigener Fazies, mit ihren Leitgesteinen und Leitfossilien. Es entstehen so gut charakterisierte Faziesräume, die als Zonen bezeichnet werden. Zonarer Bau ist den Geosynklinalen und den aus ihnen hervorgegangenen Kettengebirgen eigen.

Neben dem medianen Rücken schalten sich oft Zwischengebirge ein, so dass eine vollständige Geosynklinale und das aus ihr hervorgehende Orogen zweiseitig gebaut sind, wie dies ein ideeller Querschnitt zeigt:

Zuerst das alte kontinentale Vorland. Daran schliesst sich die flache epikontinentale See des Schelfgebietes an, die allmählich in den eigentlichen Senkungstrog übergeht. Schwellen oder Rücken können diesen Trog in einzelne Tiefseezonen zerlegen. Die Zwischengebirge können in mehr oder weniger geschlossener Reihe auftreten.

Dann folgt jenseits dieser wieder ein Trog, der in den Schelf mit Flachsee und dann in das begrenzende kontinentale Vorland übergeht.

Die fundamentale Rolle der Zwischengebirge besteht darin, dass sie die Geosynklinale in zwei Tröge trennen, die L. KOBER als den Nord- und Süd-stamm bezeichnet. Diese Tröge sind Meeresräume mit zonar angeordneten Faziesreihen. Diese Faziesreihen sind gekennzeichnet durch bestimmte Leitgesteine aus der Sedimentreihe, der Eruptivreihe und der metamorphen Reihe, aber auch durch die Leitfossilien, die auf ein bestimmtes geologisches Milieu hinweisen.

In Erweiterung der Lehre von SUESS vom einseitigen Gebirgsbau ergibt sich hieraus, dass das Orogen zweiseitig gebaut ist mit einem nordbewegten Nordstamm und einem süd-bewegten Südstamm, oder allgemeiner ausgedrückt: Die Stämme sind auf ihr Vorland hin bewegt. Zwischen diesen Stämmen ziehen die Zwischenmassive hin. Wo diese fehlen, scheidet eine Narbe die Stämme. In diesem Falle ist das Orogen «gescheitelt». (Vgl. Fig. 3 und 4.)

Während in der Geokynklinale, quer zu ihrem Streichen, ein Faziestyp durch Übergänge zum andern führt, liegen im

Faltengebirge ursprünglich räumlich weit getrennte Fazies unmittelbar über- und nebeneinander. Dieser sprunghafte, unvermittelte Fazieswechsel weist deutlich auf Fernüberschiebungen aus weit von einander getrennten Zonen hin und ist einer der tiefsten Beweise des Deckenbaues eines Gebirges.

Eine allgemeine *Nomenklatur* für die einzelnen Zonen eines jeden Stammes wurde von L. KOBER geschaffen. Jeder Stamm wird von aussen nach innen in folgende Zonen geteilt: Externiden, Metamorphiden, Zentraliden. Die Zwischengebirge werden als Interniden bezeichnet. (Vgl. Fig. 5.)

Die *Externiden* liegen am Rande des Kontinentalblockes. Faziell ist die Entwicklung die von Flachseesedimenten mit entsprechender Fauna. Bei der orogenen Bewegung werden die Schichten oft als Überschiebungspakete auf das Vorland hinaufgeschoben, wobei auch Teile des Vorlandes aufgeschürft werden können.

Die *Metamorphiden* entstehen in den medianen Zonen des Senkungstrogos. Sie sind in Schieferfazies (Tiefseefazies) entwickelt. Die Fossilien sind meist verwischt, die Altersbestimmung ist daher schwierig. Die Sedimente bilden die Schieferhüllen der sogenannten Zentralgneise. Diese Zone ist das typische Gebiet der kristallinen Schiefer. Sehr bezeichnende Leitgesteine sind Diabas, Gabbro und Serpentin.

Die *Zentraliden* haben als charakteristische Ausbildung den ostalpinen Baustil. Ein altkristalliner Untergrund trägt eine Bedeckung von mächtigen jüngern Kalken, Dolomiten und Grauwacken. Der Baustil zeigt Überschiebungen en bloc, ohne Änderung des alten Teilgefüges und ohne eigentliche Faltenbildung. Die ganze Masse ist als Deckgebirge zu werten, welche auf die Metamorphiden hinaufgeschoben wurde. Metamorphismus tritt nur vereinzelt auf, doch sind Intrusionen in dem zerbrochenen Sockel nicht selten.

Die *Interniden* bilden die Zwischengebirge. Sie liegen wie Inselzüge im Orogen und haben meist Bruch- und Schollentektonik mit manchfaltigem Vulkanismus. Die Zwischengebirge bilden vielfach tiefe Senken, die beim allgemeinen Aufsteigen des Gebirges zurückbleiben und die sich dann mit dem Schutt der aufsteigenden Gebirge füllen. So liegen manche Tertiärbecken innerhalb des alpinen Orogens auf abgesunkenen Zwischenmassiven, um welche sich deutlich die Faltenzüge schmiegen, wie beispielsweise die ungarische Tiefebene. Zeitweise können sie aber auch Hochgebiete darstellen, die über der Meeresbedeckung der Geosynklinale herausragen (28, 44).

In den Alpen, als dem jüngern, weniger zerstörten Gebirge lässt sich die zonare Einteilung leicht durchführen. In dem zer-

stückelten und tief abgetragenen hercynischen Falteingürtel ist sie schwieriger zu erkennen, ist aber auch, besonders durch die klassischen Arbeiten von FR. KOSSMAT in ihren Grundzügen festgelegt worden. Am schwierigsten ist es, den Südstamm der Hercyniden zu rekonstruieren, da dieser grösstenteils mit in die jüngere alpine Faltung einbezogen wurde. Wir werden später den alpinen und hercynischen Zonenbau einander vergleichend gegenüberstellen.

Die Hauptlinien der Kaledoniden. (13, 24, 44, 45)

Im hercynischen Bauplan haben wir das Urbild der jüngeren alpinen Gebirge vor uns. Ebenso ist das kaledonische System leitend für die Gestaltung der hercynischen Gebirgsanlagen. Wie die alpinen Ketten an den Verlauf der hercynischen, sind diese weitgehend in ihrer Linienführung an das kaledonische Vorland angepasst. Von den Kaledoniden bestehen nur mehr vereinzelte Bruchstücke und ihr Bauplan kann nur mehr in den Hauptlinien rekonstruiert werden. Aber diese genügen, um in ihnen die bestimmende Richtung für den Verlauf des hercynischen Bewegungsbildes zu erkennen (44).

Ein Hauptast taucht aus dem atlantischen Ozean auf, zieht durch die Britischen Inseln von West nach Ost und wendet sich im mittleren England nach Norden. Er streicht durch Schottland nach dem westlichen Skandinavien und weiter hinauf nach Spitzbergen (44), eingeklemmt zwischen dem nordatlantischen Kontinent (Eria) und dem Baltischen Schild (Fennosarmatia). Wie zwischen den Backen eines Schraubstockes ausgepresst, fliessen die Falten in weiten Überschiebungen über diese Vorländer hin (45).

Dieser Teil ist das weitaus besterhaltene Fragment der Kaledoniden, das in England, Schottland und Skandinavien bis ins Einzelne erforscht ist und in dem wir alle Merkmale eines Orogens wieder erkennen, weil dieser Teil nicht mehr in jüngere Gebirgsbewegungen hineinbezogen wurde.

Im mittleren England gabelt sich gleichsam ein Ast ab, der weiter nach Osten zieht und den Baltischen Schild an seinem Südrande umrahmt. Er streicht über den Kanal. Im Boulonnais, in den Ardennen, im südlichen Hunsrück, im Taunus, in Thüringen, den Sudeten und in der Lysa Gora sind deutliche Fragmente erhalten geblieben. Weiter nach Osten wird dieser Ast von den Karpathen überfahren (24, 44).

Durch diese Umrahmung durch die kaledonischen Falten im Westen und im Süden erhielt der Baltische Schild Landzuwuchs. Man könnte den Baltischen Schild als ein gewaltiges

Zwischenmassiv auffassen, das im Westen von dem schottisch-skandinavischen Ast, im Süden von dem ardennisch-mitteldeutschen Ast umzogen wird.

Der erste Ast bildet dann den Nordstamm, letzterer den Südstamm. Beide berühren sich in England unmittelbar, nur durch eine «Narbe» getrennt.

Südlich von Ardennen, Hunsrück, Thüringen, d. i. in dem Gebiete, wo der paläozoische Untergrund heute verhüllt ist, muss die kaledonische Faltung ausklingen. Hier lag das bereits verfestigte mitteleuropäische Hochgebiet (Mitteleuropäischer Rücken), das nicht mehr von der faltenbildenden Kraft bezwungen wurde. Dementsprechend fehlt im Armorikanischen Massiv, in Böhmen, in den Ostalpen jede Winkeldiskordanz zwischen Untersilur, Obersilur und Devon. (13, 24.)

Ob in den Alpen die kaledonische Faltung sich auswirkte, ist unbestimmt. Jede Spur, wenn sie bestand, ist von den jüngeren Bewegungen aufgezehrt worden.

Die Hercyniden. (13, 24, 44, 45)

In dem kaledonischen Faltenzuge Mitteleuropas sind die Richtlinien für die hercynische Geosynklinale gegeben, denn parallel der Achse dieses Astes des kaledonischen Faltenrückens senkt sich eine Geosynklinale ein, in welche das Devonmeer eindringt, das nach und nach das ganze Gebiet der kaledonischen Faltung südlich des ardennisch-mitteldeutschen Astes einnimmt und teilweise auf denselben hinübergreift.

Gegen Süden wird die hercynische Geosynklinale von Mitteleuropa durch ein Hochgebiet abgegrenzt, das vom westlichen Zentralplateau über die Oberrheinischen alten Massive (Vogesen — Schwarzwald) bis nach Mähren (Böhmisches Massiv) zu verfolgen ist.

Südlich von diesem alten Landrücken liegt die hercynische Mittelmeersenkung, die sich bis an den indo-afrikanischen Kontinent im Süden des Saharagebietes erstreckte.

In diesem weiten Senkungsgebiete, das durch Schwellen weiter zonal gegliedert ist, kommen die Sedimente zur Ablagerung, welche das Material zum Aufbau einer jungpaläozoischen Faltenzone abgeben, die als Hercyniden oder als Varisciden bezeichnet werden.

Nomenklatur. (13, 45.) Es herrscht eine gewisse Verwirrung bezüglich der Begriffe «variscisch» und «hercynisch».

Unter der Bezeichnung «hercynisches System» fasste L. VON BUCH alle nordwestlich streichenden Gebirgszüge ohne

Unterschied des Alters zusammen. Er bezeichnete damit nur eine bestimmte Streichrichtung.

E. SUESS, der als Erster die Faltengebirge Europas genetisch, d. i. nach ihrem geologischen Alter zusammenstellte, bezeichnet als «variscisch» den Teil des jungpaläozoischen Faltensystems, das vom französischen Zentralplateau nach Schlesien, also etwa in nordöstlicher Richtung hinzieht, während die Faltenzüge, die vom Zentralplateau nach Südirland, also etwa in nordwestlicher Richtung streichen, von ihm als «armorikanischer» Bogen bezeichnet werden.

Der armorikanische Bogen streicht also hercynisch. E. SUESS spricht auch von hercynischer Richtung und von hercynischen oder nordwestlichen Brüchen. In Anlehnung daran spricht man auch von «variscischer Richtung».

Nach der Auffassung von SUESS sollten das variscische und das armorikanische Bogenstück sich im französischen Zentralplateau scharen. Diese Ansicht kann aber nicht aufrecht erhalten bleiben, nachdem spätere Untersuchungen gezeigt haben, dass es sich nicht um zwei sich scharende Bogenstücke, sondern um eine einheitliche Anlage handelt, die durch eine Ausbuchtung des Südrandes des kaledonisch versteiften Brabanter Massiv zu dieser Bogenform veranlasst wird. Da dementsprechend die Begriffe «armorikanisch» und «variscisch» weder zeitlich noch räumlich genau umschrieben sind, hat MARCEL BERTRAND die Bezeichnung «hercynisch» für die Gesamtheit der jungpaläozoischen Falten vorgeschlagen und angewandt, unbekümmert um die wechselnden Richtungen der Faltenzüge.

Gewiss hat das Wort «hercynisch» hier eine Abweichung von seinem ursprünglichen Sinn erfahren. Aber die von den deutschen Geologen gebrauchte Bezeichnung «variscische Falten» für die Gesamtheit der jungpaläozoischen Faltungen leidet an dem gleichen Übelstand.

Die Namenbezeichnung von MARCEL BERTRAND besitzt die Priorität⁵⁾ und wird heute überall in der romanischen und ausserdeutschen Literatur gebraucht. Hercynisch und Hercyniden ist also gleichbedeutend mit variscisch und Varisciden.⁶⁾

⁵⁾ M. BERTRAND: Hercyniden, 1892.

H. STILLE: Varisciden, 1924.

S. v. BUBNOFF: Varisciden, 1930.

⁶⁾ Die ursprüngliche SUESS'sche Schreibweise ist «variscisch», «hercynisch». An dieser ist angesichts der manchfachen Varianten festzuhalten.

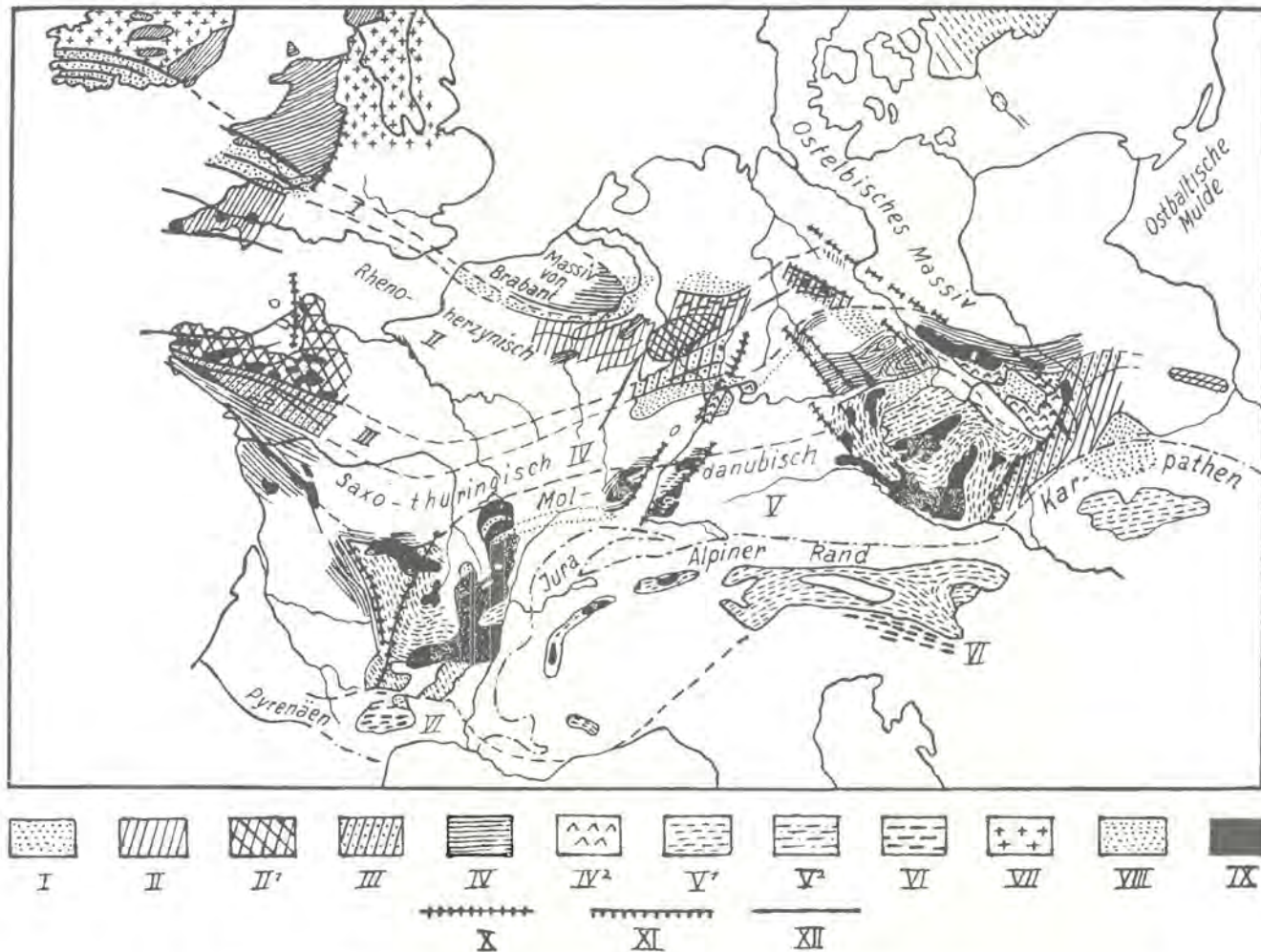


Fig. 6. — Die zonare Gliederung der Hercyniden Westeuropas.

Nach S. v. BUBNOFF (13)

I. = Vorlandzone der Rhenohercyn. Zone (Aussensenke); II. = Mittelzone der Rhenohercyn. Zone (Sudetische Faltungsphase); II¹. = Frühversteifte Kerne in II (Frühdevonische Heraushebung); III. = Innenzone der Rhenohercyn. Zone (Metamorpher Teil, Bretonische Faltungsphase); IV. = Saxo-thüringische Zone und Kaledoniden; IV². = Metamorpher Teil der Saxo-thüringischen Zone; V. = Mitteleuropäischer Rücken (moldanubische Zone); V¹. = Moldanubisches Altkristallin; V². = Paläozoische Sedimente im Moldanubikum; VI. = Südliche Sedimentzone (Paläo-Dinariden); VII. = Britischer Schelf mit penninischer Antiklinale; VIII. = Innensenken; IX. = Granitmassive; X. = Transversale Störungen; XI. = Überschiebungen; XII. = Faltenstreichen.

Ob die früh devonische Heraushebung in dem mittleren Teil der Rhenohercynischen Zone (Siegerländer Block, Nordbretagne) eine orogene Phase darstellt, ist nicht bewiesen, da eine Winkeldiskordanz des hangenden Devons nicht nachgewiesen ist. (13) Nur transgressive Lagerung des Mitteldevons am Nordrande des Siegerländer Blockes weist auf eine frühere Heraushebung hin, die auf eine epirogene Bewegung zurück geführt werden könnte.

Der Grundplan der europäischen Hercyniden
und ihre zonare Gliederung. (12, 13, 29, 44, 45.)

Die Identität im Grundplan des Aufbaues der jüngern Alpiden und der Hercyniden ist bereits von E. SUESS und besonders von MARCEL BERTRAND erkannt worden. Gab doch der Vergleich der sogenannten «Glerner Doppelfalte» mit den Überschiebungen im belgisch-französischen Kohlengebiet durch MARCEL BERTRAND den Anstoss zur Deckentheorie in den Alpen. (10)

Die Durchführung zonarer Gliederung wie in den Alpen und die Erkenntnis gleichen tektonischen Baustiles wie in diesen jüngsten Faltengebirgen gehören indes zu den neuern Fortschritten der Geologie. Erst die vertiefte Einsicht in den Bau der Alpen konnte dazu führen aus den bestehenden Fragmenten der Hercyniden das gewaltige tektonische Geschehen des Jungpaläozoikums als Ganzes zu rekonstruieren.

Die zonare Gliederung. Wie in den Alpiden erkennen wir in den Hercyniden den bereits verfestigten Rahmen (Vorland und Rückland), der ein Zentralorgan, die Geosynklinale, umschliesst. Der «Mittleuropäische Rücken», der die Rolle eines Zwischengebirges erfüllt, trennt die Geosynklinale in einen Nordtrog und in einen Südtrog, die zum Nordstamm und zum Südstamm werden. Das Zwischengebirge taucht heute in Fragmenten auf. Es sind, wie bereits erwähnt, das französische Zentralplateau, die Oberrheinischen Massive, die Böhmisches Masse.

Zwischengebirge zweiter Ordnung können sowohl im Nordstamm wie im Südstamm nachgewiesen werden, so dass wir neben dem zentralen Zwischenmassive noch kleinere periphere Zwischenmassive unterscheiden können.

Jeder Stamm lässt sich wieder zonar gliedern. Für die zonare Gliederung sind die Arbeiten von FR. KOSSMAT grundlegend und allgemein anerkannt, wenn auch die Meinungen über Einzelheiten noch vielfach auseinandergehen, was durch die fragmentarische Erhaltung des Objektes zu erklären ist. (Vgl. Fig. 6.)

Der Nordstamm. Das Vorland des Nordstammes wird gebildet durch den Old Red Kontinent, der von Nordamerika über Nordeuropa nach Sibirien hinzieht.

In unserm engern Gebiete haben wir als nördliches Vorland von Osten nach Westen: den westlichen Ausläufer des

Baltischen Schildes in Norddeutschland und das Brabanter Massiv, das bis nach Südostengland hin zieht.

Zwischen diesem Vorlande und dem mitteleuropäischen Zwischengebirge liegt die nördliche Teilgeosynklinale, die zum Nordstamm des hercynischen Faltengebirges wird.

Entsprechend den ändernden Faziesverhältnissen können wir das Gebiet des Nordtroges in verschiedene isopische Zonen einteilen:

Den Rahmen bildet das kaledonisch versteifte Festland, das nicht mehr mit in die hercynische Faltung hineinbezogen wurde.

Dann folgt die Aussenzone oder das Schelfgebiet, eine Randzone, gebildet aus dem Innenrand des Vorlandes und dem Aussenrand der Geosynklinale, also eigentlich ein Übergangsgebiet. Es reicht aus dem Devonshire durch die Ardenen, durch das nördliche Rheinische Schiefergebirge bis nach Polen hin. Die Schichten sind Flachsee- und ufernahe Bildungen.

Die Aussenzone geht in das Gebiet der eigentlichen Geosynklinale über, das durch bathyale Ablagerungen gekennzeichnet ist, welche wir aus dem südlichen Devonshire und dem südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges (Hunsrück) kennen.

Südlich davon folgt ein Zug metamorpher Gesteine mit vorhercynischer Faltung. Dieser Zug bildet ein Zwischengebirge, das am Südrand des Hunsrückes, am Südrand des Taunus, im Odenwald und im Spessart in Bruchstücken bekannt ist. Es wird als «Spessartschwelle» bezeichnet.

Das Sedimentationsgebiet zwischen dem Rahmen (Vorland) und der Spessartschwelle wird als Rhenohercynische Zone bezeichnet.

Nach tektonischen und faziellen Merkmalen lässt sich die Rhenohercynische Zone folgendermassen gliedern:

a) Die Aussensenke. Sie bildet sich als Saumtiefe durch epirogene Vorgänge in dem einsinkenden Vorlande und gehört dem Schelfgebiete an. Sie begreift das Gebiet des Kulmes sowie den Kohlengürtel in Irland, in Wales, an der südlichen und nordöstlichen Umrandung des Brabanter Massives, sowie das rheinisch-westfälische Kohlengebiet und das Kulmgebiet des nördlichen Harzes. Die Tektonik zeigt nach Norden gerichtete Überfaltungen auf das Vorland hinauf, teilweise mit Abscherungen wie beispielsweise in Irland.

In der Aussensenke vollzieht sich die Transgression von Süden nach Norden. Das Gebiet wird erst bei der Transgres-

sion des Mitteldevons, und in den mehr nach dem Rande gelegenen Teilen sogar erst im Oberdevon erreicht. Darüber folgen dann Unterkarbon (Kohlenkalk oder Kulm) und Oberkarbon bis zum obern Westphalien einschliesslich.

b) Die Mittelzone. Hier sind eine Reihe alter Kerne, die als periphere Zwischenmassive gedeutet werden können, eingeschaltet. Man kennt solche in der Normandie, dazu gehören auch die kambrischen Massive von Rocroi, von Givonne, von Serpont, des Hohen Venn, ferner auch der Siegerländer Block. Die Falten winden sich zwischen diesen alten Kernen durch, wobei ein häufiges Vikarieren der Faltenzüge beobachtet wird.

Die Nordgrenze der Mittelzone zieht etwa vom Golfe von Bristol nach der Mulde von Dinant, weiter am Nordrand des Hohen Venn entlang zum Oberharz hin. Die Mittelzone umfasst also die Ardennen, den nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges, den Nordharz, vielleicht auch das polnische Mittelgebirge.

Die Zone ist durchweg nach Norden überschoben mit alpinem Überschiebungsbau.

Die Mittelzone begreift Flachseesedimente. Im südlichen und mittleren Teil der Zone ist das ganze Unterdevon vollständig, an der Nordgrenze aber nur in seinen obersten Gliedern entwickelt und zwar in einer Fazies die an das Old Red erinnert, was auf die Nähe des Festlandes hinweist. Mittel- und Oberdevon sind vollständig.

c) Die Innenzone lässt sich mit Unterbrechungen von der Bretagne bis in die Ostsudeten verfolgen. Sie begreift die Bretagne nördlich der Synklinale von Brest-Laval, den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges mit Hunsrück und Lahnmulde, den Südharz und Mähren.

Den Südrand bilden im Osten der Vorspessart, der Südrand des Taunus, der Südrand des Hunsrückes. Unter dem Pariser Becken ist die Grenze verdeckt, doch zeigen Bohrungen im Osten desselben kristallinen Schiefer mit der Fazies der Saxothüringischen Zone.

Die Tektonik zeigt ausgesprochene Überschiebungstendenz nach Norden, besonders in der Lahnmulde, aber auch im südlichen Hunsrück. In der Lahnmulde ist sogar Deckenbau nachgewiesen.

Es ist die eigentliche Tiefzone und der älteste Teil der Einsenkung, erfüllt mit bathyalen Sedimenten. Das Devon ist

hier am vollständigsten entwickelt und begreift vollständiges Unterdevon, darüber Mittel- und Oberdevon.

Das Ösling und das nördliche Gutland liegen im Gebiete der Mittelzone, das südöstliche Gutland in der Innenzonen.

Südlich der «Spessartschwelle» zieht sich die Saxothüringische Zone hin, die sich nach Süden bis an den «Mitteleuropäischen Rücken» ausdehnt. Durch FR. KÖSSMAT ist sie in Fragmenten von den Sudeten bis zum Odenwald festgelegt. Im Westen ist sie unter Mesozoikum verdeckt. Was im Armorikanischen Massiv südlich der Synklinale von Brest-Laval liegt, zeigt den Baustil der Saxothüringischen Zone. Ihr Südrand ist nur im nördlichen Schwarzwald und im Breuschtal (Vogesen) bekannt.

An der Grenze von Silur und Devon fand in der Saxothüringischen Zone Heraushebung statt. Im Mitteldevon drang das Meer wieder ein, es wurde aber nach Abschluss des Unterkarbons durch neue Aufwärtsbewegungen herausgedrängt. Die Meeressedimente begreifen Mitteldevon bis Unterkarbon einschliesslich.

Damit schliesst der Nordstamm im Süden ab. Die Grenze wird gebildet durch den *Mitteleuropäischen Rücken* (von S. v. BUBNOFF als «frankopodolischer Rücken» bezeichnet), der als ein zentrales Zwischengebirge zu werten ist.

Südlich von dieser Schwelle liegt der *Südstamm* der Hercyniden, der nur in wenigen Bruchstücken erhalten blieb, da dieser Teil grösstenteils mit in den alpinen Bau einbezogen wurde. Er begreift echte Tiefseebildungen mit ununterbrochener Sedimentation. Bruchstücke des Südstammes sind bekannt in Spanien, in der Montagne Noire (Südfrankreich) und in den Ostalpen.

Einige weitere Angaben über die Zonen findet man in dem Abschnitt über die Ähnlichkeit im Innenbau zwischen den Alpen und den Hercyniden.

Das Alter der Faltungsphasen. (44)

Das hercynische Faltungsgebiet ist nicht aus einem Guss, sondern wie aus den Arbeiten von E. SUESS, FR. FRECH, E. HAUG, H. STILLE hervorgeht, setzt sich die hercynische Gebirgsbildung aus mehreren Teilphasen zusammen.

Die Faltung begann in dem zentralen Teile der Geosynklinale und griff allmählich auf die Ränder der Senke über. H. STILLE spricht deshalb von einem Anbau oder einem Wandern der Falten auf das Vorland zu.

Übersicht der Teilphasen der hercynischen Faltung.

Alter	Bezeichnung nach	
	H. STILLE	R. T. CHAMBERLIN
Zwischen Oberdevon und Unterkarbon	Bretonisch ⁷⁾	Devoniden
„ Unterkarbon u. unterm Oberkarbon	sudetisch	Kulmiden
„ unterm und oberm Oberkarbon	asturisch	Westphalo- Karboniden
„ unterm und oberm Rotliegenden	saalisch	Permo- Karboniden

In der Rhenohercynischen Zone ist in der Innenzone die Faltung bretonisch, in der Mittelzone sudetisch, in der Aussenzone asturisch.

So entstehen also verschiedenalterige tektonische Zonen, die auch verschiedenartigen Sedimentationszonen entsprechen. Das entspricht dem Gesetze von E. HAUG, nach welchem die isopischen Zonen mit tektonischen Zonen zusammenfallen.

Die Quersenkungen.

Das Charakteristische der Geosynklinale besteht nach E. HAUG darin, dass sie in ihrem streichenden Verlauf das Streichen des ältern Untergrundes, worin sie eingesenkt ist, wiederholt, oder auch: die Geosynklinale ist posthum zum Streichen des Untergrundes gerichtet. (24, 44)

Weiter fällt nach E. HAUG die Streichrichtung der Falten, die aus einer Geosynklinale aufsteigen, mit der Achsenrichtung dieser Geosynklinale zusammen. Der Verlauf einer Geosynklinale ist durch die Fazies der sie anfüllenden Sedimente angegeben. So fallen dementsprechend tektonische Zonen und Fazieszonen zusammen.

Die Achsen der Falten bleiben aber nicht in einer Ebene, sondern heben und senken sich. Ordnen sich die Hebungen und Senkungen aller Achsen der Gebirgsfaltenbündel, kulissenartig gestellt, zu Linien an, so bilden die Reihen der Hebungen Queraufwölbungen, die Reihen der Senkungen Quersenkungen. Es kommt eine Querfaltung zustande, die mehr oder weniger senkrecht zur Hauptfaltung steht. Da die Hauptfaltung parallel der Fal-

⁷⁾ Bezeichnungen gewählt nach charakteristischen Vorkommen.

tung des ältern Untergrundes verläuft, steht die so entstandene Querfaltung demgemäss mehr oder weniger senkrecht zur Faltenrichtung des ältern Untergrundes.

Diese Querfaltung kann aber auch über das Gebiet der aus der Geosynklinale hervorgegangenen Faltungszone auf das älter gefaltete Vorland hinübergreifen, das, entsprechend der HAUG'schen Definition der Geosynklinale, gleiches Längsstreichen wie die aufgefaltete Geosynklinale hat.

Solche Gebiete der Querfaltung können grosse Flächenmasse haben. Sie bilden dann die Einfaltungsfelder (aires d'ennoyage) und die Auffaltungsfelder (aires de surélévation) im Sinn von E. HAUG. Diese Quersegmentierung tritt nach HAUG nach der Hauptphase der Faltung auf. Sie folgt als lang andauernde epirogene Bewegung nach der orogenen Phase. Sie spielt in der weitem Entwicklung eines Orogens eine wichtige Rolle, denn die Quersinken bilden die Wege für die neuen Transgressionen. (24).

Derartige Querdepressionen sind das Pariser Becken, die Querdepression der Westeifel mit ihrer Fortsetzung, die Luxemburg-Trierer Senke, weiter das Germanische Triasbecken, das sich aus Norddeutschland durch Schwaben nach der Provence zieht. Alle stehen in ihrem Verlauf \pm senkrecht zu der hercynischen Faltenrichtung. (Vgl. Fig. 2.)

Der Verlauf der hercynischen Faltenbündel.

Abgesehen von ältern Arbeiten hat R. STAUB in seinem Werke: «Der Bewegungsmechanismus der Erde». eine Synthese der Leitlinien der Hercyniden versucht, die neben Hypothetischem manches Ansprechende enthält. (45.)

Der nördliche Hauptast zieht aus Mitteleuropa über den Kanal nach Südengland. Hier zweigt ein Nebenast nach Irland ab und zieht in den atlantischen Ozean hinein.

Der Hauptast aber biegt nach Süden vor dem kelto-iberischen Massiv, das R. STAUB hypothetisch aus dem Nordwesten der Iberischen Halbinsel an der französischen Westküste entlang bis über Südengland hinaus sich in dem Atlantischen Ozean ausbreiten lässt, das aber nur in Kastilien und Galicien bekannt ist. Er zieht um die armorikanische Halbinsel herum, verläuft parallel dem Westrand des französischen Zentralplateau, umfließt in Spanien die Ostseite des kelto-iberischen Massives und biegt in der Gegend von Toledo um den südlichen Rand des Massives, zieht weiter in westlicher Richtung nach Mittelportugal hin und streicht in den Ozean hinaus. Hier weicht STAUB am meisten von der bisherigen Linien-

führung ab, aber die Faltenrichtung in der Bretagne und an der Westseite des Zentralplateaus gibt seiner Hypothese eine gewisse Berechtigung.

In gleicher Weise teilt sich der nördliche Hauptast im Osten in Schlesien vor dem podolisch-magyarischen Massiv, das als ein Gegenstück zum kelto-iberischen aufgefasst wird. Ein Nebenast zieht im Norden des podolisch-magyarischen Massives durch das polnische Mittelgebirge nach Südosten, nach der Dobrudja, die bereits E. HAUG als hercynisches Faltenstück erkannt hat.

Der Hauptast wendet sich in den Sudeten scharf nach Süden, wird von den Karpathen später überfahren, umzieht die magyarische Masse im Südwesten und setzt im Balkan fort. Der Balkan ist ein Hauptast, der über den Bosphorus zieht und dann in Ostrichtung am Südrande des Schwarzen Meeres als Pontisches Gebirge nach Vorderasien zieht.

In dieser Form bilden also die Hercyniden eine nach dem Brabanter Massiv vordringende Schleife, welche die Umrisse der jüngern Alpen bereits andeutet und bedingt.

Als formenbedingendes Zwischengebirge verlängert R. STAUB die sich verbreiternde Spessartschwelle unter dem Namen «Gallisches Massiv» in das Pariser Becken. Ebenso wie das Brabanter Massiv ist auch das Gallische Massiv nach Süden bogenförmig vorgewölbt, wodurch die Bogenform der Hercyniden im westlichen Mitteleuropa erklärt wird.

Gleichartigkeit im Innenbau zwischen den Hercyniden und den Alpen. (12, 13)

Deutlicher und weniger hypothetisch als diese Ähnlichkeit im Verlaufe der Linien und der Richtung ist die Ähnlichkeit im Innenbau zwischen den Hercyniden und den Alpen. Hier haben wir dank der jüngsten Forschungen, über welche S. v. BUBNOFF eine gute Zusammenstellung gibt, mehr gesicherten Boden vor uns.⁸⁾

Die Rheno-hercynische Zone entspricht der Helvetischen Zone der Alpen. Das nördliche Randgebiet beider Zonen ist eigentlich ein Schelfgebiet, in welchem bei der Faltung Bruchstücke des älter gefalteten Vorlandes einbezogen wurden, und zwar sind dies im hercynischen Gebirge Frag-

⁸⁾ S. v. BUBNOFF, Grundprobleme der Geologie, Berlin 1931; vgl. das Kapitel: Der zonare Bau der Faltengebirge.

S. v. BUBNOFF, Geologie von Europa, Berlin 1926—1930; siehe das Kapitel: Der zonare Bau der Varisciden.

mente der kaledonischen Kette, in den Alpen Bruchstücke der hercynischen Massive. (Vgl. Fig. 5.)

Der Aussenrand der beiden Zonen ist ein Gebiet kräftiger, nach dem Vorland gerichteter Schuppungen und Überschiebungen, die besonders im Belgisch-französischen Kohlengebiet bekannt sind, aber auch dem Rheinisch-westphälischen Kohlengebiete nicht fehlen.

Weiter einwärts folgt ausgeprägter, nordgerichteter Deckenbau, wie in der Helvetischen Zone. Im Harz, im Taunus, im Lahnggebiet, am Südrande des Hunsrückes ist solcher Deckenbau erkannt. Auch in den Ardennen wird solcher Deckenbau von F. KAISIN verfochten. (27).

Der tektonische Stil ist also der eines obern Stockwerkes, gebildet durch die jüngere Sedimentationsfolge, das aber durch eine Abscherungsfläche vom ältern Untergrund abgetrennt wurde. Dieser Baustil ist für das Schelfgebiet charakteristisch.

Auch der Zyklus der Sedimentation ist in beiden Zonen ein gleichartiger.

Am Nordrand der rheno-hercynischen Zone ist das Unterdevon nach unten hin unvollständig und dazu neritisch entwickelt. So beginnt es am Südrande des Brabanter Massives mit den sandig-konglomeratischen roten Schichten der Burnotstufe. Erst im Innern der rheno-hercynischen Zone ist das Devon vollständig und hat mehr Tiefseecharakter.

Das Mitteldevon ist in mächtigen Kalken entwickelt. Im Oberdevon erreicht die Meerestransgression ihre grösste Ausdehnung.

Dem entspricht die Entwicklung des Mesozoikums in der helvetischen Zone: lückenhafte Trias, mächtiger Jura und mächtige Kreide, vorherrschend in Kalkfazies.

Zu Beginn der untern Karbonzeit macht sich im Gebiet der Achse der rheno-hercynischen Zone die bretonische Faltung bemerkbar. Die Innenzone steigt auf und wird erodiert. Klastisches Material erfüllt die vorliegende Senke. Es kommt zur Kulmbildung. Unter andern Bedingungen kommt es zur zoogenen Flachwasserbildung des Kohlenkalkes.

Der bretonischen Teilphase entspricht in den Alpen die vornummulitische oder laramische Faltung an der Grenze von Oberkreide und Alttertiär. Dem Kulm entsprechen die Flyschbildungen. Beide sind unter gleichen Bedingungen entstanden, durch Zerstörung einer aufsteigenden innern Faltenzone. Beide haben gleiche lithologische Beschaffenheit und bestehen aus sandig-tonigem Material und aus Erosionsschutt.

Nach der Kulmbildung setzte die sudetische Teilphase ein. Ihr entspricht die interoligozäne oder postnummulitische Teilphase in den Alpen.

Während die Gebirgsmasse sich erhob, senkte sich das vorliegende Randgebiet. Es entstand eine Vortiefe, die sich rasch mit Schutt füllte. Die Senkung hielt mit ruckweiser Bewegung an. Kam die Senkung zum Stillstand, so füllte sich die Senke rasch mit dem Erosionsschutt und auf demselben entwickelte sich die Karbonflora, welche das Material zu den Kohlenflözen lieferte. Bei erneuter Senkung wurde das Material eingebettet, der Schutt häufte sich wieder so an bis die Senke davon überfloss, worauf es wieder zur Entstehung von Sumpfwäldern kam. So wiederholte sich das Spiel, bis sich in einer zwar flachen Senke, aber mit langanhaltender Senkungstendenz die bedeutende Mächtigkeit klastischer Bildungen mit zahlreichen eingeschobenen Kohlenflözen gebildet hatte. Die Saamtiefen waren vom offenen Meere abgeschnürt, von welchem sie nur gelegentlich auf kurze Zeit überflutet wurden, wodurch die Einschaltungen mariner Ablagerungen entstanden.

Der hercynischen Vortiefe entspricht am Alpenrand die Senke, in welcher die Molasse zur Ablagerung kam. Molassebildungen und oberkarbonische Bildungen sind einander gleichzustellen.

Durch die asturische Faltung wird das Oberkarbon der Saamtiefe mit in die Faltung bezogen, wobei es besonders im belgisch-französischen Kohlengebiet zu grossen Überschiebungen kommt.

Das Molassegebiet wird in der postmiozänen Teilphase gefaltet, wobei es von helvetischen Schubmassen überfahren wird.

Die Saxo-thüringische Zone mit dem Zwischengebirge der «Spessartschwelle» umfasst die Bretagne, den südlichen Teil des Untergrundes des Pariser Beckens, Odenwald, Thüringerwald, Frankenwald, Riesengebirge, Westsudeten.

Der Untergrund umschliesst teilweise präkambrisch gefalteten Gneis.

Die Zone zeigt Sedimentation im Algonkian, Kambrium und Silur, dann folgt eine Unterbrechung durch die kaledonische Auffaltung. Im Mitteldevon setzt die Sedimentation wieder ein und hält an bis zum Unterkarbon einschliesslich, wobei die Transgression von Norden kommt. Darauf folgt die Gebirgsbildung, welche der sudetischen Phase angehört. Die Zone unterlag starker Faltung von der sowohl der tiefere Untergrund als auch die jüngern Sedimente ergriffen wurden.

Granitische Intrusionen begleiteten sowohl die vorhercynischen wie die hercynischen Faltungen.

Die Metamorphose zeigt zonare Anordnung. Sie ist am stärksten an den Rändern, nahe den Zwischengebirgen und nimmt gegen die Mitte der Zone hin ab.

In Sachsen und im Frankenwald besteht starke Achsenaufwölbung, so dass der tiefere, metamorphe Sockel durch die Hüllen durchstösst. Infolge der Aufwölbung bildete sich eine Kuppel mit liegenden Falten. Granit drang während der Faltung ein. Der Bau erinnert an die knäueiförmige Aufwölbung im Simplongebiete.

KOSSMAT nimmt auch das Bestehen von Deckschollen an, doch unterliegt diese Auffassung noch der Diskussion. (Vgl. den Abschnitt über die Böhmisches Masse.)

Die Fortsetzung der saxo-thüringischen Zone ist nach Westen unter dem Pariser Becken zu suchen. Bemerkenswert ist auch die Analogie des Nordrandes der Vogesen mit der saxo-thüringischen Zone. Die Weiler Schiefer erinnern an das Kambrium, die Steiger Schiefer an das thüringische Silur. Ebenso erkennt man am Nordrande des französischen Zentralplateau eine Zone mit den Merkmalen der saxo-thüringischen, die vom Zentralplateau nach der südlichen Bretagne fortsetzt.

Besonders in der Südbretagne tritt der Charakter der Zone wieder klar hervor: ein vergneistes Algonkian, kambrosilurische Sedimentation, transgredierendes Mitteldevon, darüber Oberdevon und Unterkarbon mit Kulmfazies.

Die Tektonik zeigt grosse Überschiebungen mit regionaler Abscherung und Horizontalverfrachtung.

Zu bemerken ist, dass die südliche Achse, die Cornouaille-Achse in ihrem Verlauf nach Osten sich am Zentralplateau gabelt. Ein Ast streicht nach Osten, der andere nach Südosten. Das Zentralplateau bildet also ein altes Festland, das von kaledonischen und hercynischen Faltenzügen umrahmt wird.

Eine spiegelbildlich gleiche Gabelung zeigen die Sudetenfalten am Rande des Eulengebirges.

Die Faltenbilder der saxo-thüringischen Zone zeigen weitgehende Übereinstimmung mit denjenigen der penninischen Zone der Alpen.

Die Zone des mitteleuropäischen Rückens entspricht den ostalpinen Elementen der Alpen.

Der Mitteleuropäische Rücken ist Schelfgebiet, ebenso wie die Masse der Ostalpen. Beide begrenzen die nördlich vorliegende Teilgeosynklinale, den Nordtrog nach der Terminologie von L. KOBER.

In den Alpen hat die ostalpine Masse die penninische Masse überfahren, in welchem Ausmaß ist noch Gegenstand der Diskussion. Ebenso ist die Böhmisches Masse auf die saxo-thüringische Zone heraufgeschoben, wobei auch die Ausmaße der Decken sehr verschieden gewertet werden.

Ob die isolierten Klippen im Eulengebirge, bei Frankenstein, bei Wildenfels, am Münchberg bei Hof zur Böhmisches Masse gehören und ob in den Sudeten und im Erzgebirge grosse Überschiebungsdecken von der Böhmisches Masse her auf die saxo-thüringische Zone geschoben sind, ist noch keineswegs klargestellt. Ja, über die eigentliche Rolle der Böhmisches Masse, dieser Sphinx der hercynischen Geologie, wie sie E. KRENKEL nennt, gehen die Ansichten recht weit auseinander. Während die einen in ihr das bestimmende Rückland für die Struktur der Hercyniden sehen, mit bedeutender Fernüberschiebung auf die saxo-thüringische Zone, kommt ihr nach andern Forschern nur eine untergeordnete Rolle für den Bau der Hercyniden zu. Nach letzterer Auffassung spielt sie nur die Rolle eines Zwischengebirges. Die erwähnten Deckschollen und Klippen sollen nach diesen Forschern von der Spessartschwelle und aus der saxo-thüringischen Zone selbst kommen. Die Spessartschwelle sollte demnach für die Struktur der Hercyniden leitend sein. Nördlich der Spessartschwelle soll alle Bewegung nach Norden gehen, südlich davon herrsche ausgesprochene Südbewegung. Diese Ansicht wird besonders von E. KRENKEL vertreten. (29). Die Vertreter dieser Ansicht lassen höchstens gelten, dass der Rand der Böhmisches Masse über den Südrand der vorliegenden saxo-thüringischen Zone hinaufgeschoben sei. Das Problem bedarf jedenfalls noch weiterer Untersuchungen. Man weiss wie schwer es schon ist, in den noch fast unversehrten Alpen die Wurzelregion der durch Fernüberschiebungen verfrachteten Klippen festzulegen.

Ein kristalliner Aufbruch bei Nördlingen verbindet die Böhmisches Masse mit dem Oberrheinischen Massiv, das heute durch die junge Rheintalsenke in die Zwillingsmassive Vogesen und Schwarzwald zerteilt ist.

In beiden Teilmassiven ist durch neuere Untersuchungen Überschiebungstektonik nachgewiesen. Die Bewegung ist von den alten Gneiskernen der Massive nach aussen hin gerichtet.

Am Nordrande des Schwarzwaldes ist das als Mitteldevon angesprochene Gebirge bei Baden nach Norden geschoben. Im Süden erkannte S. v. BUBNOFF eine Überschiebung des alten Gneises auf die Kulmmulde zwischen Badenweiler und Lenzkirch.

Die gleichen Verhältnisse bestehen in den Vogesen, wie durch die Arbeiten von W. v. SEIDLITZ⁹⁾ und J. JUNG (26) nachgewiesen wurde. Im Norden ruht Glimmerschiefer auf den metamorphen «Weiler Schiefer» und auf dem Glimmerschiefer liegt Granitgneis und Gneis, alles durch Überschiebungsflächen mit starker Mylonitisierung getrennt. Im Durchstich des Tunnels von Lubline konnte J. JUNG drei solcher Schuppen in umgekehrter Lagerungsfolge nachweisen. Hier liegt das steil aufgerichtete Wurzelgebiet von nach Norden geschobenen Deckschuppen.

Der Devon-Kulmstreifen im Thurtal und am Grossen Belchen in den Südvogesen wiederholt die Tektonik der Kulmulde im südlichen Schwarzwalde. Ein Streifen von normalem, autochthonem Kulm wird überfahren von ortsfremder Grauwacke der Kulmformation. An der Überschiebungsgrenze liegen eingeklemmt fremdartige Fetzen von Gneis, Serpentin, Gabbrokonglomerat, alles vollkommen mylonitisiert. Der ortsfremde Kulm mit diesen Fetzen ist eine Deckscholle, die von Norden her über den autochthonen Kulm gewandert ist.

Der kleine kristalline Aufbruch des Bergmassives la Serre nördlich Dôle leitet über zum Französischen Zentralplateau, das als Gegenstück zur Böhmisches Masse angesprochen wird. (9).

Überschiebungen und Deckenbau sind auch hier bekannt. Im Gebiete von St. Etienne und südlich davon hat DEMAY mehrere Decken nachgewiesen. Über autochthonem Gneis lagern vier Decken von kristallinen Schiefen, durch mylonitisierte Zonen und Überschiebungsflächen getrennt. Nach dem Norden zu sinken die Decken unter. Ihre Wurzeln liegen in der Zone des Lyonnais. Die Schubbewegung geht von Nordwest nach Südost.

Auch in der stratigraphischen Entwicklung erkennt man in der ganzen Zone des Mitteleuropäischen Rückens einen verwandten Zug: auf voralpinozoischem kristallinem Gestein ruht unvollständiges Paläozoikum.

Im Böhmisches Massiv folgen über lückenhaftem Kambrium und Silur mächtige Kalke des Unterdevon. Mittel- und Oberdevon sowie Unterkarbon erreichen nur mehr die Ränder der sich heraushebenden Masse. Die Gebirgsbildung ist bretonisch. Der tektonische Stil ist Überschiebungstendenz en bloc ohne eigentliche Faltung.

⁹⁾ W. v. SEIDLITZ, Leitlinien variscischer Tektonik im Schwarzwald und in den Vogesen, Z. D. G. Ges. Bd. 66, 1914.

Im Schwarzwald ruht über den Gneisen spärliches Paläozoikum nur am Nord- und am Südrande des Gebirges. Ob dieses Paläozoikum auch Devon umfasst, ist nicht sicher nachweisbar; spärliches Unterkarbon in Kulmfazies ist vorhanden. Eine bretonische Faltungsphase mit Granitintrusion besteht; die Hauptfaltung mit Überschiebungen gehören der sudetischen Phase an.

In den Vogesen folgen über Gneis und Glimmerschiefer die wahrscheinlich algonkischen Weiler Schiefer (Sericitphyllite) und die als Silur angesprochenen Steiger Schiefer, alles in anormalem Kontakte und in mehrfacher Verschuppung.¹⁰⁾

Im Norden ist Mittel- und Oberdevon in ufernaher Fazies und mit viel eruptivem Material vertreten. Im Süden kommt Oberdevon in tieferer Fazies und Unterkarbon in Kulmfazies vor, beide ebenfalls mit zahlreichen Eruptivgesteinen.

Die Faltung gehört der bretonischen und sudetischen Phase an und ist von Granitintrusionen begleitet. Daneben kommen aber auch vordevonische Granite vor.

Auch im Zentralplateau folgt auf einen alt-kristallinen Tiefbau eine grosse Diskordanz mit Granitintrusionen.

Devon lässt sich nur im Morvan abtrennen und zwar kennt man hier die Frasn- und die Famennestufe des Oberdevons.

Im ganzen Nordosten des Zentralplateau (Morvan und Loire) ist Unterkarbon in Kulmfazies mit Granitintrusionen und mit vulkanischen Effusionen bekannt.

Die bretonische Faltungsphase ist nur angedeutet, die Hauptphase ist sudetisch.

Ziehen wir nun den Vergleich mit dem Baustil der Ostalpen.

Der Tiefbau in den Ostalpen ist ebenfalls ein altgefalteter, stark durchbewegter kristalliner Schelf. Auf diesem alten Sokkel liegt mächtige Trias, die ein Gegenstück zu den mächtigen Kalken des Unterdevon der Böhmisches Masse ist. Ein Analogon dieser Trias fehlt aber im Westen.

¹⁰⁾ Die Altersbestimmung der vordevonischen Weiler und Steiger Schiefer ist schwierig, da sie metamorph umgewandelt und fossilifer sind. J. Jung möchte die Weiler Schiefer ins Algonkian stellen. Nach anderer Auffassung sind sie kambrisch. Die Steiger Schiefer werden wegen ihrer petrographischen Ähnlichkeit mit den untersilurischen Phycodenschiefern ins Untersilur gestellt. Mit Bestimmtheit lässt sich nur das vordevonische Alter nachweisen.

Jura und Unterkreide erinnern an Mittel- und Oberdevon, der mächtige Flysch an die mächtigen Kulmbildungen der Vogesen und des Zentralplateau.

Der tektonische Stil der Ostalpen ist der eines Deckgebirges, das in blockartiger Überschiebung auf die penninische Masse aufgeschoben ist. Man erinnere sich an TERMIER's eindruckvolles Bild des «traîneau écraseur», womit er die ostalpinen Deckenmassen vergleicht.

Gleich bedeutende Fernüberschiebungen sollen auch von der Böhmisches Masse aus auf die saxo-thüringische Zone hinauf erfolgt sein. Diese mächtigen, ortsfremden Deckschollen bestehen, wenn auch über den Ort ihrer Herkunft die Ansichten auseinander gehen.

Die orogenen Phasen, kräftige Gebirgsbildung in der mittleren Kreide, gefolgt von einer weitem im Alttertiär, entsprechen der bretonischen und sudetischen Phase der alten Massive des mitteleuropäischen Rückens.

Sowohl in den alten Massiven als in den Ostalpen sind die Faltungen von starken Granitintrusionen begleitet. (12, 13.)

Der Südstamm. Südlich vom Nordstamm der Alpen liegen, teils durch Zwischengebirge, teils auch nur durch eine «Narbe» davon getrennt, die südbewegten Dinariden, charakterisiert durch eine Tiefsefazies. Sie entsprechen dem alpinen Südstamm.

Analog hierzu liegt südlich von dem «Mitteleuropäischen Rücken» die hercynische Mittelmeergeosynklinale, welche KOSSMAT als «paläodinarische» Zone bezeichnet. Sie entspricht dem hercynischen Südstamm.

Diese Zone ist später zum grösseren Teil in die alpine Gebirgsbildung einbezogen worden, so dass im Osten nur in dem Gebiete der Ostalpen in der «Alpinen Grauwackenzone» und im «Grazer Paläozoikum» spärliche Fragmente erhalten blieben.

Eine etwas vollständigere Einsicht in den Bau des hercynischen Südstammes gewährt im Westen die Montagne Noire auf der Südseite des französischen Zentralplateau. Hier liegen auf kristalliner Unterlage ein sehr vollständiges Kambrium, ein ebenso vollständiges Silur, dieses mit faunistischen Anklängen an die Böhmisches Silurmulde, ein vollständiges Devon und Unterkarbon.

Die Faltung gehört der sudetischen Phase an und zeigt Überschiebungen nach Süden hin. Diskordant sind aufgelagert Stéphanien und vollständiges Rotliegendes (9).

Zusammenfassend kann man sagen:

Das Muldentiefste des Nordstammes liegt im Gebiet der saxo-thüringischen Zone, die der penninischen Zone entspricht. Diese ist ja auch die eigentliche Alpengeosynklinale. Helvetiden und Ostalpen sind Schelfgebiete. Ihnen entsprechen die Rheno-hercynische Zone und der Mitteleuropäische Rücken.

Den Dinariden entsprechen die hercynischen Paläodinariden. Beide haben die Kennzeichen eines Südstammes.

Wollte man die von KOBER geschaffene allgemeine Nomenklatur weiter durchführen, so wäre die rheno-hercynische Zone als Externiden zu bezeichnen. Die saxo-thüringische Zone entspricht den Metamorphiden, der Mitteleuropäische Rücken den Interniden. Auch die Zentraliden sind vorhanden, nur ist ihre Stellung noch nicht eindeutig. Stammen die Deckschollen und Klippen auf der saxo-thüringischen Zone aus der Böhmischem Masse, so wären hier auch die Zentraliden zu suchen. Nach anderer Auffassung gehören die Zentraliden ebenfalls zur saxo-thüringischen Zone.

Der Südstamm ist zu fragmentarisch erhalten, um die einzelnen Zonen ausscheiden zu können.

Das Wandern der Falten und die Vorsenken (Saumtiefen). (45).

Es ergibt sich aus dem Vorhergehenden, dass die Faltung im Trogtiefsten, wo die mächtigste Sedimentationsfolge angehäuft ist, beginnt und dass sie auf das Vorland zuwandert.

So sehen wir in dem Muldentiefsten der rheno-hercynischen Zone sich vom untersten Devon ab die Sedimente häufen, während das Meer erst mit dem Oberdevon auf das Vorland übergreift. An der Wende Oberkarbon — Unterkarbon bildet sich eine axiale Erhebung in dem Troge aus, wobei das Wasser auf das Vorland hin gedrängt wird. Die axiale Erhebung unterliegt der Abtragung und liefert klastisches Material für die Kulmbildung, die in einer Senke am Rande der Erhebung vor sich geht. Die Gesteinsbeschaffenheit der Kulmformation deutet darauf hin, dass die Ablagerung in einer seichten Meeressenke vor sich ging. Die grosse Mächtigkeit des ufernahen Materials zeigt, dass der Meeresboden sich in dem Maße senkte, wie sich die Sedimente häuften. Zugleich dehnte sich das Meer weiter über das Vorland aus. Das sind Merkmale einer sinkenden Schelfzone.

Nachdem auf diese Weise in der Kulmmulde eine mächtige Sedimentfolge zur Ablagerung gekommen ist, setzt eine zweite Phase der Gebirgsbildung, die sudetische, ein. Ein neuer Strei-

fen der Geosynklinale wird in das Faltungsgebiet hinein bezogen.

Die neue Aufwölbung wird jetzt der Abtragung zugänglich, der gleiche Zyklus wiederholt sich. Das Vorland wird mit Abtragungstoffen bedeckt und sinkt in dem gleichen Maße ein wie sich die Stoffe häufen. Wieder werden ganz bedeutende Mächtigkeiten klastischen Materials in einer Saumtiefe oder Vorsenke angehäuft, die diesmal aber nur kurze periodische Verbindungen mit dem offenen Meere hat, sonst aber den Charakter einer sehr flachen Binnensee hat, die zeitweilig trocken liegt, so dass die Vegetation davon Besitz ergreift, welche das Material zu den in den klastischen Ablagerungen in vielfacher Wiederholung eingeschalteten Kohlen liefert.

Die Saumtiefe wird ihrerseits von einer neuen Faltungsphase, der asturischen, erfasst und bildet als Festland den subhercynischen Kohlengürtel mit paralischer Fazies.

Auch im Innern der durch die sudetische Teilphase geschaffenen Faltenzonen kommt es, aber erst im obern Oberkarbon, zur Bildung solcher Senken, die wegen ihrer Lage als Innensenken oder als intramontane Senken bezeichnet werden. Sie waren nie dem Meere zugänglich und enthalten ausschliesslich Sedimente mit Binnenseefazies, mit Einschaltung von Kohlenflözen. Man spricht in diesem Falle von einer limnischen Kohlenfazies. Dahin gehören u. a. die Kohlenbecken der Saar, der Vogesen, des Zentralplateau. Sie wurden von einer letzten Teilphase der hercynischen Gebirgsbildung, der saalischen, ergriffen.

In diesen jüngern Phasen ergreift die orogene Bewegung den bereits verfestigten Unterbau nicht mehr, sondern nur das jüngere Deckgebirge, das einer kräftigen Überschiebungstektonik unterliegt.

Wir haben also deutlich das Bild vom Anbau immer jüngerer Faltenstreifen nach dem Vorlande hin, gleichsam ein Wandern der Faltung auf das Vorland zu, oder allgemeiner ein Anbau der Falten an die früher verfestigten Zonen. Diese jüngern Faltungsphasen werden durch die Bildung von jungen Senken am Rande der bereits versteiften Zonen eingeleitet.

Für die Erklärung der Entstehung dieser Senken ist ihre geologische Position wichtig, worauf A. BORN und H. STILLE hingewiesen haben.

Der Kohlengürtel am Nordrande der Hercyniden im Gebiete der subhercynischen Vortiefe liegt zwischen der stabilen Region des kaledonisch versteiften Vorlandes im Norden und

der mobileren Zone im Süden, die in der sudetischen Phase der Faltung unterlag.

Das limnische Kohlengebiet der Saar, ein Teil der Saar-Saalesenke, liegt an der Grenze der starreren kristallinen Spessartschwelle und des Südrandes der sedimentären rhenohercynischen Zone. Die geologische Position der limnischen Kohlenbecken in den Vogesen und im Zentralplateau ist die gleiche, nämlich an der Grenze grösserer Gebiete mit sehr verschiedener Mobilität.

Diese Grenzgebiete, wo relativ bewegliche Zonen an breiten erstarren unvermittelt aneinander stossen, scheinen für eine gesteigerte Senkung sehr geeignet zu sein. Dieses Einsinken erlaubt seinerseits gesteigerte Anhäufung von Sedimenten, die durch das stete Nachsinken in tiefere Erdzonen gelangen und dadurch für den Faltungsprozess geeigneter werden, da Faltung nur in mächtigen Sedimentfolgen vor sich geht, die in tiefe Lage gelangen und dadurch plastisch und für die Faltung reif werden. (45).



Die Ardennen. (13, 17, 18)

Im geologischen Sinne begreifen die Ardennen den Teil des Schelfgebietes der rheno-hercynischen Zone, der aus dem südlichen England durch Nordfrankreich und Belgien bis zur Quersenke der Westeifel zieht.

Im Norden gibt das kaledonisch versteifte Vorland des Brabanter Massives eine sichere Grenze. Im Westen und Süden greifen jüngere Schichten weit über das alte Gebirge über, aber die alten Baulinien schimmern durch in den jüngern posthunen Faltenzüge des Weald, in der Aufwölbung des Boulonnais und in den Faltenlinien des Pariser Beckens und der Luxemburger Senke. Im Osten trennt die bereits vortriadisch angelegte Quersenke der Westeifel die Ardennen vom Rheinischen Schiefergebirge. Im Süden ist die Grenze unter der jüngern Bedeckung des Pariser Beckens unscharf, wird aber nach Osten hin durch die Hessische Senke angedeutet, die durch die Wittlicher Mulde des Rotliegenden bis in die Gegend von Trier nachzuweisen ist. Die Südgrenze der Ardennen zieht im Luxemburger Land etwa durch den mittleren Teil des Gutlandes. Die bei Sierck auftretenden Quarzite gehören bereits dem südlichen Grenzstreifen des Hunsrückes und folglich dem Innern der rheno-hercynischen Zone an.

Die tektonische Anlage der Ardennen wird in ihren Leitlinien bedingt durch das nach Süden ausgebauchte Vorland des Brabanter Massives, an welches sich die hercynischen Faltenzüge in bogenförmiger Linie anlegen. Im westlichen Nordfrankreich ist die allgemeine Streichrichtung WNW—ESE, im zentralen Teil von Belgien W—E, im Osten SW—NE. Wo im Osten, in der Niederrheinischen Bucht, das Vorland nach Norden ausweicht, drängen auch die Falten nach, um erst wieder im Sauerland, nördlich des Siegländer Blockes, in die W—E Richtung einzulenken. Dieses bogenförmige Streichen wird im ganzen hercynischen System in West- und Mitteleuropa beobachtet und wiederholt sich auch in den jüngern Faltungen dieses Gebietes. So zeigen dementsprechend alle grösseren tektonischen Linien des Luxemburger Landes in den mesozoischen Schichten posthum NE- bis NNE-Streichen.

An das Brabanter Massiv legen sich eine Reihe tektonischer Gürtel an, die in ihrem Längsverlauf isopischen Zonen entsprechen, während senkrecht zum Streichen oft bereits auf kurze Entfernungen Faziesverschiedenheiten auftreten. Nach

der klassischen Auffassung werden sie als Sättel und Mulden erster Ordnung, Synklinorien und Antiklinorien, bezeichnet, obwohl diese Bezeichnungen nicht immer den neuern tektonischen Erkenntnissen entsprechen. (Vgl. Fig. 7.)

Es sind dies von Süden nach Norden:

1) Die Antiklinale von Givonne. Sie beginnt mit dem kambrischen Massiv von Givonne, das als schmaler Streifen unter den mesozoischen Schichten des Nordrandes des Pariser Beckens hervortritt und zugleich Kulminationspunkt des Sattels ist. Die Antiklinale sinkt nach Osten rasch unter und besteht in ihrem weiteren Verlauf nur aus Unterdevon. Sie streicht durch den Südrand des Öslings und verschwindet unter den mesozoischen Schichten der Eifeler Quersenke. Nach H. QUIRING (42) taucht sie bei Manderscheid i. d. Eifel wieder auf, um nach Osten als Siegener Hauptsattel fortzusetzen.

2) Das Eifelsynklinorium. Im Maastal ist die Eifelmulde eng zusammengepresst und von verwickeltem Bau. Nach Osten findet Ausweitung der Mulde und Einsinken der Achse statt, so dass jüngeres Devon erhalten blieb. In Belgien und Luxemburg umfasst sie das vollständige Unterdevon, in der Eifel dazu Mitteldevon und die tiefsten Schichten des Oberdevons. Unser Ösling gehört mit Ausnahme seines Südrandes ganz dem Eifelsynklinorium an.

3) Die Sattelzone der Ardennen. Sie wird durch das Auftauchen dreier kambrischer Massive, Rocroi, Serpont, Stavelot (oder Hohes Venn) angedeutet, die durch Quersenzen getrennt sind. Sie besteht nicht aus einem durchgehenden Sattelzug, sondern aus einer Reihe sich ablösender Falten mit den drei erwähnten Kulminationspunkten. Sie umfasst Kambrium und unteres Devon.

4) Das Synklinorium von Dinant. Diese Zone umfasst das ganze Devon, das Unterkarbon und einige kleine Vorkommen von produktivem Karbon.

Östlich des Ourthetales hebt sich die Achse und die Mulde wird von dem Massiv von Stavelot abgelöst. Eine Nebenmulde entwickelt sich zu einem neuen Synklinorium, das nach Osten rasch absinkt und zum Kohlenbecken von Eschweiler wird.

Die nördliche Grenze des Synklinoriums von Dinant wird auf eine Strecke hin von dem Silurgürtel des Condroz begrenzt, der früher als ein selbständiger Stattel «la crête du Condroz» aufgefasst wurde. Das Silur bildet jedoch nur einen ortsfremden Überschiebungstreifen, der auf den Südrand der nördlicheren Einheit, das Synklinorium von Namür, aufgeschoben ist.

5) Das Synklinorium von Namür. Die Südgrenze wird durch die grossartige Überschiebung gebildet, die vom Boulonnais durch Nordfrankreich und Belgien bis an den Rhein auf eine Länge von über 400 km verfolgt werden kann und die als *faille du midi*, *faille eifélienne* oder *faille du Condroz* bezeichnet wird.

Längs dieser Überschiebung ist das Synklinorium von Dinant auf das Synklinorium von Namür heraufgeschoben. Der Betrag der Überschiebung wird auf minimal 45 km veranschlagt. Der grosse und unvermittelte Unterschied in der Fazies erklärt sich so ungezwungen. Während südlich der *faille du Condroz* das Unterdevon mächtig entwickelt ist, fehlt es in der Mulde von Namür. Auf dem Silur liegt mittleres und oberes Devon, Unterkarbon (Kohlenkalk) und unteres sowie mittleres Oberkarbon. In diesem Zuge liegen die Kohlenbecken von Nordfrankreich, des Hennegau, der untern Sambre, von Lüttich und von Aachen. (Vgl. Fig. 8.)

Diese klassischen Ansichten über den Bau der Ardennen sind heute Gegenstand lebhafter Kontroverse. Sie sind besonders von F. KAISIN angefochten worden. (27).

Ein Blick auf ein Querprofil durch die Ardennen zeigt den Gegensatz zwischen dem tektonischen Bau im Norden und im Süden. Das verwickelt gebaute Kohlengebiet im Norden ist durch flache, gewellte Überschiebungsflächen (listrische Flächen) in eine Anzahl flacher Pakete zerteilt und längs der «Überschiebung des Condroz» (*faille eifélienne*) weithin von dem Synklinorium von Dinant überdeckt.

Wenn, wie P. FOURMARIER mit guten Gründen aus der Faziesverschiedenheit dargetan hat, die Überschiebung ein Ausmass von 45 km hat, mit sehr flachem Einfallen, und die Überschiebungsfläche flache Wellen zeigt, die auch an der Oberfläche durch flache Wellung der Schichten angedeutet sind, so knüpfen sich hieran wichtige praktische Fragen, wie weit der Kohlengürtel unter der Überschiebungsdecke nach Süden hin fortsetzt und ob er sich weit unter dieser Decke in praktisch erreichbarer Tiefe befindet.

Südlich des Synklinoriums von Dinant scheint ruhiger Faltenbau ohne grössere Überschiebungstektonik zu herrschen.

Es ist klar, dass, wenn Schichtpakete von Silur und Devon, die ihr Wurzelgebiet im Süden des Kohlengürtels haben, um 40 bis 50 km nach Norden vorgeschoben werden, solche Bewegungen sich weit nach Süden auswirken und dass die verfrachteten Massen auch auf die Tektonik der Schichten, über welche sie hinweggleiten, Einfluss haben.

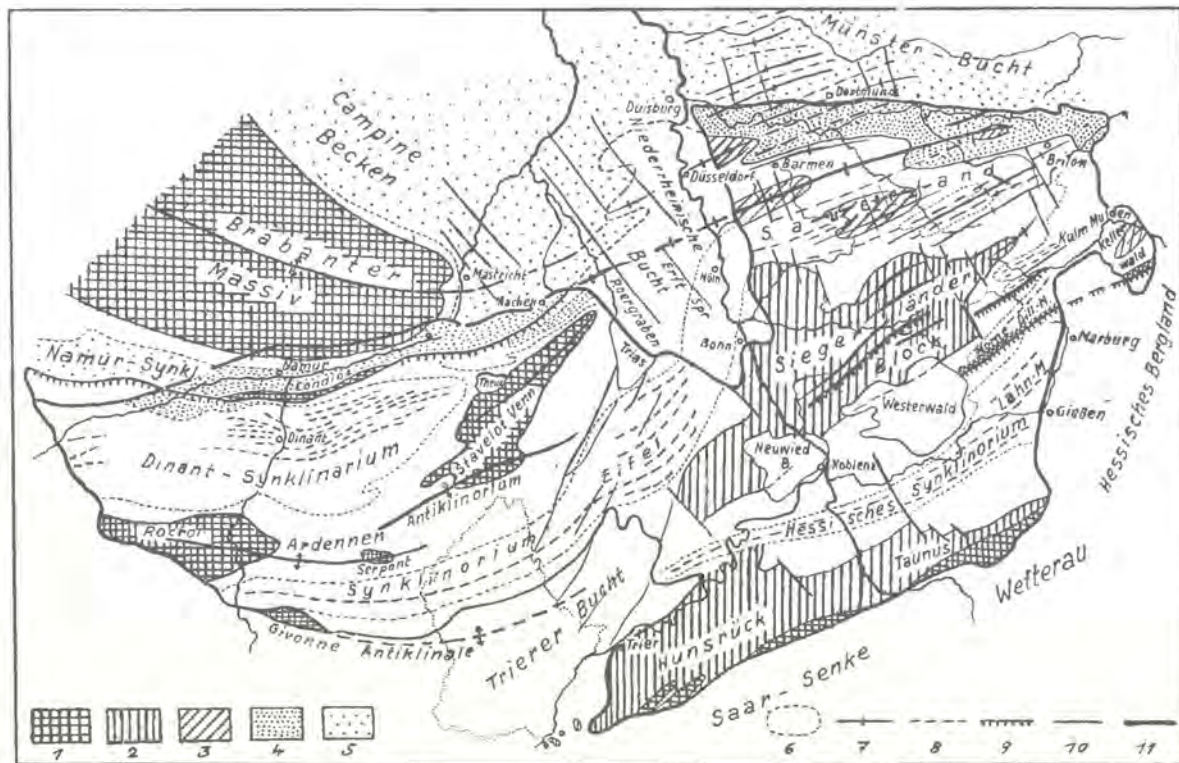


Fig. 7. -- Tektonische Gliederung des Rheinischen Schiefergebirges u. der Ardennen.

1. = Vordevonische Hochgebiete; 2. = Frühdevonische Hochgebiete; 3. = Sättel; 4. = Oberkarbon an der Oberfläche; 5. = Oberkarbon im Untergrund; 6. = Synklinen; 7. = Antiklinalachsen; 8. = Synklinalachsen; 9. = Überschiebungen; 10. Querbrüche (schematisch); 11. = Heutige Umrandung der Massive.

Nach S. v. BUBNOFF (13).

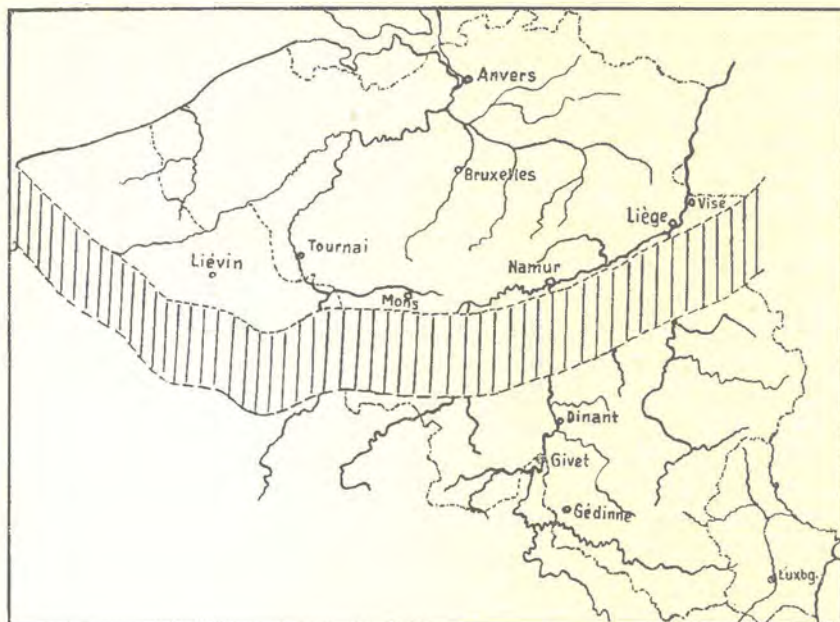


Fig. 8. Kartenskizze zur Veranschaulichung des Betrages, um welchen der südliche Teil der Ardennen an der faille eifélienne auf den nördlichen Teil hinaufgeschoben ist.

Das senkrecht gestrichelte Band gibt die Zone an, welche durch die Überschiebung verdeckt wurde. Nach P. FOURMARLIER. (18).

Infolge dieser Überschiebung ist die Mulde von Namür, welche den Kohlenzug südlich des Brabanter Massives begreift, nur zum geringern Teil sichtbar; der Hauptteil der Mulde ist unter der von Süden herangeschobenen Überschiebungsmasse verborgen. Daher ist auch der tektonische Stil der Mulde von Namür besonders gekennzeichnet durch ein Aufeinanderhäuften von tektonischen Schuppen, welche durch flach einfallende Überschiebungsflächen getrennt sind.

Da Überschiebungen gleichen Stiles und gleicher Richtung sich auch weiter südlich wiederholen, wenn auch mit geringerem Betrage (faille d'Aiglemont, faille de Herbeumont, die Überschiebungen unser Öslings), kann man sagen, dass die südlichen Ardennen von einer überschiebenden Bewegung erfasst, auf das versteifte kaledonische Massiv von Brabant hinaufgetragen wurden

Wie weit das Kohlengebiet unter dieser Bedeckung nach Süden reicht, ist noch nicht einwandfrei festgestellt. Jedenfalls geht aus tektonischen Beobachtungen und Überlegungen hervor, dass dasselbe nicht mehr unter der Eifelmulde, daher auch nicht mehr in unserm Ösling, gesucht werden kann.

Weiter wird für einige Vorkommen von Oberkarbon in der Mulde von Dinant, die bisher als normal eingefaltete Nebmulden angesprochen wurden, die Hypothese aufgestellt, dass es sich hier um tektonische «Fenster» handelt, dass es sich nicht um normale Mulden, sondern um durchstossende Aufbrüche des Kohlegürtels der Mulde von Namür handele, die unter der Mulde von Dinant durchgehe. Mit andern Worten, dass die Mulde von Dinant als eine grosse Deckscholle auf dem sich weit nach Süden hin ausdehnenden Kohlegürtel schwimme. (9). Es wäre also die ganze Mulde von Dinant eine von Süden her verfrachtete Masse.

Aber auch die kambrischen Massive von Rocroi und von Stavelot, welche als Kulminationspunkte der Ardennen gelten, sind ins Wandern gekommen.

Das grösste der Massive, das von Stavelot, dürfte nach Norden geschoben sein, wie aus den Untersuchungen von P. FOURMARIER über das «Fenster von Theux» geschlussfolgert werden muss. (18).

Das «Fenster von Theux» befindet sich südöstlich vom Kohlenbecken von Lüttich, zwischen Pepinster und Spa, also im zentralen Teil des Massives von Stavelot. Das Hauptkohlenbecken taucht südlich von Lüttich unter die faille eifélienne hinunter. Aber das produktive Karbon taucht dann wieder auf als tektonisches Fenster, umrahmt von einer Überschiebungsmasse von Unterkarbon und Devon, über welche eine zweite grössere Überschiebungsmasse von Kambrium mit diskordant aufgelagertem Devon folgt. Da beide Decken hier antiklinal verbogen sind, waren sie starker Erosion ausgesetzt und wurden abgetragen, so dass der Untergrund, hier Karbon, wieder sichtbar wurde. (Vgl. Fig. 32.)

Das «Fenster von Theux» beweist, dass die Überschiebungsfläche der faille eifélienne weitfältig verbogen ist und dass auch das Massiv von Stavelot auf dieser Überschiebungsfläche ganz oder teilweise nach Norden wanderte, oder dass das Massiv von Stavelot ganz oder teilweise ortsfremd ist, da unter dem Kambrium bei Theux produktives Karbon liegt.

A. RENIER hat ferner darauf hingewiesen, dass auch das Massiv von Rocroi wahrscheinlich wurzellos ist, so dass schliesslich die Massive, welche als die Achse der Ardennen-aufwölbung galten, von Süden herangeschobene Massen wären.

Es würde sich also nach dieser Auffassung um ein grosses Überschiebungspaket oder gar um mehrere Decken handeln, die ihr Wurzelgebiet im Süden unter den jüngern Formationen des Pariser Beckens hätten.

Auch die Struktur der Eifelmulde ist durch Überschiebungen kompliziert. Nach den neuesten Untersuchungen von E. ASSELBERGHS (5) und P. MACAR (38) ist im Maastal bei Charleville auf die eigentliche Eifelmulde eine ursprünglich weiter südlich liegende Mulde heraufgeschoben worden. Auf diese Weise besteht die scheinbar einheitliche Eifelmulde im Westen, wo sie stark zusammengepresst erscheint, aus zwei Teilen, aus dem nördlichen und zentralen Teil der eigentlichen Eifelmulde und aus dem Südflügel einer andern, jetzt unter dem Mesozoikum verborgenen Mulde, welche auf den eigentlichen Südflügel der Eifelmulde heraufgeschoben ist, der auf diese Weise verdeckt wird.

Diese Überschiebung wird als «faille d'Aiglemont» bezeichnet. Die Überschiebungsfäche selbst liegt flach und ist leicht gewellt. Ihr Streichen ist WNW—ESE. Die Bewegungsrichtung ging von Süd nach Nord. Das Ausmaß der Bewegung ist minimal 10 km, wie aus dem Vergleich der verschiedenen durch die Überschiebung in Kontakt miteinander gebrachten Fazies hervorgeht.

Weiter nach Osten besteht eine ähnliche Störung, die «faille de Herbeumont», die nach E. ASSELBERGHS (5) Auffassung die Nordflanke der Antiklinale von Givonne auf die Synklinale der Eifel heraufbringt. Demgemäss hätte auch die kambrische Masse von Givonne keine Fortsetzung nach der Tiefe hin. (Vgl. Fig. 13.)

Auch bei Radelange und bei Martelange an der obern Sauer hat E. ASSELBERGHS zwei Störungen festgestellt, die er als Fortsetzung der Störung von Herbeumont auffassen möchte.

Trotz geringerer Ausmasse zeigen die faille d'Aiglemont und die faille de Herbeumont den gleichen Baustil wie die faille eifélienne. Das Gleiche gilt von den Überschiebungen im Ösling. (35).

Nach P. FOURMARIER wäre das Alter der Überschiebungen am Südrande der Eifelmulde sudetisch, demnach vom gleichen Alter wie die Gebirgsbewegungen in den Gebieten südlich der Ardennen: Armorikanische Halbinsel, Saargebiet, Vogesen. Die faille eifélienne aber gehört der nächst jüngeren Phase an. (18).

Alter der Faltung der Ardennen.

Es ist nicht in unserm Ösling, sondern in benachbarten Gebieten mit jüngerer, möglichst ununterbrochener Sedimentation, wo das Alter der Faltung der Ardennen genauer festgestellt werden kann.

Auch in den Ardennen lässt sich ein «Wandern» der Faltung von Süden nach Norden feststellen und zwischen den orogenen Phasen sind epirogene Bewegungen eingeschaltet.

Im Saargebiet liegen die «Saarbrückener Schichten» diskordant auf Devon. Die Faltung des Devon setzte also vor der Ablagerung der «Saarbrückener Schichten» ein und ist spätestens *sudetisch*. In dieser Phase bildete sich eine Gebirgserhebung im Saar-Nahegebiet, in Lothringen, im südlichen Luxemburg und in den südlichen Ardennen. Mangels entsprechender jüngerer Bedeckung lässt sich diese Phase in den südlichen Ardennen nur indirekt nachweisen.

Die Hauptfaltung der Ardennen erfolgte in der *asturischen* Phase. In den Mulden von Dinant und von Namür sind Devon, Unterkarbon sowie die ganze Westphalstufe, ohne Winkeldiskordanz dazwischen, gefaltet. Die Faltung ergriff die ganze Randzone des hercynischen Bogens in den Ardennen und im Rheinischen Schiefergebirge. Sicher können wir indes nur beweisen, dass die Faltung jünger ist als die obere Westphalstufe (Saarbrückner Schichten) und älter als der Zechstein.

Dass aber in der Randzone des hercynischen Bogens das Stephanien fehlt, kann durch eine Heraushebung der Randzone durch die vorangegangene Gebirgsbildung erklärt werden, was also für *asturische* Faltung spricht.

P. FOURMARIER (18) zeigt darauf hin, dass der *asturischen* Faltung jedenfalls im westlichen Teile des hercynischen Saumgebietes eine andere Faltungsphase voranging, wie dies durch das Konglomerat von Roucourt bewiesen wird. Im Kohlenbezirk von Anchine (Nordfrankreich) findet man nämlich im obern Westphalien in den Flözen Geschiebe von Silur, Devon, Dinantien sowie auch Kohlenstücke, kantengerundet und bis zu drei Tonnen Gewicht. Diese Geschiebe können nur von einem Gebirge herrühren, das unmittelbar im Süden der sich bildenden Flöze lag und im mittleren Westphalien aufgefaltet wurde. P. FOURMARIER möchte sogar hierhin die ersten Bewegungsanzeichen der sich nordwärts bewegenden Decke der grossen Eifelüberschiebung (*faille eifélienne* oder *faille du Condroz*) stellen.

Die eigentliche grosse Eifelüberschiebung ist jedoch jünger als die *asturische* Faltung, da ihre Abscherungsfläche die bereits gebildeten Falten durchschneidet. Nach Beendigung des eigentlichen Bewegungsvorgangs von Süden nach Norden setzte eine schwächere Faltung ein, denn die Überschiebungsfläche selbst ist sowohl längs- als auch quergewellt. Es ist eine schwächere posthume Faltung, die sich den *astu-*

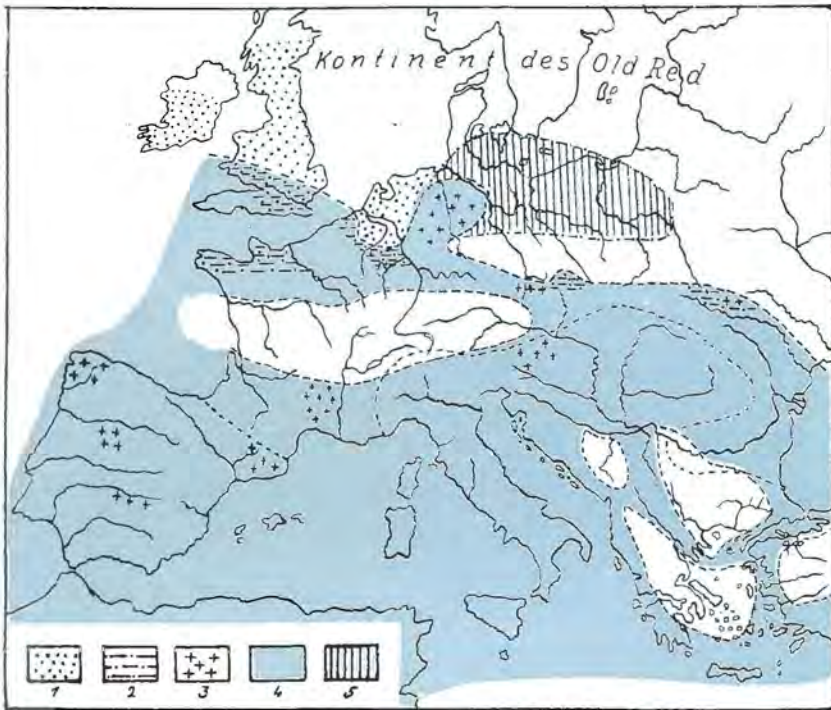


Fig. 10. Paläogeographische Skizze des Unterdevon.

1. Terrigene Bildungen (Old Red). 2. Sandig-tonige Fazies. 3. Kalkige Fazies. 4. Meeresbedeckung im allgemeinen. 5. Transgression im obren Unterdevon.

Die paläogeographischen Skizzen sind, wenn nicht anders vermerkt, entworfen nach den Kärtchen von S. v. BUBNOFF (13), E. HAUG (24), A. DE LAPPARENT (30); der südöstliche Teil der Skizzen nach einer eigenen unveröffentlichten Studie.

Im allgemeinen bedeutet die blaue Farbe Meeresbedeckung, weiss mit gestrichelter Umrandung Landmassen.

Die Verteilung von Land und Meer in Westeuropa in Devon.

Unterdevon. Durch die kaledonische Gebirgsbildung war eine grosse Landmasse gebildet worden, die von England bis nach Böhmen reichte und welche dem vorliegenden alten Kern von Nordeuropa angefügt wurde. Die Mitteleuropäische Senke war dabei teilweise trocken gelegt worden, nur auf der Armorikanischen Halbinsel und in der Böhmischn Devonmulde ist ununterbrochener Übergang ohne Diskordanz zwischen Silur und Devon. (Siehe auch Fig. 1.) Aber nur der nördliche Teil der neu gebildeten Landmasse verblieb Festland und bildete den «Kontinent des Old Red» mit der Fazies des «Roten Sandsteines». Der südliche Teil wurde bald wieder vom Meere bedeckt, in welchem es zur Ablagerung der Schichten des Unterdevon kam. Diese Ost-West gerichtete Senke zieht durch die südlichen Ardennen, den Hunsrück, das Rheinische Schiefergebirge, den Harz nach der Böhmischn (Prager) Mulde hin. Sie ist im allge-

meinen flach, nur im Osten (Harz, Prager Mulde) herrscht eine tiefere Fazies (Kalkfazies). Im höhern Unterdevon vertieft sich die Senke und das Meer greift von Süden nach Norden auf das Festland hinüber. Aber erst im obern Mitteldevon überwältigt es das Brabanter Massiv. Nur im Osten scheint eine Verbindung mit dem offenen Ozean des südlichen Europa bestanden zu haben.

Südlich der Senke zieht sich der «Mitteleuropäische Rücken» hin, der das Gebiet vom französischen Zentralplateau bis zur Böhmischem Masse umfasst und welcher die Mitteleuropäische Senke von der Mittelmeersenkung trennt. Diese hat Tiefseecharakter und reicht von Spanien bis zum Kaukasus. Nur im Balkan und in Kleinasien sind alte Zwischenmassive eingestreut. (13, 24).

rischen Falten sowohl in der Längs- als in der Querrichtung anpasst.

Die Überschiebung wie auch die schwächere Faltung der Überschiebungsfäche dürften der saalischen Phase angehören.

Entgegen dieser sozusagen klassischen Auffassung vertritt F. KAISIN (27) die Ansicht, dass die Hauptphase der Faltung der Ardennen eben in der Verfrachtung der Decken bestand, die von Süden nach Norden auf mehr oder weniger ebener Fläche bewegt wurden. Hierbei wurden infolge des Überfahrens durch diese mächtigen Schubmassen die überfahrene Unterlage, so weit sie plastisch war, zu Falten zerknittert oder in kleinern Paketen mitgeschleppt.

Die intensive Durchbewegung und Faltung wäre mithin nur die Folge des Überfahrens durch die Schubmassen.

Stratigraphie und Aufbau des Oeslings mit Ausblicken auf die benachbarten Gebiete.

Einige Bemerkungen über die vordevonischen Ablagerungen in den Ardennen.

(13, 18, 34).

Die tiefsten, sicher bestimmbareren Schichten in den Ardennen gehören dem Kambrium an. Über das Präkambrium oder über einen vergneisten Unterbau in den Ardennen fehlt jede Angabe. Ein vergneister Tiefbau ist nur aus der südlicher gelegenen saxo-thüringischen Zone bekannt. Die am Ostrande des Pariser Beckens erbohrten kristallinen Schiefer gehören ebenfalls in diese Zone.

Das Kambrium hat die Fazies einer neritischen Schelfbildung. Es ist am vollständigsten im Massiv von Stavelot. Auch im Brabanter Massiv kennt man das Kambrium, doch in etwas abweichender Fazies. *)

Die isopischen Zonen streichen von NE nach SW, parallel der Faltung. Die Ausbildung schliesst eng an diejenige von Wales an, so dass man einen einheitlichen Sedimentationsraum annehmen darf.

Das Silur ist vollständiger entwickelt, fossilreich und hat mehr pelagischen Charakter, besonders das Obersilur. Es schliesst sich in der Entwicklung eng an das englische Silur an. Vermittelnde Punkte zwischen den Silurvorkommen in den Ardennen und in England bilden der Aufbruch von Untersilur im Boulonnais umgeben von jurassischen Ablagerungen und

*) Vgl. Tabellen zur Stratigraphie: Kambrium, Silur.

das in Bohrlöchern im nordfranzösischen Kohlengebiet ange-troffene Silur.

Das Silur setzt nach Süden in die saxo-thüringische Zone fort. In den Ardennen liegt Silur stets konkordant mit dem Kambrium. Im Armorikanischen Massiv jedoch besteht Diskordanz und eine Lücke und das Silur beginnt mit einer neuen Trans-gression.

Im Massiv von Brabant und im Silurstreifen des Condroz ist die Silursuite vollständig, doch besteht ein erkennbarer Faziesunterschied zwischen beiden Gebieten, der wohl dadurch erklärlich ist, dass das Silur des Condroz weiter aus dem Süden her nach dem Condroz verfrachtet wurde.

Nach der üblichen Auffassung fehlt das Silur in den Massiven der Ardennen Antiklinale, doch stellt E. MAILLIEUX das Salmien (gewöhnlich als oberes Cambrium betrachtet) ins Silur. *)

Das Fehlen des weitem Silur in diesen Massiven dürfte auf Erosion nach der Kaledonischen Auffaltung zurückzuführen sein. Anzeichen einer Heraushebung während der Silurformation sind nicht bekannt.

Die Ablagerungen des Kambriums und des Silurs gehören einer Meereszone mit Senkungstendenz an. Im Kambrium und Untersilur ist es die Fazies einer Flachsee, im Obersilur tritt mehr der bathyale Charakter hervor. Der Charakter einer Geosynklinale tritt auch besonders im Obersilur hervor. Ihre Erstreckung ist West-Ost gerichtet. Sie bedeckt auch unser Land und reicht weiter nach Süden als das Kambrium. Silur fehlt im Zentralplateau, doch dürfte das Silurmeer sich bis in die Vogesen erstreckt haben. Denn in den Vogesen ist die petro-graphische Ähnlichkeit der «Steiger Schiefer» mit den unter-silurischen Phycodenschiefern der saxo-thüringischen Zone bemerkenswert. Auch Analogien mit der Südzone des Taunus sind vorhanden. Ferner kommen im untern Buntsandstein der Vogesen Silurgerölle mit Graptolithen vor.

Die Faltung setzt am Schlusse des Silur ein. Die Schichten über dem Silur beginnen in den Ardennen stets mit einem deutlichen Basalkonglomerat und sind durch eine Winkeldiskordanz vom Silur oder vom Kambrium getrennt.

Nach Süden klingt die Faltung aus, denn in Böhmen, in den Karnischen Alpen, im Armorikanischen Massiv besteht Konkordanz und allmählicher Übergang zwischen Devon und Silur.

*) E. MAILLIEUX, Terrains, roches et fossiles de la Belgique. Bruxelles, 1933.

Der Hunsrück in seinen Beziehungen zum Unterbau des Gutlandes.

Nur durch den Vergleich mit dem benachbarten Hunsrück kann der Untergrund des Gutlandes in seinen Grundzügen erkannt werden. (Vgl. Fig. 20 u. 32.)

Die Stratigraphie (46) ist in ihren Hauptlinien folgende:

Zu unterst mutmaßliches *Kambrium*, das stärker metamorph ist als in den Ardennen. Es besteht aus sogenannten «vordevonischen Phylliten» mit untergeordneten Quarziten und eingeschalteten Keratophyren, die sich aus dem südlichen Hunsrück bis in den Südrand des Taunus hinziehen. Dazu kommt noch Serizitgneis ohne dunkle Bestandteile.

Dieses «Vordevon» zeigt Spuren kaledonischer Faltung und dürfte mit dem südlicher gelegenen Spessartkern in Verbindung zu bringen sein. Auch ein Vergleich mit dem stark metamorphen «Weiler Schiefer» der Vogesen liegt nahe.

Die «vordevonischen» Phyllite bilden im südöstlichen Hunsrück eine schmale Zone zwischen Störungen, begrenzt im Norden durch die tiefsten Unterdevonschichten, im Süden durch das Rotliegende der Saar-Nahemulde. Im südwestlichen Hunsrück taucht die Zone unter. Ihr Verlauf wird aber durch den «Sattel von Sierck» angedeutet.

Durch Diskordanz und Störungen getrennt folgt höher das *Devon*. Es sind folgende Abteilungen im Hunsrück vertreten.

1. Tieferes Unterdevon. Bunte Schiefer der *Gedinnestufe*. Diese Stufe besteht aus rotvioletten, roten und grünlichen Schiefen, die oft in Phyllit übergehen, aus in Grünschiefer umgewandelten Diabasen, aus körnigen Phylliten, die aus umgewandelten Tuffen hervorgegangen sind und aus eigenartigem Kalkaugenphyllit, wohl umgewandelter Kalkknollenschiefer.

Die Gedinnestufe reicht aus dem Taunus bis an den Oberlauf der Ruwer. Nach Westen wird sie vom Rotliegenden eingedeckt.

Lokal kommen im tiefern Unterdevon vor die hauptsächlich aus Sandsteinen bestehenden *Hermeskeiler Schichten*.

2. Mittleres Unterdevon. Quarzite der *Taunusstufe*. Unten lagern mächtige Bänke von hellweissem Quarzit, die durch Eisenverbindungen auf Klüften und Schichtflächen rötlich gefärbt sind. Oben sind es graue Quarzitbänke mit Einlagen von Tonschiefern.

Der Taunusquarzit reicht in zusammenhängender Zone bis Oberleuken (nordöstlich von Sierck) und dann in Klippen

aufgelöst bis über Sierck ins Moseltal. In der Umgebung von Sierck treten 12 solcher oberflächlich von einander getrennter Klippen auf. Die bedeutendsten sind bis 60 m hoch.

Der Hunsrückschiefer kann an die Grenze von mittlerem und oberem Unterdevon gestellt werden. Es sind blaue bis graublaue Tonschiefer z. T. Dachschiefer mit Einlagerungen von Grauwackenbänken.

In einer Zone die von Saarburg nach Nordost streicht und einen 10—12 km breiten Streifen südlich der Mosel bildet, sind dem Schiefer hunderte von Diabaslagergängen eingeschaltet. Auch Diabasdurchbrüche sind vorhanden. Bei Saarburg sind über hundert Diabaskuppen bekannt.

Jüngere Glieder des Devons treten nur im östlichen Hunsrück, im Soonwald und zu beiden Seiten des Rheines auf.

3. Oberes Unterdevon. Die Unterkoblenzstufe besteht aus sandigen Tonschiefern mit Einlagerungen von Grauwacken und vereinzelt Quarzitbänken. Porphyroide sind dem Schiefer eingelagert.

Die Oberkoblenzstufe umfasst unten Tonschiefer, oben Sandsteine und Quarzite.

4. Mitteldevon. Das untere Mitteldevon ist durch sandigglimmerige Schiefer mit Kalklinsen, das obere Mitteldevon durch mächtige Kalke und Dolomite vertreten.

Oberdevon ist nur in einem kleinen Vorkommen erhalten geblieben. Es besteht aus hellgrünen und hellroten Schiefen sowie aus Kieselschiefern und Plattendolomit.

Tektonik des Hunsrücks. a) Tektonischer Stil. Der tektonische Bau zeigt steilen Isoklinalbau und deutliche Querwellung mit Heraushebung im Westen wodurch Hunsrückschiefer herausgearbeitet wurde, im Osten Einsenkung wodurch das Oberdevon hier erhalten blieb.

Die südliche Zone bildet eine grosse Überschiebung, die auch in die Südostecke des Gutlandes hereinreicht.

An der Saar sieht man mächtigen Taunusquarzit auf Hunsrückschiefer hinaufgeschoben, weiter nach Osten ist auch Gedinnien und das «Vordevon» in die Überschiebungsmasse einbezogen worden. Im Osten ruht die Überschiebungsmasse auf Oberdevon. Eine starke Quetschzone zeigt in verschiedenen Aufschlüssen die Überschiebungsfläche an.

Der Stirnrand der aufgeschobenen Masse liegt heute bei Serrig a. d. Saar und zieht in Nordostrichtung weiter bis in den Taunus hinein. Wie weit die Überschiebung früher nach Norden reichte, ist unbekannt. Die devonischen Quarzitklippen von Sierck gehören dieser Überschiebungsmasse an.

b) Entwicklungsphasen des tektonischen Baues. Diskordant über dem «Vordevon» liegt Devon, welches das gesamte Unterdevon und einige Erosionsreste von Mittel- und Oberdevon begreift.

Das Devon wurde gefaltet und durch tangentialen Druck wurde im Süden eine Decke abgeschert und mit dem «Vordevon» über das Devon des Hunsrücks hinaufgeschoben. Decke und Unterlage wurden dann nachträglich nochmals gefaltet. In den Sätteln dieser Faltung war die Decke einer stärkern Erosion ausgesetzt, so dass hier die Unterlage als «Fenster» blossgelegt sein kann. Das Oberdevon ist in beide Phasen (Faltung mit Überschiebung und nachträgliche Faltung der Überschiebungsmasse mit der Unterlage) hineinbezogen. Die erste Phase kann also frühestens unterkarbonisch sein und gehört dann der bretonischen Teilphase der hercynischen Faltung an. Die zweite Phase fand jedenfalls vor Ablagerung des Permo-karbons der Saar-Nahesenke statt und gehört der sudetischen Phase an.

Die Überschiebungsmasse dürfte ihre Wurzel in der westlichen Fortsetzung der «Spessartschwelle» haben, was der HAUG'schen Regel entspricht, dass die Überschiebungsdecken ihre Wurzeln in den Schwellen haben, welche die Geosynklinalen zonar aufteilen.

Im obern Oberkarbon bildet sich dann zwischen dem Südrand des Hunsrücks und der «Spessartschwelle» die intramontane Saar-Nahesenke aus. Darin kommt es zur mächtigen Ablagerung von diskordant dem Devon aufgelagerten obern Oberkarbon (Saarbrückner und Ottweiler Schichten) mit konkordantem unterm Rotliegenden. Diesem sind mächtige Decken von Porphyren und Melaphyren eingelagert.

Oberes Oberkarbon und Rotliegendes sind in der saalischen Teilphase von der Faltung ergriffen worden.

In Verbindung mit der Tektonik des Hunsrücks und der Eifel ergeben sich im Gutlande folgende tektonische Hauptlinien:

Der Sattel am Südrande des Hunsrücks nebst Überschiebung haben ihre Fortsetzung im «Sattel von Sierck». Die hier sichtbaren Quarzitklippen gehören der Überschiebungsdecke an.

Die Hessische Senke setzt fort in die Wittlicher Mulde dann in die Moseltalmulde und bildet weiter im Südwesten die Mulde der Orne.

Der Devonsattel von Cordel hat seine Fortsetzung in dem Sattel von Born und von Luxemburg.

Die Eifeler Quersenke zieht über Bitburg, Weilerbach nach dem Eischtal hin.

Alle Leitlinien des Gutlandes sind bereits durch die Tektonik des Devons vorgezeichnet.

Die Plutogenese in den Ardennen und im Hunsrück.

Intrusionen und Einlagerungen von plutonischen Gesteinen sind im Kambro-Silur der Ardennen sowie im «Vordevon» und im Devon des Hunsrück ziemlich zahlreich.

Wir wollen diese Erscheinungen nicht um ihrer selbst willen betrachten, sondern um auf die Gesetzmässigkeit hinzuweisen, mit welcher die Geosynklinalen der Hercyniden in unmittelbarer Nähe unseres Gebietes durch die Gestaltung der Plutogenese gekennzeichnet sind.

Das Kambrium im Durchbruch der Maas (Massiv von Rocroi) ist längst bekannt durch Lagergänge von Dioriten und Porphyroïden, welche den Sedimenten eingeschaltet sind. Den kambrischen Schichten eingelagerte Diabase kennt man von Challes und Malmédy. Die Eurite von Nivelles, Gembloux, Piroy sind Lavaströme nebst ihren Tuffen. Manche dieser Tuffe schliessen sogar marine Fossilien ein. Sie verdanken also unterseeischen Ausbrüchen ihre Entstehung.

Dem Kambro-Silur gehören ebenfalls die bekannten Vorkommen von Quarzdioriten von Quenast und Lessines an, welche als Intrusionen aufgefasst werden.

Es handelt sich in den Ardennen um basische oder schwach saure Eruptiva, welche keine Kontakterscheinungen zeigen. Es sind also entweder Oberflächenergüsse oder sie sind in sehr geringer Tiefe während der Zeit der Sedimentbildung entstanden. Sie gehören der Zeit der sinkenden Geosynklinale an, sind unter Wasser abgelagert worden und haben die spätere Gebirgsbewegung (kaledonische) mitgemacht.

Daneben gibt es eine Plutogenese, die an den orogenen Prozess der Gebirgsbildung selbst gebunden ist. Hierbei handelt es sich um sehr kieselsäurereiche Gesteine mit starker Kontaktwirkung. Man findet in dem Basalkonglomerat des Gedinien zahlreiche Gerölle aus sauerem eruptivem Material, sowie reichlich Turmalin führende Quarzgerölle und auch Bruchstücke von Turmalinkristallen. Man kennt sie aus dem Konglomerat von Fépin, sie umziehen das Massiv von Serpont sowie die Ränder der Dinantmulde. Sie kommen nur an der Basis des Devons vor und können nur von Apophysen her-

rühren, die am Schlusse des Silurs aufdrangen und zerstört wurden, nach Ablagerung des Gedinien aber eingedeckt waren.

Diese Apophysen weisen auf grössere Magmamassen saueren Gesteines, wohl Granit hin, die in der letzten Phase der kaledonischen Gebirgsbildung bei der Aufblätterung der Schichten in das Faltengebölge eindrangen. Die Magmamasse liegt sehr tief, so dass nur die Apophysen nach oben drangen, wo sie starke Kontaktwirkung auslösten, wie das häufige Vorkommen von Turmalin zeigt.

Der magmatische Zyklus der kaledonischen Geosynklinale ist in den Ardennen also vollständig. Dagegen ist er in der Devongeosynklinale unvollständig. Die epirogene Phase der Geosynklinale, die im rechtsrheinischen Gebiet (besonders im Lahnggebiet) so gut durch Diabase und Schalsteine gekennzeichnet ist, mangelt dieser Merkmale in den Ardennen, wohl weil es sich hier mehr um ein Flachseegebiet handelt. Aber die Plutogenese der Faltungsphase ist klar ausgebildet.

So kennt man im Tale der Helle und bei Lammersdorf, beides im Hohen Venn, Aufbrüche von Granit mit guter Kontaktwirkung, die auch das Devon durchsetzen und deren Auftreten in genetischer Beziehung zur hercynischen Faltung steht. Bei der Faltung wurde eine Granitmasse in den Aufwölbungskern hinaufgepresst; Blätter derselben schoben sich zwischen die Schichtpakete und Ausläufer drangen nach oben wie dies bei Lammersdorf der Fall ist. Die Intrusion des Granites fällt mit der jüngeren Phase der Gebirgsbildung zusammen.

Die Granitmasse zieht sich in grösserer Tiefe unter der ganzen Achse der Hauptaufwölbung der Ardennen hin. Dafür sprechen die Tatsachen, dass man in einer weiten Zone die mit der Hauptantiklinale zusammenfällt, Erscheinungen kennt, die auf magmatische Wirkungen aus grösserer Tiefen hinweisen. Solche sind die Pegmatitgänge, Gänge von Feldspat und Quarz, differenzierte Gänge, die nur Quarz und Mica führen. Man findet auch reine Quarzgänge, die in den Salbändern Turmalin führen, was unzweifelhaft auf Kontaktwirkung hinweist, auch in Mica umgewandelten Chlorit als Beweis pneumatolytischer Einwirkung. Dies alles zeigt auf einen Magmaherd von saurem Gestein in die Tiefe hin. (18).

Den gleichen magmatischen Zyklus treffen wir im Hunsrück. Diabase kommen in einer SW-NE streichenden Zone im mittleren Hunsrück in grosser Zahl vor. Besonders häufen sie sich im Tal der Saar um Freudenburg und Saarburg. Es sind meistens Lagergänge, die konkordant mit den Schichten liegen und keine Kontaktwirkung zeigen. Sie sind besonders der Schieferzone eingeschaltet. Die Diabase sind gleichalterig

mit den Schiefen und gehören der Periode der sinkenden Geosynklinale an. Die Quarzite des südlichen Hunsrück sind frei davon.

Die Melaphyre im Rotliegenden der Saar-Nahesenke gehören der gleichen Phase der Orogenese an; sie sind zur Zeit der sinkenden Innensenke gebildet worden, gehören aber einer jüngern Zeit an.

Neben den basischen Gesteinen gibt es im Hunsrück zahlreiche Vorkommen von Quarzporphyren, die besonders an der untern Ruwer und bis über Bernkastel hinaus häufig sind, aber auch an der Saar nicht fehlen. Sie gehören der Phase der Faltung an und durchbrachen die Schichten mit Kontaktwirkung.

Gewiss enthält auch das Devon im Untergrund des Gutlandes gleiche Eruptiverscheinungen, die deutlich an die Tektonik gebunden sind.

In dem Gebiet der Eifelmulde kennt man in den Ardennen diese alten vulkanischen Äusserungen nicht. Nur östlich der Our, in der Nähe der Sinspelter Mühle wurde ein stark verwitterter Glimmerporphyr in devonischem Schiefer gefunden.

Man erkennt auch in den plutonischen Erscheinungen der Ardennen und des Hunsrück das allgemeine Gesetz der Plutogenese in Geosynklinalgebieten (12), nämlich:

Basisches Gestein ist an die Phase der Geosynklinale gebunden. Flächenvulkanismus mit Tuffen und Ergüssen basischer Zusammensetzung, wie Diabase und Schalstein, kennzeichnen die Senkungsphase des Orogens.

Am Schlusse der Gebirgsbildung treten die kieselsäurereichsten Glieder der Magmareihe auf. Die Granite bezeichnen die orogene Phase.

Die Vorsenken zeigen keinen Vulkanismus. Die Innensenken verhalten sich wie Geosynklinalen.

Devonische Meeresbewegungen und Faziesausbildungen in den Ardennen. (18).

Die Transgression des Devonmeeres erfolgte in den Ardennen von Süden nach Norden, aus dem Muldentiefsten nach dem nördlich vorgelagerten Festland. Deshalb liegen im allgemeinen nach Norden zu immer jüngere Stufen der Devonreihe auf dem kaledonisch gefalteten Untergrund.

So liegen südlich der Massive von Rocroi, Givonne, Serpont, dem Kambrium Schichten auf, welche dem Übergang vom Silur zum Devon angehören (passage beds). Am Südrande des Massives von Stavelot lagert dem Kambrium das Gedinnien auf. Am Nordrand der Mulde von Dinant beginnt das Devon

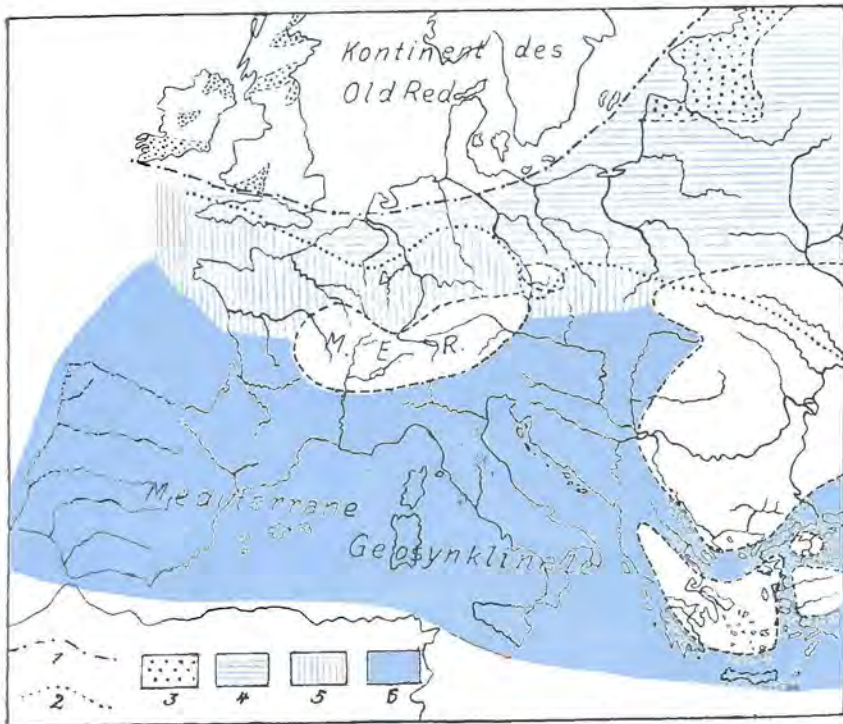


Fig. 11. Paläogeographische Skizze des Mitteldevon.

1. Nördliche Grenze der Transgression des Meeres über den Rand des Kontinentes des Old Red nach dem Downtonian (Basis des Devon). 2. Südliche Grenze der Einschiebungen der Old Redfazies in die marinen Devonablagerungen von Mitteleuropa. (Nach einer Skizze aus M. GIGNOUX, Géologie stratigraphique). 3. Gegenwärtiges Anstehen des Old Red. 4. Zeitweilig vom Meere bedeckte Gebiete. 5. Flachsee mit Kalkbildungen. 6. Tiefseegebiet. M. E. R. = Mitteleuropäischer Rücken.

Im Osten liegt die grosse Landmasse des Pontischen Kontinentes.

Das Mitteldevon ist ebenfalls eine Zeit der Transgressionen. Die «Mitteluropäische Senke» vertieft sich besonders in ihrem zentralen Teile, in der «Saxo-thüringischen Zone». Dabei kommt es in dieser Phase der sich vertiefenden Senke zu starker eruptiver Tätigkeit, welche Diabase und Diabastuffe (Schalstein) liefert. Die terrigenen Bildungen fehlen allenthalten, die kalkige Fazies herrscht vor. Der «Mitteluropäische Rücken» erleidet bedeutende Einengung. Das oberrheinische und das Brabanter Massiv werden vom Meere bedeckt, aber im Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges macht sich ein flacheres Gebiet, der spätere «Siegerländer Block» bemerkbar. (13).

Diese Transgression wird durch eine starke Regression im Südosten von Europa kompensiert. Hier bildet sich die ausgedehnte Landmasse des «Pontischen Kontinentes». Durch eine Quersenke im Gebiete von Schlesien und Mähren besteht eine Verbindung der Mitteleuropäischen Senke mit der Geosynklinale des Mittelmeergebietes. Es ist dies die alte Anlage der schlesisch-mährischen Pforte. (Siehe Fig. 2.)

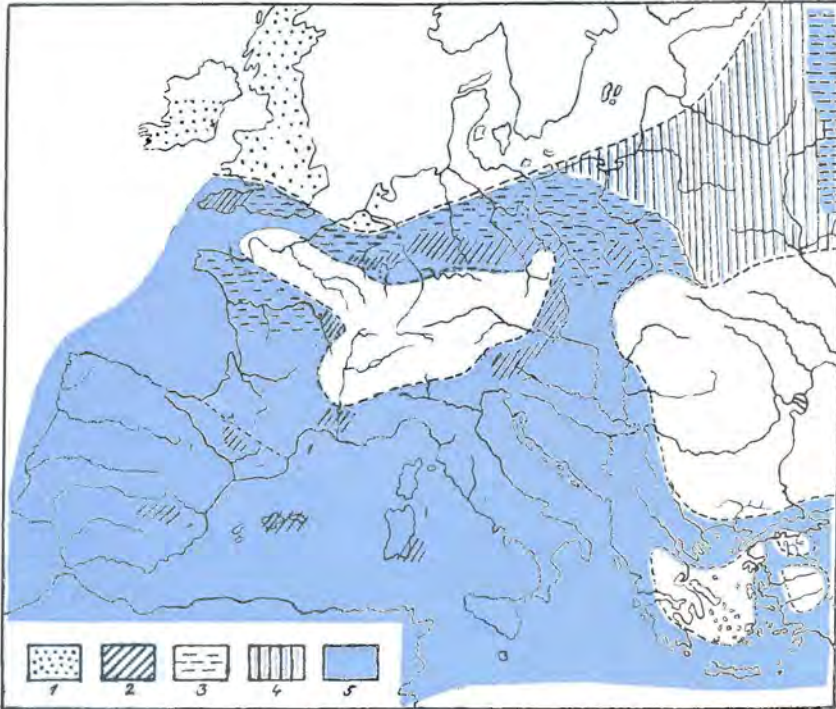


Fig. 12. Paläogeographische Skizze des Oberdevon.

1. Sandige Fazies (Old Red). 2. Cephalopodenkalk. 3. Korallen- und Brachiopodenkalk. 4. Regression im obersten Oberdevon. 5. Gebiet der mediterranen Geosynklinale und Meeresbedeckung i. allg.

Im Oberdevon treten keine grossen Veränderungen in der Verteilung von Land und Meer auf, wie sie im Mitteldevon bestanden. Das Vorrücken des Meeres nach Norden hält an, denn im Brabanter Massiv ruht stellenweise Oberdevon unmittelbar auf Silur. Ein kleiner Rest von Oberdevon mit Tiefseefazies in der Eifelmulde bei Budesheim (Prüm) zeigt die Permanenz des Devonmeeres in unserm Gebiete an. Ein Streifen von Cephalopodenkalk zeigt deutlich eine tiefere Meeressfazies im südlichen Teile der Rhenohercynischen Zone an und setzt sich nach Osten durch die schlesisch-mährische Quersenke fort. Auch aus dem Morvan und aus dem Randgebiet der südlichen Vogesen ist Oberdevon bekannt, das kristallinen Schiefer auflagert. In einer Nord-Süd gerichteten Senke drang das Meer in den «Mittleuropäischen Rücken» hinein und zeichnet die erste Anlage zu der Rhône-Saône Senke. Sonst hat der Mittleuropäische Rücken sogar Landzuwachs. Durch Bodenbewegungen am Ende des Mitteldevon scheinen Vogesen und Schwarzwald zeitweilig zum Festland geworden zu sein. (13).

mit unterm Siegenien. Am Südrand der Mulde von Namür lagert auf Silur teils unteres, teils oberes Mitteldevon, meistens ist es sogar Oberdevon. Dieser schnelle Wechsel auf dem kurzen Raume, wo die beiden Mulden aneinandergrenzen, hängt mit der grossen Überschiebung der faille eifélienne zusammen.

Die Tiefe des Devonmeeres nahm von Süden nach Norden hin ab. In Südengland und im östlichen Hunsrück hatte das Meer Tiefseecharakter. Die Ardennen selbst gehören bereits ins Schelfgebiet der Devongeosynklinale. Im Süden der Ardennen haben wir Halbtiefseefazies, im Norden Flachsee- oder neritische Fazies. Am nördlichen Rande des Schelfgebietes ist Old Red entwickelt. Die Zunahme des sandigen Charakters nach Norden hin beobachtet man bereits im Luxemburger Gebiet.

Das Unterdevon besteht in der Hauptsache im ganzen Gebiete der Ardennen aus tonig-sandigen Schichten, doch macht sich gegen Schluss des Unterdevons die Ausbildung von lagunären Ablagerungen bemerkbar. So ist in der Dinantmulde das obere Unterdevon (Burnotien = mittleres Emsien) als Sandstein oder als Konglomerat entwickelt. In der Eifelmulde entsprechen ihnen die roten Schiefer von Clerf und die Quarzite von Berlé, ebenfalls Bildungen sehr seichten Wassers. Es kam also gegen Schluss des Unterdevons zu einer Regression, die sich auch im  sling bemerkbar machte.

Das Mitteldevon besteht aus kalkigen Schichten mit tonigen Einlagerungen. Das Oberdevon beginnt ebenfalls mit kalkigen Schichten und endigt mit tonig-sandigen, die im Hangenden den Charakter von Küstenbildungen annehmen. Am Schlusse des Oberdevons machte sich also ebenfalls eine Regression geltend.

Die Fazies wechseln im allgemeinen wenig von Westen nach Osten, d. h. die isopischen Zonen erstrecken sich in der Richtung parallel zur Achse der Devonmulde, während senkrecht dazu, d. i. von Norden nach Süden, sich ein rascher Fazieswechsel geltend macht.

Die im Gebiete der Ardennen flache Devonmulde unterlag einer langsamen Senkung, denn nur auf diese Weise ist es möglich, dass viele Tausende von Metern mächtiges, ufernahes Material zur Ablagerung kam. Das Absinken des Bodens war aber ungleichmässig, rascher im Süden als im Norden und wurde sogar zeitweilig durch Hebungstendenz unterbrochen, die sich besonders im Gebiete der spätern Condrozüberschiebung (faille eifélienne) geltend macht. Nördlich und südlich dieser Zone

macht sich ein sprunghafter Wechsel in der Mächtigkeit wie in der Fazies bemerkbar. Wenn auch durch diese Hebungstendenz des Condroz hier eine Bodenschwelle geschaffen wurde, die nördlich und südlich davon getrennte Sedimentationsgebiete veranlasste, so ist dieser sprunghafte Wechsel in der Mächtigkeit und in der Fazies vor allem ein Beweis für das bedeutende Ausmaß der Überschiebung des Condroz, welche die Dinantmulde von der Mulde von Namur trennt.

Die abnehmende Mächtigkeit und Vollständigkeit des Devon von Süden nach Norden, besonders aber deren sprunghafter Wechsel nördlich und südlich der Condrozüberschiebung geht aus nachstehender Tabelle von P. FOURMARIER (18) besonders klar hervor.

Stufen	Eifel- mulde	Dinantmulde		Mulde von Namur	
		Südflügel	Nord- flügel	Süden	Norden
	Meter	Meter	Meter	Meter	Meter
Unteres Gédinnien	800	400	—	—	—
Oberes Gédinnien	1400	700	200	—	—
Siegenien . . .	4000	1400	800	—	—
Emsien	2800	1000	600	—	—
Couvinien . . .	unvoll- ständig	800 bis 1000	150	50	—
Givetien	—	600 bis 700	100	50 bis 100	lokal
Frasnien	—	1100 bis 1200	200	100 bis 200	200
Famennien . . .	—	700 bis 800	250	100	sehr schwach und wechselnd

Zur Stratigraphie des luxemburger Devon (1, 2, 4, 42).

Ardennen nebst Eifel einerseits, der Hunsrück andererseits gehören zwei verschiedenen Sedimentationsgebieten an, was auch deutlich in der Stratigraphie zum Ausdruck kommt.

Ardennen und Eifel schliessen sich dem Siegerländergebiet an, weshalb auch die Stratigraphie dieses Gebietes für die Ardennen und die Eifel anwendbar ist. Die Synchronisierung der einzelnen Stufen des Unterdevons in den Ardennen mit dem Siegerländergebiet ist heute allgemein durchgeführt und

die Bezeichnung «Siegenien» und «Emsien» sind heute in Belgien in die offizielle geologische Nomenklatur aufgenommen.

Das unterste Unterdevon der Ardennen bildet das Gédinnien. Im Siegerland werden ähnliche Schiefer als Gedinestufe bezeichnet. Leitend ist *Spirifer sulcatus*.

Unteres und oberes Unterdevon werden als Siegenien und Emsien bezeichnet.

Die Bezeichnung «Étage siegenien» ist 1899 von H. DE DORLODOT in die geologische Nomenklatur französischer Sprache eingeführt worden und begreift die Sedimentfolge zwischen dem Gédinnien unten und den «Koblenzschichten» des Mittelrheingebietes oben.

Das Siegenien umfasst die beiden Stufen Taunusien und Hunsrückien in dem Umfang und in der Auffassung wie sie von A. DUMONT für die Ardennen festgelegt worden waren und wie sie auch für das luxemburger Devon bisher angewandt wurden. Dem Taunusien entspricht die untere, dem Hunsrückien die obere Siegener Stufe.

Siegenien { obere Stufe = Hunsrückien } im Sinne v. A. DUMONT.
 { untere Stufe = Taunusien }

Im Taunus und im Hunsrück entspricht den «Siegener Schichten» = Siegenien, der Taunusquarzit und der untere Teil der Hunsrückschiefer. Dem Taunusquarzit entspricht in den Ardennen der feldspathaltige «grès d'Anor».

Im Jahre 1913 versuchte A. ASSELBERGHS die Synchronisierung der Schichten auf der Antiklinale von Givonne und in der Eifeler Mulde mit den Schichten im Siegener Gebiete durchzuführen. Er zeigte, dass die Parallelisierung: oberes und unteres Hunsrückien = obere Siegener Schichten, Taunusien = untere Siegener Schichten, sich auf der Antiklinale von Givonne und in der Eifeler Mulde von dem Maastal über Luxemburg bis in die Eifel durchführen lässt.

Nachdem später von deutschen Geologen der Begriff «Siegener Schichten» schärfer präzisiert und in Unterabteilungen zerlegt worden war hat A. ASSELBERGHS im Jahre 1926 die Schichtenfolge der Eifeler Mulde und der Antiklinale von Givonne dieser neuen Einteilung gemäss gegliedert. (2).

Da dadurch auch die Stratigraphie des luxemburger Devon in einigen wesentlichen Punkten umgestellt wurde, erscheint es angebracht auf einige Détails einzugehen.

Die «Siegener Schichten» im Rheinischen Schiefergebirge.

Der Begriff «Siegener Grauwacke» wurde 1884 von E. KAYSER aufgestellt und hatte den Umfang wie er noch heute besteht. Nach E. KAYSER umfasst die «Siegener Grauwacke» die Äquivalente «Taunusquarzit» nebst «Hunsrückschiefer» im Sinne des klassischen Gebietes vom Mittelrhein (Hunsrück und Taunus).

Im Jahre 1906 gliederte A. DENCKMANN die Siegener Schichten im Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges nördlich der Lahn in 6 Horizonte, die aber durch die Untersuchungen von W. HENKE, A. FUCHS, H. QUIRING, W. E. SCHMIDT zwischen 1919 und 1924 umgruppiert wurden, wobei es sich zeigte, dass einige der DENCKMANN'schen Horizonte verschiedenen ausgebildete Fazies gleichen Alters waren, so dass heute folgende Einteilung besteht:

Siegener Schichten	{	3. Herdorfer Schichten,
		2. Rauhflaserhorizont,
		1. Tonschieferhorizont.

Lithologisch-palaeontologischer Charakter der Siegener Stufe im Siegerland, im Westerwald und im Sauerland und ihrer Äquivalente in der Eifeler Mulde. (Luxemburg und Belgien.)

1. Der Tonschieferhorizont setzt sich im Siegerland und den angrenzenden Gebieten aus feinschiefrigen Tonschiefern und Dachschiefern mit Quarzophylladen zusammen, zwischen welche Sandsteine in einzelnen Bänken oder in mächtigen Linsen eingelagert sind. Gegen Norden wird die Fazies sandiger und gewisse Schichten werden eisenschüssig.

Die Fauna ist sehr arm und auf einzelne Bänke beschränkt, welche *Rensselaria crassicosta* führen. Häufig ist nur die unsichere pflanzenähnliche Bildung *Halyserites Dechenianus*.

2. Der Rauhflaserhorizont besteht im Gebiete der Sieg aus Quarzophylladen mit Einschaltungen von glimmerhaltigem Sandstein, der in Quarzit übergeht und aus mehreren Metern mächtigen kalkhaltigen Bänken mit Crinoïden. Diese Bänke geben beim Verwittern einen braunen eisenschüssigen Rückstand.

Dieser Horizont begreift eine reiche Fauna, die als Siegener Fauna bekannt ist, die meistens dickschalige For-

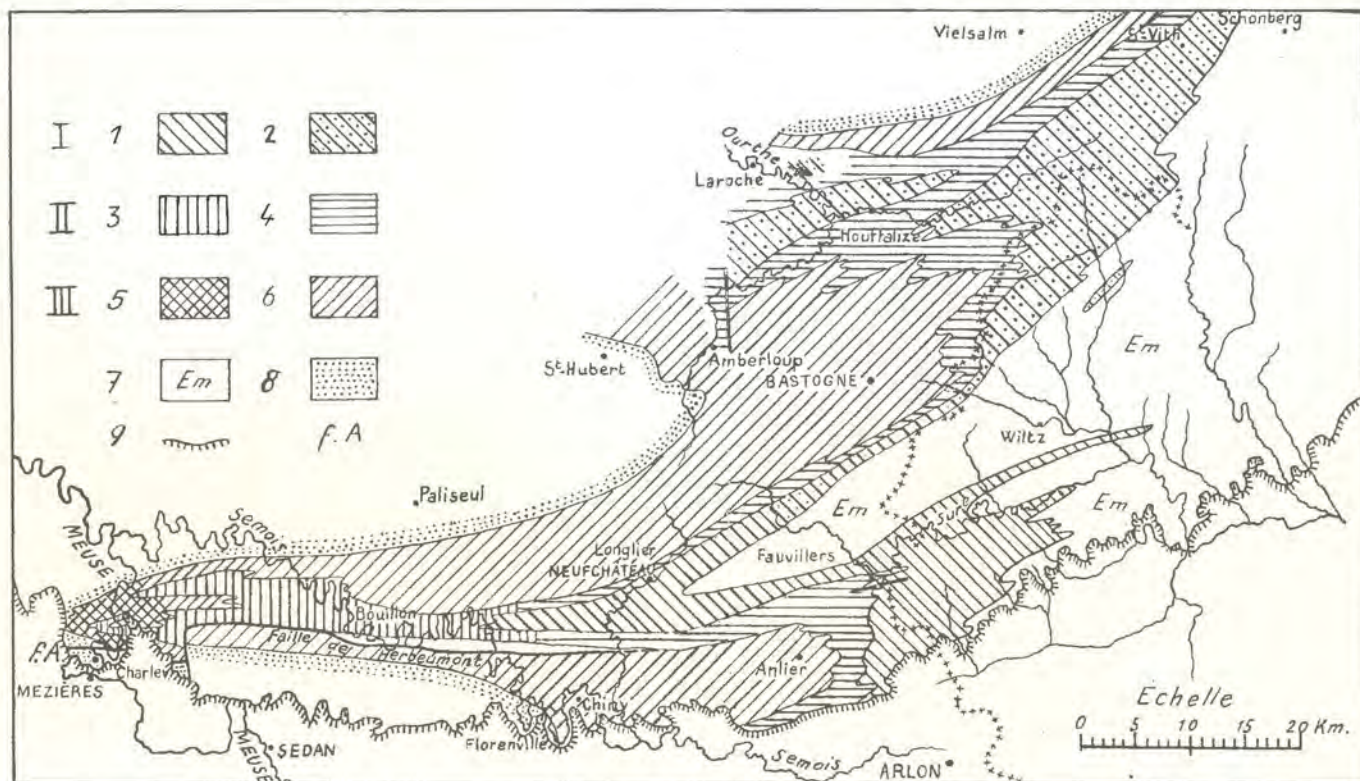


Fig. 13. — Die Verteilung der Fazies des Siegenien in den südlichen und südöstlichen Ardennen.

Nach E. ASSELBERG und E. LEBLANC.

- | | | |
|--|----------------------------|-------------------------|
| I. Oberes Siegenien:
(Oberes Hunsrückien) | 1. Fazies von Neufchâteau. | 2. Fazies von St. Vith. |
| II. Mittleres Siegenien:
(Unteres Hunsrückien) | 3. Fazies von Bouillon. | 4. Fazies von Longlier. |
| III. Unteres Siegenien:
(Tanusien) | 5. Fazies von Anor. | 6. Fazies von Anlier. |
| | 7. Emsien. | 8. Gédinnien. |
| 9. Heutige Grenze des Mesozoikums an dem Südrand der Ardennen. | | |
| f. A. „Faille“ d'Aiglemont. | | |

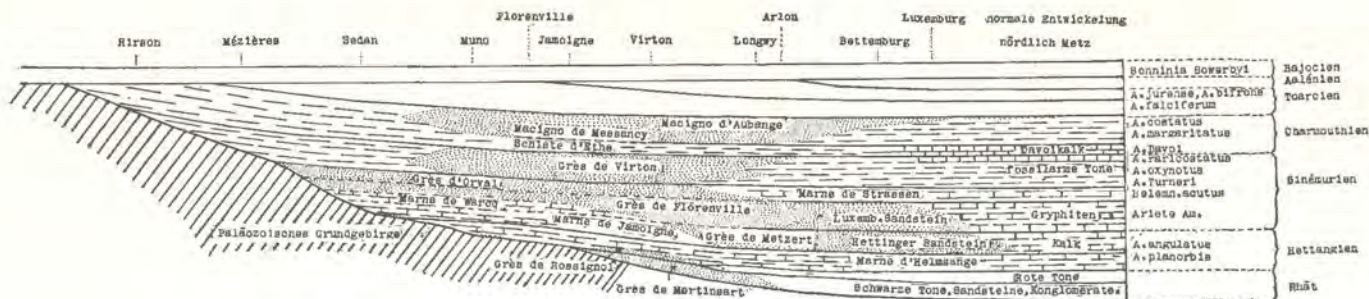


Fig. 29. — Die Sandsteineinlagerungen im Lias am Südrand der Ardennen.

Die Transgressionen im unteren und mittleren Lias; Regression im Toarcien und Transgression im Bajocien.

Nach L. VAN WERVEKE und M. GIGNOUX.

men umfasst. Häufig ist die Leitform *Spirifer primaevus*. Gegen Norden wird die Fazies sandiger, Quarzschiefer herrschen vor, die Fauna verarmt, *Rensselaria crassica* tritt auf, die in der südlichen Fazies fehlt. Sie ist an seltenen Stellen mit *Spirifer primaevus* vergesellschaftet.

3. Die Herdorfer Schichten begreifen im Süden des Siegerlandes dunkle, ebenschieferige Schiefer und Quarzophylladen mit eingelagertem Sandstein in feinen oder dickeren Bänken oder in 6 bis 10 m mächtigen Linsen. Im Norden werden die Schichten als Grauwacke von Odenspiel bezeichnet. Es ist dies ein dunkler oder graugrüner Quarzschiefer mit Einlagen von Grauwacke und von grünlichem Sandstein, der oft konglomeratisch ausgebildet ist. Im Nordwesten treten rote Schiefer auf.

Häufig sind Vergesellschaftungen von *Spirifer hystericus*, *Tropidoleptus carinatus*, *Rensselaria strigiceps*. Dazu kommen auch *Rensselaria crassica* und lokal *Camerotoechia daleidensis*.

Die genauere Synchronisierung dieser Unterabteilungen der Siegener Schichten mit den Unterabteilungen der Hunsrückstufe und der Taunusstufe im Sinne von A. DUMONT in Gebiete der Eifeler Mulde in Luxemburg und in den belgischen Ardennen wurde durch die Untersuchungen von A. ASSELBERGHS (1, 2, 3, 4, 5.) und E. LEBLANC (32) ermöglicht.

3. Den Herdorfer Schichten = obere Siegenerstufe = obere Hunsrückstufe, entsprechen Schichten, die im Westen der Eifeler Mulde als dunkelblaue, regelmässig spaltende Schiefer, manchmal als Dachschiefer entwickelt sind und selten Fossilien enthalten. Diese Ausbildung im Westen der Mulde wird als Fazies von Neufchâteau bezeichnet. (Vgl. Fig. 13.)

Sie reicht bei Martelingen in das Luxemburger Gebiet herein und überlagert gegen Süden hin die hier einsinkende Antiklinale von Givonne. Nach den Untersuchungen von ASSELBERGHS reicht sie gegen Osten bis zu einer Linie die etwa über Rambruch, Arsdorf und Bögen zieht um östlich dieser Linie unter die nächst höhere Stufe unterzutauchen.

Am Nordrande der Eifelmulde wird die Ausbildung nördlich Oberwampach mehr neritisch. Lagen und Zonen von tonigem Sandstein, von sandiger Grauwacke und von Quarzophylladen schalten sich ein. Diese Fazies zieht von Oberwampach über Ulflingen nach Gouvy, weiter nach St. Vith und höher hinauf und erweitert sich in einer westlichen Ausbuchtung die als «Becken von Houffalize» bezeichnet wird.

Es ist dies die Fazies von St. Vith, die der sandigen Fazies von Niederbesslingen im Sinne von J. GOSSELET entspricht.

Der Sandstein ist oft sehr fossilreich und ist charakterisiert durch die Vergesellschaftung folgender feingerippten Arten: *Spirifer hystericus*, *Tropidoleptus carinatus*, *Rensselaria strigiceps* und anderer wie *Trigeria Gaudryi*, *Tentaculites scalaris*. *Tropidoleptus* und *Chonetes* kommen in Bänken vor. *Spirifer primaevus* ist sehr selten.

Im Luxemburger Gebiet wäre diese Fazies als «Nordfazies» zu bezeichnen.

2. Der Rauhfaserhorizont = mittlere Siegener Stufe = untere Hunsrückstufe. Im Westen des Innern der Eifelmulde ist sie als Fazies von Bouillon ausgebildet: Kalkig-tonige oder kalkige Schiefer mit Crinoïden, oft mit Kalkstein in Bänken und Linsen oder mit tonigem Crinoïdenkalk. Eingelagert sind braune, grüne oder blaue Quarzophylladen, Bänke von Macigno, selten dünn geschieferte Sandsteine oder blaue Schiefer.

Nach Osten hin wird die Entwicklung sandiger. Die Kalke werden durch sandige Schiefer ersetzt. Quarzite und sandige Grauwacken oder grobgeschieferte Phylladen schalten sich ein. Nur die fossilführenden Bänke bleiben kalkig. Diese Ausbildung wird als Fazies von Longlier bezeichnet.

Ein nördlicher Streifen zieht in Nordostrichtung westlich St. Vith hinauf über Elsenborn und östlich Montjoie vorbei. Nördlich St. Vith wird der sandig-schiefrige Charakter noch mehr ausgeprägt, die fossilführenden Bänke sind ebenfalls sandig. Es ist dies die Fazies von Huy.

Die Fazies von Longlier berührt das Luxemburger Gebiet nur im Süden in der Umgegend von Martelingen, im Norden von Oberwampach bis Helzingen.

Die beiden Fazies von Bouillon und Longlier beherbergen eine reiche Fauna, die Fauna von Longlier, die identisch mit der reichen Fauna von Seifen ist. (Siehe die Fossilisten bei E. ASSELBERGHS (5). Die Fazies von Huy schliesst eine verarmte Seifener Fauna ein.

1. Der Tonschieferhorizont = untere Siegener Stufe = Taunusien.

Er besteht in der Eifelmulde aus dunkelblauen Phylladen und Quarzophylladen und aus blauen und graublauen quarzitischen Sandsteinbänken, letztere oft linsenförmig gestaltet und mit Kreuzschichtung. Es ist dies die Fazies von Anlier. Diese lithologische Beschaffenheit ist sehr konstant. Nur nach Norden nimmt das quarzitischesandige Element etwas zu. Im

äussersten Westen der Eifelmulde werden die Quarzite hellweiss und umschliessen eine reiche Fauna. Es ist dies die Fazies von Anor. Im Osten und im Norden sind die Fossilien selten. Man begegnet sporadisch *Rensselaria crassicaosta*. Im Süden und im Südosten der Ardennen ist in dieser Stufe *Haliserites Dechenianus* zu finden.

Tabellarische Zusammenstellung

Siegerland, Westerwald, Sauerland	A r d e n n e n		
	Aquivalente nach A. DUMONT	Aquivalente nach H. DORLODOT und A. ASSELBERGS	Aequivalente in der Eifelmulde und auf dem Sattel von Givonne (nach A. ASSELBERGS)
Herdorfer Schichten	Oberes Hunsrückien	Oberes Siegenien	Fazies von Neufchâteau: Phylladen, seltene Fossilien. Fazies von St. Vith: Phylladen mit Bänken von grünlichem, lockerm Sandstein. <i>Tropidoleptus carinatus</i> , <i>Spirifer hystericus</i> , <i>Rensselaria strigiceps</i> .
Rauhflaser- horizont	Unteres Hunsrückien	Mittleres Siegenien	Fazies von Bouillon: Kalkige Schiefer, tonig-kalkiges Gestein mit der Fauna von Longlier = Fauna von Seifen. Fazies von Longlier: Quarzschiefer, Sandstein, schieferiger Sandstein, sandige Grauwacke mit der Fauna von Longlier. Fazies von Huy: sandige Grauwacke, Sandstein, Quarzophylladen mit <i>Rensselaria crassicaosta</i> .
Tonschiefer- horizont	Taunusien	Unteres Siegenien	Fazies von Anor: Schiefer mit <i>Haliserites Dechenianus</i> u. Quarzschiefer mit Linsen von weissem Quarzit mit der Fauna von Anor. Fazies von Anlier; Schiefer mit <i>Haliserites Dechenianus</i> , Quarzophylladen, Quarzschiefer, blauer und graublauer Sandstein mit seltenen Lagen von <i>Rensselaria crassicaosta</i> .

Die Koblenzstufe im Luxemburger Gebiet.

Nach den vorher besprochenen neuern Untersuchungen von A. ASSELBERGHS steht das obere Hunsrückien = oberes Siegenien nur im nordwestlichen und im südöstlichen Teile des Öslings an.

Entgegen der Auffassung von J. GOSSELET kommt A. ASSELBERGHS auf Grund der revidierten und durch seine Funde erweiterten Fossilisten zu dem Schluss, dass das Taunusien nicht mehr im Ösling ansteht, und dass das untere Hunsrückien nur die Westgrenze des Landes berührt. Der Hauptteil der Oberfläche des Öslings wird von dem oberen Unterdevon, der «Koblenzstufe» der deutschen Geologen eingenommen.

A. DUMONT fasste sein Hunsrückien und Taunusien als Unterabteilungen seines «Coblencien» zusammen. Coblencien ist also für ihn unteres und mittleres Unterdevon, entgegen der Auffassung der deutschen Geologen, die unter «Koblenzstufe» das obere Unterdevon zusammenfassen. Der Begriff «Coblencien» ist ausserdem mit mehreren andern Begriffsverwirrungen belastet, so dass man in der Stratigraphie der Ardennen den Ausdruck Coblencien am besten vermeidet und ihn nach dem Vorschlag von H. DE DORLODOT durch «Emsien» ersetzt. Für die neue Ausgabe der offiziellen Karte von Belgien ist dieser Vorschlag teilweise angenommen, indem man das obere Unterdevon als «Emsien» bezeichnet. Der Ausdruck «Emsien» ist deshalb auch in der Stratigraphie des Luxemburger Devon anzuwenden.

Wir hätten deshalb folgende Gegenüberstellung:

Koblenzstufe = Emsien	}	Obere Kohlenstufe = Emsien supér.
		Koblenzquarzit = Emsien moyen
		Untere Koblenzstufe = Emsien infér.

Die Äquivalente der Einteilung von J. GOSSELET wären dem entsprechend folgende:

Wiltzer Schiefer = oberes	Emsien = obere	Koblenzstufe
Quarzite von Berlé und	}	= mittleres Emsien = Koblenzquarzit.
Rote Schiefer von Clerf		
Quarzophylladen von Schüttburg und von Heinerscheid	}	= unteres Emsien = untere Koblenzstufe
Schiefer von Ulflingen und von Kautenbach		
	}	= oberes Hunsrückien = oberes Siegenien.

Dabei ist der Ausdruck «Schiefer von Kautenbach» durch «Schiefer von Martelingen» zu ersetzen, da die entsprechende Stufe in Martelingen typisch entwickelt ist.

Die sozusagen klassische Auffassung, dass der Siegener Stufe am Mittelrhein (Taunus und Hunsrück) die Taunusstufe und die Hunsrückstufe entspricht und die besonders durch E. KAYSER, FR. FRECH, E. HOLZAPFEL vertreten wurde, ist in neuerer Zeit nicht unwidersprochen geblieben.

W. KEGEL nimmt am Mittelrhein als Äquivalent der Siegener Stufe an: Taunusquarzit und einen Teil der Hunsrück-schiefer, während M. RICHTER annimmt, dass die ganzen Hunsrück-schiefer dem oberen Teil der Siegener Schichten entsprechen.

Für A. FUCHS und J. SPRIESTERBACH ist der Taunusquarzit gleich den Siegenerschichten zu stellen, während beide den Hunsrück-schiefer als ein gleichwertiges, höheres Stockwerk betrachten, so dass das Unterdevon also aus Siegener Stufe, Hunsrückstufe und Koblenzstufe besteht. Die gleiche Einteilung wird von W. PÄCKELMANN und von H. QUIRING angenommen.

Aber auch die Übereinanderfolge: unten Taunusquarzit, darüber Hunsrück-schiefer, wird von einigen Forschern für das Mittelrheingebiet in Frage gestellt.

A. LEPPLA unterscheidet auf dem von ihm bearbeiteten Blatte Trier-Mettlach (1919) im Gebiet des Hunsrück von unten nach oben: Taunusquarzit, Hunsrück-schiefer, Troner Quarzit und die dreiteilige Koblenzstufe.

Der Taunusquarzit ist ein weisser Quarzit, der nur am Südrande des Hunsrücks vorkommt und der, wie früher erwähnt, durch eine Überschiebung auf den jüngern Hunsrück-schiefer heraufgeschoben wurde.

Dem eigentlichen Hunsrück-schiefer ist nun eine Zone von grauem Quarzit eingeschaltet. Dieser graue Quarzit ist der Troner Quarzit. R. WEDEKIND möchte nun den weissen Taunusquarzit als eine Fazies des grauen Troner Quarzit auffassen, so dass der Taunusquarzit nur eine Fazies der Hunsrück-schiefer sei, wodurch also der Umfang der Hunsrückstufe erweitert würde. Endlich möchte W. PÄCKELMANN noch den Troner Quarzit als den oberen Teil des Taunusquarzit auffassen.

Diese sich widersprechenden Auffassungen zeigen jedenfalls, dass die Synchronisierung der Stufen des Mittelrheingebietes (Hunsrück und Taunus) mit den Stufen des eigentlichen Rheinischen Schiefergebirges nördlich Mosel und Lahn noch Schwierigkeiten enthält, die auf das Bestehen zweier verschie-

dener Sedimentationsräume hinzeigen. Ardennen und Siegerland gehören einer gleichen Sedimentationszone an und deshalb ist die Auffassung, die Stufenbezeichnung in den Ardennen mit derjenigen in dem Siegerlande gleichzustellen, vollberechtigt, während die Synchronisierung der Stufen der Ardennen und des Siegerlandes mit denjenigen des Mittelrheingebietes verschiedene Auslegungen zulässt.

Schlussfolgerung. 1) Die Synchronisierung der Siegener Schichten mit den Ablagerungen in den Ardennen, die von A. DUMONT als Taunusien und Hunsrückien bezeichnet wurden, lässt sich ohne Schwierigkeiten durchführen, weil das Siegener Gebiet und die Ardennen im Devon eine durchgehende Sedimentationszone bildeten.

2) Die Stufen des Taunusien und des Hunsrückien in der Bedeutung, die sie am Mittelrhein (Taunus und Hunsrück) erhalten haben, lassen sich bis jetzt nicht restlos mit den gleichnamigen Ablagerungen in den Ardennen parallelisieren, da sie zwei verschiedenen Fazieszonen angehören.

3) Es ist deshalb angezeigt, die Bezeichnung «Siegener Schichten» auch für die Stratigraphie der Ardennen anzuwenden und die Namen «Taunusstufe, Hunsrückstufe» für das Mittelrheingebiet zu reservieren.

4) Der Begriff «Coblenzstufe» ist, weil irreführend, für die Ardennen abzulehnen und durch «Emsien» zu ersetzen.

5) «Siegenien» und «Emsien» sind in diesem Sinne in die belgische Geologie aufgenommen worden.

Die Fortsetzung der tektonischen Leitlinien der Ardennen nach dem Siegerlande hin.

Nach dem Gesetze von E. HAUG, dass die isopischen Zonen mit tektonischen Zonen zusammenfallen, ist zu erwarten, dass die tektonischen Hauptlinien der Ardennen nach dem Siegerlande hin fortsetzen. Mit dieser Frage hat sich in jüngerer Zeit H. QUIRING (42) beschäftigt. Wir betrachten das Problem nur soweit es unser Gebiet unmittelbar betrifft.

Die Eifelmulde wird im Gebiete der Ardennen im Süden durch den Sattel von Givonne, im Norden durch den Sattel von Bastogne begrenzt. Letzterer ist ein Teil der Ardennenantiklinale, die aus vikarierenden Sätteln mit dazwischen liegenden Mulden gebildet wird.

Der Sattel von Givonne hat in seinem westlichen Teil einen Kern von Kambrium (Massiv von Givonne), umrahmt von Gedinnien und unterm Siegenien in der Fazies von Anlier.

Nahe der belgisch-luxemburger Grenze sinkt die Sattelachse. Es legt sich über den Sattel mittleres und oberes Siegenien, östlich der Linie Rambruch-Bögen auch unteres Emsien. Weiter im Osten verschwindet der Sattel ganz unter der Bitburger Trias, hebt sich dann aber nördlich Manderscheid (Eifel) wieder heraus. Doch erst östlich des Laacher Sees taucht wieder unteres Siegenien im Kern des Sattels auf, welcher dann über Andernach nach Betzdorf und Siegen zu verfolgen ist. Die Fortsetzung östlich des Laacher See wird als **Siegener Hauptsattel** bezeichnet. Nach H. QUIRING ist also der Siegener Hauptsattel die Fortsetzung des Sattels von Givonne, aber infolge Einsinken der Achse zwischen Martelingen und dem Laacher See treten nur mehr obere Schichten der Siegener Stufe und im Eifeler Graben gar Trias in der Sattelachse zu Tage.

Der Sattel von Bastogne hat ebenfalls einen kambrischen Kern, (Massiv von Serpont) umrahmt von dem unteren Siegenien, das aber bereits in der Nordwestecke des Öslings untertaucht. Weiter östlich wird der Sattel bedeckt von jüngerm Unterdevon, Mitteldevon und im Eifeler Graben von Bundsandstein. Östlich des Eifeler Grabens taucht der **Ahrsattel** auf in Obersiegener Fazies. Der Ahrsattel setzt über den Rhein und hat seine Fortsetzung im **Müsener Sattel** in dessen Kern die Gedinnestufe zu Tage tritt.

Der Müsener Sattel ist also die Fortsetzung des Sattels von Bastogne. Müsener Sattel und Siegener Hauptsattel sind nach H. QUIRING bereits zwischen Oberer Siegener Stufe und Unterkoblenzstufe aufgefaltet worden, welche Bewegung er als «**Sigambrische Faltung**» bezeichnet. Es scheint sich hier aber vielmehr um eine epirogene Heraushebung, eine sogenannte Schwellenbildung zu handeln (41), so dass aus dem frühdevonischen Trög des Siegener Gebietes mit der sehr mächtigen Siegener Stufe sich eine Untiefe, der sogenannte «**Siegerländer Block**» heraushob, der zu einer Faziesdifferenzierung im höheren Unterdevon und im höheren Devon im Norden und im Süden des Siegerlandes zwang. Dieser Sedimentationswechsel im Norden und im Süden machte sich nach Westen bis in die Ardennen bemerkbar. Im Norden liegt der Nordkontinent in der Nähe, daher hier Küstenbildung, die sogar im Norden unseres Öslings sich auswirkt, südlich des Blockes herrscht hemipelagische Sedimentation, die zum Innengürtel der Rhenohercynischen Zone überführt.

Die Eifelmulde und ihre Beziehungen zur Entwicklung des Mesozoikums im Luxemburger Lande.

(5, 16, 18, 32.)

Wie alle tektonischen Leitzonen der hercynischen Faltung in Westeuropa bildet die Eifelmulde einen nach Norden offenen Bogen, im Westen in der Ost-Westrichtung streichend, sich anschmiegend an die gleiche Linienführung des Brabanter Massives, im Osten nach Nordost umbiegend, in diesem Verlauf von den Massiven von Stavelot mit dem Brabanter Massiv im Hintergrund und dem Siegerländer Block beeinflusst.

Im Westen ist die Eifelmulde stark zusammengepresst und das ihr vorliegende Massiv von Givonne sowie der in dessen Fortsetzung liegende Sattel von Givonne sind längst der faille d'Aiglemont-Herbeumont auf den Südflügel der Eifelmulde heraufgeschoben. Hier wirkte stärkerer tangentialer Druck. Diese grosse tektonische Störung verläuft parallel mit der grossen Condrozüberschiebung.

Gegen Osten hin verbreitert und vertieft sich die Eifelmulde, so dass im Westen Unterdevon, weiter im Osten aber dazu Mittel- und sogar Oberdevon im Kern derselben auftreten. Diese Ausweitung setzt im Luxemburger Gebiet ein und erklärt die Tektonik des Öslings. Diese Ausweitung hängt mit dem eigentümlichen Bau des Ardenner Hauptsattels (anticlinal de l'Ardenne) zusammen. Der Ardenner Hauptsattel hat zwei Erhebungsachsen, die sich in ihrem Streichen ablösen. Die südliche ist durch die beiden Massive von Rocroi und Serpont gegeben. Die östliche Endigung dieser Erhebung wird als «Sattel von Bastogne» bezeichnet. Der Sattel von Bastogne verwischt sich nach Osten in der Nordflanke der Eifelmulde in dem Gebiete westlich Trotten. Hier setzt dann eine Ausweitung der Mulde nach Norden hin bis an das Massiv von Stavelot ein. Das Massiv von Stavelot bildet die zweite, weiter nördlich verschobene Achse des Ardenner Hauptsattels, der sich aus einem an der Südflanke der Dinantmulde ansetzenden Nebensattel entwickelt. Durch diesen Vorgang weitet sich die Eifelmulde um den Betrag des verwischten Sattels von Bastogne und tritt durch eine Art Transversalsenke im Gebiete der obern Ourthe (Gebiet der Nebenmulden von Houffalize und von Laroche) mit der Dinantmulde in Verbindung.

An der Nordspitze des Öslings wendet sich die Eifelmulde in Streichen nach Nordosten, sich im Norden an das Massiv von Stavelot, im Süden an die Fortsetzung des Sattels von Givonne anlehnend. Als dessen Fortsetzung gilt, wie bereits erwähnt, der Siegener Hauptsattel.

Zwischen dem Massiv von Stavelot und dem Siegerländer Block zeigt die Eifelmulde eine besondere Struktur, die in einem ausgeprägten wechselnden Auf und Ab der Faltenachse besteht, so dass eine tektonische Quergliederung zu Stande kommt, die senkrecht auf der allgemeinen Streichrichtung steht. Eine solche tiefste Achsensenkung stellt die Quermulde dar, die sich in Nord-Südrichtung durch die Vordereifel erstreckt. Weiter östlich, zwischen Altenahr und Ahrweiler steigt die Achse wieder steil auf und bildet den Ahrsattel mit mittleren Siegener Schichten in seiner Achse. Weiter östlich verwischt sich die Eifelmulde im Siegerländer Block.⁴¹⁾

Man kann diese Struktur als Folge von zwei, senkrecht aufeinanderstehenden Bewegungsvorgängen auffassen. Der eine verläuft in der allgemeinen Streichrichtung des Gebirges, der andere bewirkt in diesem allgemeinen Faltenbild eine Nord-Süd gerichtete Senke, in welcher auf Nord-Süd gerichteten Linien kulissenartig angeordnete Spezialfalten mit umlaufendem Streichen sich ablösen, wobei aber die allgemeine Streichrichtung dieser Spezialfalten mit der allgemeinen Streichrichtung des Gebirges zusammen fällt.

Es ist auffallend, dass diese besondere Struktur der hercynischen Faltung zwischen den ältern versteiften Massen des Hohen Venn und des Siegerlandes liegt. Man darf annehmen, dass die Ablenkung, welche der tangential Druck hier erfuhr, diese besondere Struktur bewirkt hat.

Die Anlage der Quersenke ist also hercynisch vorgezeichnet. Es kam aber bei dem Verbiegen der Achsen vielfach zu Zerreißen, so dass das Verbiegen nicht nur von Flexuren, sondern auch durch ein ebenfalls Nord-Süd verlaufendes Bruchsystem angedeutet ist. An diesen alten Störungslinien haben dann später immer wieder die tektonischen Bewegungen eingesetzt. (Vgl. Fig. 18).

An diesen alten Störungslinien entstanden später die Einbuchtungen der Luxemburg-Trierer Senke im Süden und der Dürener Senke im Norden, welche durch die Eifeler Quermulde verbunden, seit dem frühesten Mesozoikum zu einem durchgehenden Transgressionswege ausgebildet wurden. Diese jüngere Ausgestaltung der Eifeler Quermulde ist für die geo-

⁴¹⁾ Nach der Darstellung von BUBNOFF verschwindet die Eifelmulde unter der tertiären Rheinsenke und setzt jenseits derselben in ENE-Richtung im Sauerland fort, so dass zwischen dem Massiv von Stavelot und dem Siegerländer Block eine S-förmige Verbiegung der Mulde zustande käme. Wahrscheinlicher ist jedoch, dass sie sich im Siegerländer Block verwischt.

logische Entwicklung des Gutlandes von ausschlaggebender Bedeutung.

An die Eifeler Quermulde ist die eigentümliche Verbreitung des Mittel- und Oberdevon in der Vordereifel gebunden. (43) Das in Eifelkalkfazies ausgebildete Mitteldevon ist in sechs grösseren und in drei kleineren Spezialmulden erhalten geblieben, die in der etwa 25 km langen Quersenke kulissenartig von Norden nach Süden angeordnet sind. In einer derselben (Prümer Mulde) ist bei Büdesheim auch Oberdevon erhalten geblieben. Die Spezialmulden sind durch zahlreiche Längs- und Querbrüche, z. T. jüngern Alters kompliziert, z. T. in sich wieder gefaltet, z. T. auch durch Überschiebungen gestört. Wie bereits erwähnt, liegt die Längserstreckung der Spezialmulden in derselben Richtung wie die allgemeine Streichrichtung der hercynischen Faltung.

Eine gleiche kulissenartige Anordnung von Spezialmulden auf einer Nord-Süd verlaufenden Linie wiederholt sich östlich der Eifelsenke im untern Ahrtalgebiet (15). Die tektonische Anlage ist die gleiche wie in der Vordereifel, doch begreifen die Mulden hier nur oberes Unterdevon. Die östliche Grenze ist hier durch eine Nord-Süd streichende Störungszone angegeben.

Die Eifelsenke ist ihrem Wesen nach eine durch Einbiegung entstandene Quersenke. Die Grabennatur derselben ist erst nachträglich entstanden. G. FLIEGEL (16) hat nachgewiesen, dass die Senke im Osten durch Randbrüche begrenzt ist. Die Kalkmulden selbst reichen nicht bis an die Randbrüche heran; diese liegen im Osten im Unterdevon. Nur im Innersten der Senke ist das Mitteldevon vor der Erosion bewahrt geblieben, das ursprünglich sich auf eine grössere Fläche in der Eifel ausdehnte.

An dieser Störungszone im Osten setzen Siegener Schichten gegen oberes Unterdevon ab. Der Verlauf der Störung reicht etwa vom Oberlauf der Uss im Süden bis zum Oberlauf der Erft im Norden und ist fast Nord-Süd gerichtet. In der Störungszone sind die Schichten vielfach gestauf und eng gefaltet. Diese Falten verlaufen, abweichend vom allgemeinen Gebirgsstreichen, fast Nord-Süd.

Im Westen ist die Grabennatur noch nicht einwandfrei festgestellt. Hier fehlen noch die Detailangaben. Nach einer Übersichtskarte von H. QUIRING (42) treten im Westen in geringer Entfernung von den mitteldevonischen Kalkmulden bereits Unterkoblenzschichten auf, die an einer Störungszone, dem «Schneifelprung» absetzen, der in der Richtung NE-SW aus dem Quellgebiet der Roer nach dem Quellgebiet der Nims hin-

zieht. Nach einer Übersichtskarte und Profilen von E. ASSELBERGHS aber bildet der «Schneifelsprung» eine Bruchlinie, an welcher die Schichten der Eifelquersenke nicht abgesunken, sondern vielmehr herausgehoben erscheinen.

Jedenfalls ist die Grabennatur der Eifeler Quersenke keine ursprüngliche, sondern erst später kam es in einer Einbiegungszone an den Rändern zu Zerrungen, die bis zu Zerreißen führen konnten.

Karbon und Rotliegendes der Saarsenke. Übergreifen des Rotliegenden auf Luxemburger Gebiet.

Eine wichtige Leitlinie für die Gliederung des hercynischen Orogens ist die metamorphe Zone des südlichen Hunsrück-Taunus, welche nach KOSSMAT die Grenze zwischen rhenohercynischer und saxo-thüringischer Zone bildet. B. v. FREYBERG (19) bezeichnet sie daher als «Mitteldeutsche Hauptschwelle». An ihrem Südrand lagern Saarbrückner Schichten (mittleres Oberkarbon) diskordant über Devon. In Soonwald ist Oberdevon mit in die Faltung einbezogen, welche also der sudetischen Teilphase angehört.

Parallel mit der «Mitteldeutschen Hauptschwelle» verläuft weiter im Süden die «Spessartschwelle», die zwar in der Entwicklung der Paläogeographie des Gebietes von Mittel- und Westdeutschland wichtig ist, doch weniger gestaltend einwirkt als die Mitteldeutsche Hauptschwelle. Manche Autoren erweitern den Begriff der Spessartschwelle dahin, dass er auch den Südrand des Hunsrück-Taunus umfasst. (Vgl. Fig. 14 und 15).

Südlich der Mitteldeutschen Hauptschwelle wird im Oberkarbon die intramontane Saar-Saalesenke angelegt, welche durch die Spessartschwelle längsgeteilt wird.

Weiter im Süden bilden dann Hochvogesen und Schwarzwald eine bedeutende tektonische Grenze, die «Oberrheinische Hauptschwelle» nach B. v. FREYBERG.

Die Streichrichtung dieser Schwellen ist SW—NE, welche Richtung in der Paläogeographie der Hercyniden von Mitteleuropa eine leitende Rolle spielt.

Der Einfluss dieser Schwellen auf die Sedimentation. Die «Mitteldeutsche Hauptschwelle» wird von der jungpaläozoischen Sedimentation nie überwältigt und bleibt als breite Landschwelle stets frei. Die Spessartschwelle hingegen ragt nur im östlichen Teile auf. In ihrer südwestlichen Fortsetzung liegt Rotliegendes unter dem jüngern Deckgebirge (19).

Mächtiges Oberkarbon lagerte sich in der Saarsenke ab. Im Osten liegt kein Anhaltspunkt vor, dass das Oberkarbon über das Rheintal reichte. Gegen Süden reichte es nicht bis an die Granite von Albersweiler, welche die westliche Fortsetzung der Spessartschwelle bilden, da der Granit unmittelbar von oberem Rotliegenden eingedeckt wird. Im Südwesten, in Lothringen ist Oberkarbon durch zahlreiche Tiefbohrungen bis in die Gegend von Epinal und Toul nachgewiesen. Praktisch wichtig für das Luxemburger Gebiet ist die Ausdehnung des Saarbrückener Karbongebietes nach Norden hin. Für die Bestimmung dieser Grenze ist der Verlauf der «Mitteldeutschen Hauptschwelle» maßgebend. Sie streicht von Nordost nach Südwest, fällt praktisch mit dem Südrande des Hunsrücks zusammen und ist oberirdisch bis nach Königsmacher a. d. Mosel nachgewiesen. Nach den in Lothringen beim Aufsuchen des produktiven Kohlengebirges gemachten Erfahrungen kann man sagen, dass sie auch weiter nach Westen diese Richtung beibehält.

Wie bereits angegeben, ist die Gebirgsbewegung im Hunsrück sudetisch. Die Saarsenke bildete sich im mittleren Oberdevon aus. Soweit die Beobachtungen reichen, lagern die untern Saarbrückener Schichten unvermittelt auf Devon. Unteres Karbon ist nirgends bekannt.

Leitend für das Aufsuchen der nördlichen Grenze des Saarbrückener Kohlenzuges sind folgende Erwägungen. (10, 18, 50).

Die tiefsten Schichten der untern Saarbrückener Stufe (mittleres Oberkarbon) beginnen mit 700 m mächtiger kaolinhaltigen Sandsteinen und mit Konglomeraten.

Im belgisch-französischen Kohlengebiet¹²⁾ sind im untern Oberkarbon die Sedimentationsverhältnisse die gleichen wie im Unterkarbon. Aber im obersten Teil des untern Oberkarbon ändern die Sedimentationsverhältnisse. Hier treten zuerst allochthone Gerölle auf, die an Grösse von Norden nach Süden zunehmen. Im französischen Kohlengebiete enthalten dieselben typische Granitgerölle. Weiter wird der Sandstein feldspat-haltig wie in den untern Saarbrückener Schichten, was in den tiefern Stufen nicht der Fall war.

Das alles deutet darauf hin, dass die Zufuhr der Sedimente jetzt aus dem Süden kommt, oder mit andern Worten: zu Ende

¹²⁾ Äquivalente der untern Saarbrückener Stufe im belgisch-französischen Kohlengebiet: Dem untern Teil derselben entsprechen der obere Teil der Stufe von Anzin und von Charleroi. Dem oberen Teil entsprechen die Assise de Flénu und die Schichten von Bruay.

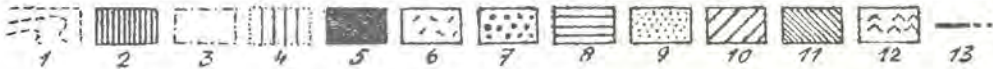
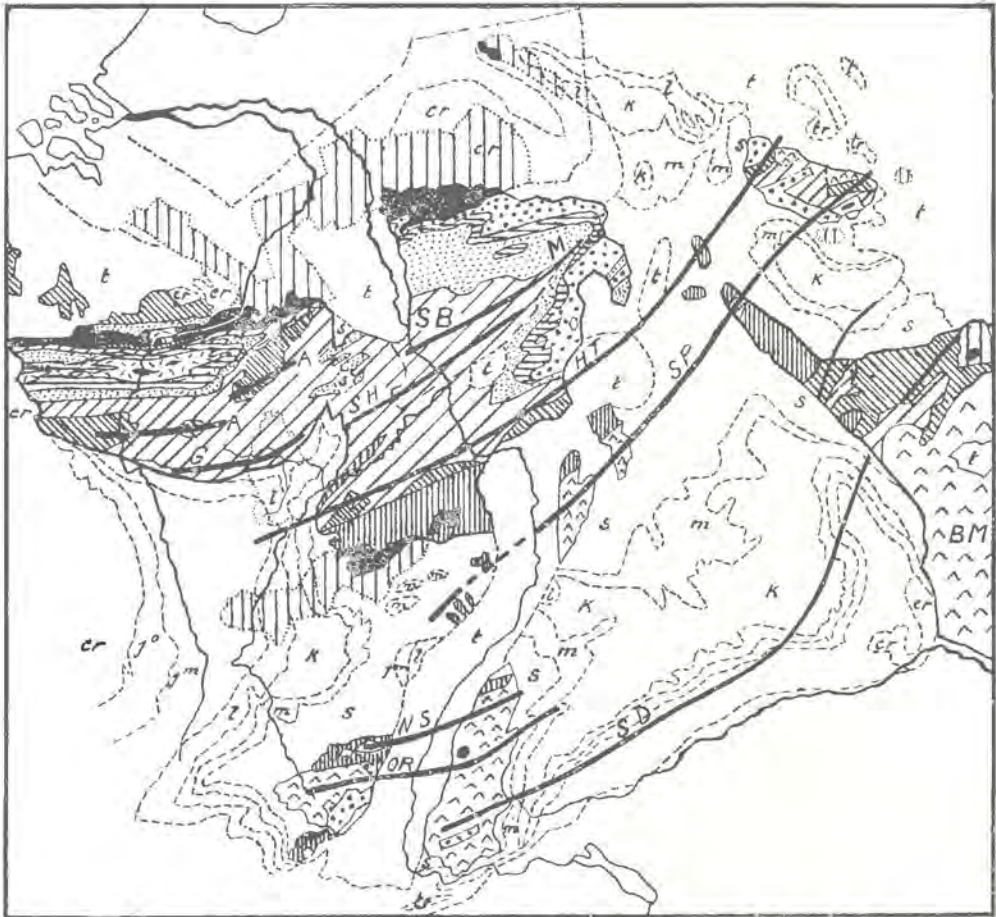


Fig. 14. — Jungpaläozoische Schwellen und Senken.

Nach einem Kärtchen von M. GIESOUX, Géologie stratigraphique, Paris 1936, und einer Skizze von B. von FREYBERG (19), umgeändert.

t = Tertiär; cr = Kreide; j^o = Malm; jm = Dogger; l = Lias; k = Keuper
m = Muschelkalk; s = Buntsandstein; tr = Trias im allg.

1. = Mesozoische Schichtengrenzen; 2. = Rotliegendes; 3. = Mutmassliche Ausdehnung des Oberkarbons in der Tiefe; 4. = Oberkarbon in der Tiefe nachgewiesen; 5. = Oberkarbon (anstehend); 6. = Kohlenkalk; 7. = Kulm; 8. = Ober-Devon; 9. = Mittel-Devon; 10. = Unter-Devon; 11. = Silur und Cambrium; 12. = Alt-kristalline Schiefer- und Eruptivgesteine; 13. = Achsen der Schwellen.

BM = Böhmisches Masse; SB = Siegerländer Block; SH = Siegerländer Hauptachse; M = Müsener Hauptachse; (SH + M = Schwelle des Siegerländer Blockes); A = Ardennen Hauptachse; G = Givonne Hauptachse; HT = Hunsrück-Taunusschwelle (Mittel-deutsche Hauptschwelle); SP = Spessart-Schwelle; NS = Nordschwarzwälder Schwelle; OR = Oberrheinische Hauptschwelle; SD = Süddeutsche Hauptschwelle (Vindelizisches Land)

des untern Oberkarbon erhebt sich im Süden ein Landrücken, der sich trennend zwischen dem belgisch-französischen und dem Saarkohlenebiet hinzieht.

Auf die Heraushebung einer Bodenschwelle im Süden weist auch das Konglomerat von Roucourt (département du Nord) hin. Dieses Konglomerat, vom Alter der assise de Flénu, besteht aus Geröllen, die aus den Schichten des Unterkarbon und des untern Oberkarbon stammen, die im Süden des einsinkenden Kohlenebietes herausgehoben wurden.

Mit der assise de Flénu schliesst das produktive Oberkarbon im belgisch-französischen Kohlenebiet ab.

Im Saargebiet dauert die Sedimentation mit Einschalten von Kohlenflözen an, aber auch die Heraushebung der Schwelle im Norden des Saargebiets hält an und verhindert ein Übergreifen der jüngern produktiven Schichten nach Norden hin. Die Mächtigkeit des Oberkarbon im Saargebiet ist bis 5000 m. Die Sedimente bestehen aus klastischem, landnahen Material nördlicher Herkunft. Zu einer solchen Mächtigkeit konnte es nur kommen, wenn die Kohlenmulde beständig sank, während das angrenzende Vorland sich hob, so dass die Abtragung immer wieder neu belebt wurde.

Dieses Vorland umfasste auch unser Gebiet. Die Sedimentationsverhältnisse im Saargebiet vermögen einiges Licht auf die Bodenbewegungen im Vorlande während des Oberkarbon und des Rotliegenden zu werfen. (50)

Die obere Saarbrückener Stufe zeigt in der untern Abteilung 200 bis 400 m mächtige, ruhige Sedimentation, ohne jede Geröllbildung. Die Hebungstendenz des Vorlandes war unterbrochen, setzt aber mit Beginn der obern Abteilung wieder kräftig ein. Das Konglomerat von Merlebach mit wechselnder Mächtigkeit von 30 bis 200 m trennt die untere von der obern Abteilung. Letztere ist 300 bis 600 m mächtig, enthält viel Gerölle und zeigt unruhige Lagerung mit schnellem Auskeilen der Flöze. Diese reichliche Geröllbildung ist auf kräftige Gebirgsbildung im Norden zurückzuführen, die sich bis ins Saargebiet bemerkbar machte und der asturischen Phase entspricht.

Die Ottweiler Stufe beginnt mit einem Konglomerat von roter Farbe, dem *H o l z e r K o n g l o m e r a t*.*) Es besteht nur aus Geröllen von Quarz und von Quarzit, oft von mächtigem Umfang, und hat eine sehr wechselnde Mächtigkeit von 1 bis 100 m. Dazu kommt feldspathaltiger Sandstein, alles in roter Färbung, ähnlich dem Bundsandsteinkonglomerat. Das Konglomerat lagert oft in schluchtenartigen Vertiefungen. Im Nor-

*) Siehe die stratigraphische Tabelle Nr. 5: Karbon.

den des Saargebietes lagert es transgressiv auf der Saarbrückener Stufe, die oft auf den Scheiteln der Antiklinalen erodiert ist, ein Beweis, dass der Ablagerung des Konglomerates eine teilweise Heraushebung vorangegangen war. Das Material stammt aus der vorgelagerten Hunsrückschwelle.

Die unteren Ottweiler Schichten zeigen ruhige Lagerung, während die mittleren Ottweiler Schichten wieder viel Konglomerat führen, das, im Gegensatz zum Holzer Konglomerat, neben vorherrschenden Quarzitzeröllen auch Gerölle von Granit und Porphyр führt. Dazu kommt Sandstein mit frischem Feldspat in roten und violetten Farben. Die obere Ottweiler Schichten umfassen graue und rote Sandsteine und Schiefer-tone. Die Gesamtmächtigkeit der Ottweiler Stufe schwankt zwischen 1000 und 1500 m. Sie enthält nur wenige abbauwürdige Flöze.

Diese eigentümliche Entwicklung der Sedimentation deutet auf Gebirgsbewegungen hin, die sich folgendermaßen zusammenfassen lassen.

Zu Anfang des oberen Oberkarbon (obere Westphalstufe) besteht zwischen den beiden Kohlengebieten des Saargebietes und des belgisch-französischen Gebietes, eine Bodenschwelle, welche das Material zur Sedimentation in den beiden Senkungsgebieten liefert.

Dieses Schwellengebiet umfasst die südlichen Ardennen und den Hunsrück. Infolge der anhaltenden Heraushebungstendenz kommt es im Oberkarbon hier nicht zur Sedimentation. Dem Einsinken in den Kohlenmulden hält das Aufsteigen in der Schwelle Schritt, wie das ständige Einschleppen von mächtigem Konglomerat in der Saarbrückener Stufe zeigt.

In dem belgisch-französischen Kohlengebiet beginnt die Auffaltung im oberen Oberkarbon (asturische Faltungsphase). Sie macht sich bis ins Saargebiet bemerkbar, denn an der Grenze der Saarbrückener und der Ottweiler Stufe liegt das mächtige Holzer Konglomerat und in die Ottweiler Stufe schieben sich weitere Konglomerate ein.

Wenn im Saargebiet die Hauptfaltung auch erst nach Abschluss des Unteren Rotliegenden einsetzte, so setzte doch bereits am Schlusse des Oberkarbon im Westen des Saargebietes eine kräftige Heraushebung ein, so dass dieser Teil der Abtragung unterlag und dass Unteres Rotliegendes hier nicht mehr zur Ablagerung kam. Das Heraushebungsgebiet begreift Lothringen bis östlich der Saar. Oberes Rotliegendes greift hier mit einer Diskordanz über Ottweiler Schichten. Die Sedimentationslücke reicht nach Osten über Saarbrücken hinaus. Weiter östlich aber hält die Senkung an, die Schichtreihe ist

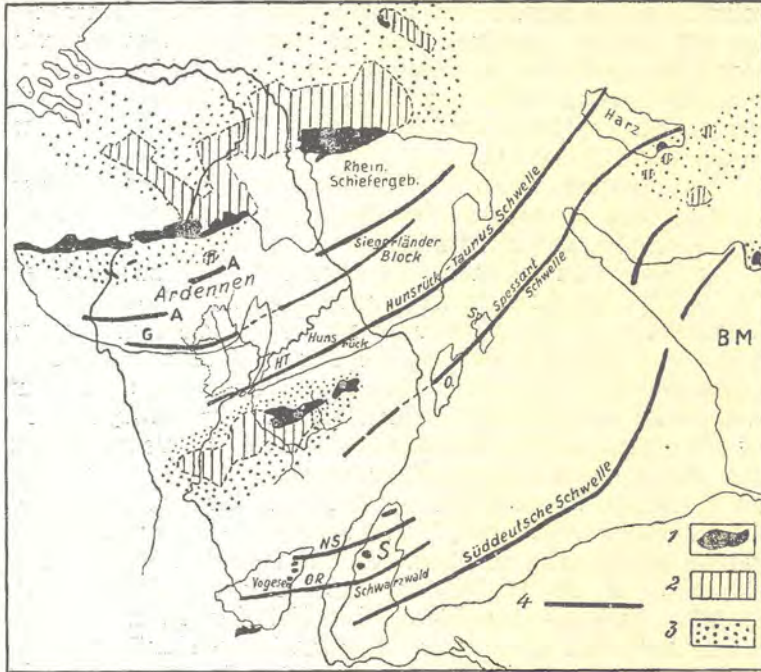


Fig. 15. Beginn der Zufüllung der jungpaläozoischen Senken von Mitteleuropa durch die Ablagerungen des Oberkarbon.
Nach B. v. FREYBERG. (19).

1. Oberkarbon anstehend. 2. Oberkarbon durch Bergbau oder durch Bohrungen nachgewiesen. 3. Vorkommen von Oberkarbon wahrscheinlich oder möglich. 4. Schwellen- und Sattelachsen. A = Ardennenachse. BM = Böhische Masse. G = Givonneachse. HT = Hunsrück-Taunusschwelle. NS = Nordschwarzwaldschwelle. O = Odenwald. OR = Oberrheinschwelle.

Die drei Kärtchen (Fig. 15, 16, 17) stellen in drei Etappen das Ergebnis der Gebirgsbildung, Abtragung und Zufüllung dar, wie es bei Beginn der Trias vorlag. Die von jungpaläozoischen Sedimenten freigebliebenen Gebiete sind Schwellengebiete (Sattelachsen). Dazwischen liegen Senken oder Tröge.

Die Kärtchen zeigen, dass die Verteilung des Oberkarbon u. des Unterrotliegenden im Innern des hercynischen Gebirges eng an die Tektonik gebunden ist u. auf das Innere der Tröge beschränkt bleibt. Die Schwellen bleiben sedimentfrei. Die breite Hunsrück-Taunusschwelle verhinderte die Ablagerung beider Formationen im luxemburger Gebiet. Im Oberrotliegenden sind die Schwellen sehr eingengt, aber erst zu Beginn der Zechsteintransgression lag eine ausgedehnte Rumpfebene vor, die über Schwellen und Senken hinwegzieht. Es genügte eine kleine Einbiegung, um die Schwellen unter Wasser zu setzen, was in ausgedehntem Maßstab in der Trias geschah. (19)

vollständig. Die Kuseler Schichten beginnen östlich Saarbrücken mit starken Geröllern, denn im Schwelengebiet herrscht noch Hebungstendenz im Untern Rotliegenden. Infolge der Senkungstendenz im Osten greift das Unterrotliegende ziemlich weit über den Südrand des Hunsrückes, erreicht aber nicht das Gebiet westlich der Saar.

Das Studium dieser Gebirgsbewegungen gibt Aufschluss auf die Frage, wie weit sich das belgische Karbon nach Süden, das saarländische nach Norden hin erstreckt (18).

In Belgien nimmt das Unterkarbon von Süden nach Norden hin ab. Die stärkste Sedimentation war im Süden. In der Dinantmulde ist die Ausbildung am vollkommensten. In der Mulde von Namür besteht an der Basis eine stratigraphische Lücke und im Gebiete der Brabanter Silurantiklinale besteht eine Lücke zwischen der Dinantstufe und der Westphalstufe. Da die Sedimentation im Süden vollständiger ist als im Norden und im Unterkarbon keine Gebirgsbewegung bekannt ist, darf mit Sicherheit angenommen werden, dass Unterkarbon in der Eifelmulde zur Ablagerung kam. Gegen Ende des untern Oberkarbon begann dann im Süden der Ardennen die Heraushebung. Das Material, das die belgische Kohlensenke von dieser Zeit ab füllte, kam aus dem Süden. Das Unterkarbon in den südlichen Ardennen sowie etwa abgelagertes produktives Oberkarbon des untern Westphalien verfielen der Abtragung. Es lässt sich hieraus der Schluss ziehen, dass höheres produktives Oberkarbon in dem südlichen Teile der Ardennen, wie auch in dem Hunsrück, nicht zur Ablagerung gekommen sind.

Die Saarsenke bildete sich im mittleren Oberkarbon und erstreckte sich gegen Norden bis an die Hunsrückschwelle, welche NE—SW streichend das Luxemburger Gebiet im Südosten durchzieht. Die Falten des Saarländers Kohlengebirges verlaufen parallel den Faltenachsen der vorgelagerten Hunsrückschwelle, d. h. das Kohlengebirge nähert sich bei Sierck am meisten unserm Gebiete, rückt aber nach Südwesten immer weiter davon ab. (Vgl. Fig. 15).

Die flözreicheren älteren Schichten lagerten sich im Muldentiefsten ab und die weniger kohleführenden jüngeren Schichten griffen weiter über den Rand der Senke hinaus (50). Bei der Faltung wurde aber das Muldentiefste eben zum Sattel aufgewölbt (die Saarsenke ist eigentlich ein Kohlenattel mit abgesunkenem Südflügel) und der kräftigsten Erosion ausgesetzt. Dies geschah besonders im Westen, wo früher als im Osten eine Heraushebung stattfand. An den Rändern kann man also im günstigsten Falle nur mit den flözärmern obersten Schichten rechnen. Alle Bohrungen im nördlichen Lothringen

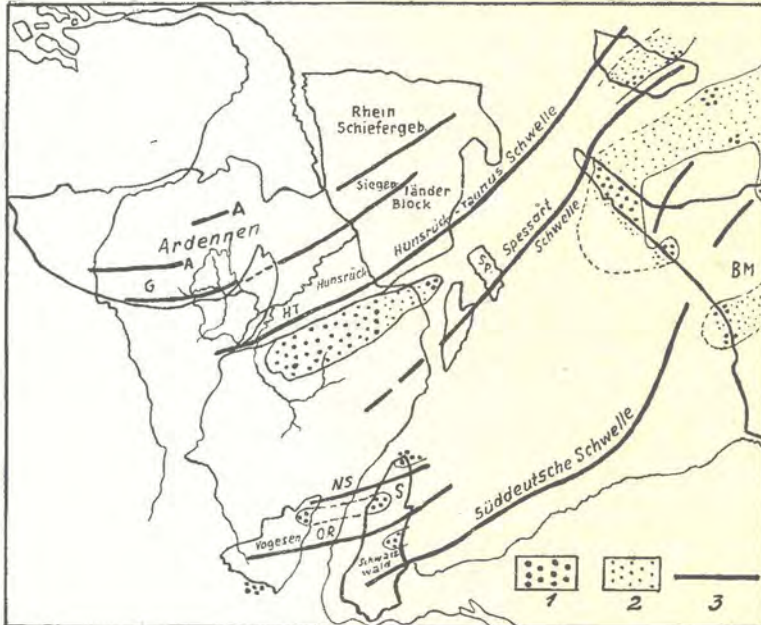


Fig. 16. Verbreitung des Unterrotliegenden in den jungpaläozoischen Sammelbecken.

Nach B. v. FREYBERG. (19).

1. Unterrotliegendes nachgewiesen. 2. Unterrotliegendes vermutet.
3. Schwellen- und Sattelachsen.

haben ergeben, was die geologische Überlegung vorhersagte, dass das Oberkarbon des Saargebietes nicht bis in unser Gebiet heranreicht.

Das Untere Rotliegende (13, 50).

Das Untere Rotliegende der Saarsenke besteht aus kristallinem Schiefergerölle und aus devonischem Material, mit Eruptivgesteinen und kam in einem einschrumpfenden Meere zur Ablagerung.

Durch die am Schlusse des Oberkarbon sich westlich der Saar bemerkbar machende Heraushebung wurde das Meer nach Osten gedrängt.

Westlich der Saar liegt daher Oberes Rotliegendes und Buntsandstein diskordant auf den bereits abgetragenen Sattelachsen des Karbons. Das Luxemburger Gebiet gehörte ebenfalls zu der Hebungszone. Ebenso wenig wie oberes Karbon ist

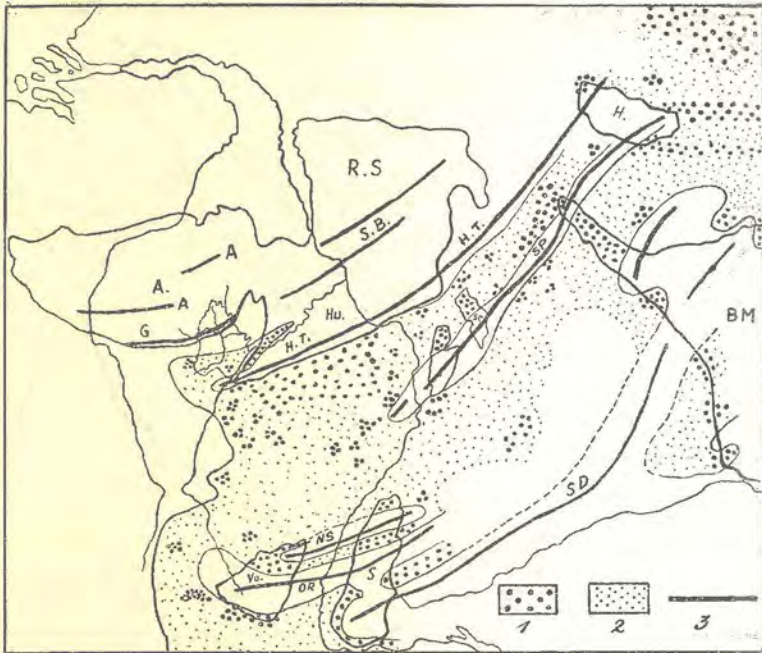


Fig. 17. Teilweise Eindeckung der jungpaläozoischen Schwellengebiete durch das Oberrotliegende.

Nach B. v. FREYBERG. (19).

1. Oberrotliegendes anstehend oder durch Bohrung u. in Schächten nachgewiesen. 2. Vermutete Verbreitung des Oberrotliegenden. 3. Schwellen- und Sattelachsen. Abkürzungen wie bei Fig. 15.

Unteres Rotliegendes zur Ablagerung gekommen. Weiter östlich reicht Unteres Rotliegendes über den Südrand des Hunsrücks hinauf. Noch weiter im Osten dürfte ein Zusammenhang mit dem Vorkommen des Unteren Rotliegenden im Harz, in Thüringen und in Sachsen bestanden haben. Es reicht aber weder über den Rand der Spessartschwelle noch über deren westliche Fortsetzung. (Vgl. Fig. 16).

Im allgemeinen greift das Untere Rotliegende nirgends weit über den Rand des Oberkarbons hinaus. Es konzentriert sich auf die ausgesprochenen Senken im Innern der Gebirge, wo die im Oberkarbon begonnene Sedimentation anhält, wie die Lagerungsverhältnisse im Saargebiet, in den Vogesen, im Schwarzwald, auf dem Zentralplateau, dertun. Gegen Schluss der Unter Rotliegendzeit waren diese Senken ganz aufgefüllt, die Sedimentation so mächtig geworden, dass diese Gebiete

faltenreif geworden waren. Die saalische Faltungsphase setzte ein, die Senkungsgebiete wurden herausgehoben und die Abtragung begann.

Das Obere Rotliegende.

(Siehe Fig. 17 und 19.)

Mit dem Oberr Rotliegenden begann eine ausgedehnte Eindeckung der von der Erosion eingeebneten Falten der saalischen Gebirgsphase. Im Norden des hercynischen Gebirgszuges erstreckte sich das Meer aus England nach Norddeutschland. Durch Tiefbohrungen ist das Bestehen desselben in der belgischen und holländischen Campine nachgewiesen. Es erfüllte eine flache Senke in Nordwestdeutschland, griff auf das abgetragene Gebirge über und drang in einer Quersenke, die sich zwischen dem hercynischen Massiv im Westen und der Böhmisches Masse im Osten eingesenkt hatte, nach Süden vor.

Diese durch epirogene Bewegungen im Sinne von E. HAUG geschaffene Quersenke ist nachweisbar vom Mittelländischen Meere durch das Rhône-Saônegebiet, durch das obere Rheintal, durch Hessen bis nach Norddeutschland hin. Sie ist nicht aus einem Gusse. Schon seit dem Oberdevon bestehen Anzeichen dieser wichtigen Senke am Ostrande des Zentralplateau, welche dieses von dem oberrheinischen Massive trennt und die alte Anlage der spätern Rhône-Saônesenke darstellt. Auch im Norden hat die Einsenkung früh eingesetzt, aber erst seit dem Oberr Rotliegenden wurde eine durchgehende Verbindung zwischen Mittel- und Südeuropa geschaffen, die dann als Transgressionsweg im Mesozoikum eine leitende Rolle spielt. Von ihr aus dringt das Meer dann in das Innere der abgetragenen Faltenzüge des hercynischen Gebirges vor. Es ist das Verdienst E. HAUG, auf die besondere Bedeutung dieses Transgressionsweges aufmerksam gemacht zu haben. Er bezeichnet sie als «Germanische Quersenke» (13, 24).

Auch die Quersenke der Westeifel dürfte um diese Zeit angelegt worden sein. Die ältesten Ablagerungen, welche hier diskordant über Devon lagern, sind die Konglomerate von Malmédy.¹³⁾ Da Fossilien daraus nicht be-

¹³⁾ Das Konglomerat von Malmédy erstreckt sich auf 26 km Länge in der Richtung WSW—ENE von Basse-Bodeux an der Amblève bis nach Khöffraix im Hohen Venn. Es besteht aus Konglomeraten, die dem Cambro-Silur, dem Unter- und Mitteldevon entlehnt sind. Die Devongerölle haben über 40 Arten von Fossilien geliefert. Es ist in einer Senke eingelagert, die einen alten Flusslauf oder ein langgestrecktes Seenbecken darstellte. Das Konglomerat ist

kannt sind, ist das Alter nicht einwandfrei festzustellen. Früher wurden die Konglomerate zum Buntsandstein gestellt; nach den Detailuntersuchungen belgischer Geologen ist die Zustellung zum Oberr Rotliegenden sehr wahrscheinlich.

Wie bereits erwähnt, geht die Eifeler Quersenke im Norden in die Senke von Commern, im Süden in die Luxemburger Senke über.

Die Anlage zu der Luxemburger Senke bestand jedenfalls seit dem Oberr Rotliegenden und dürfte gleichalterig mit der Eifelquersenke (jungpaläozoisch) sein. Mit ihr beginnt der zweite Hauptabschnitt der geologischen Entwicklung unseres Gebietes. Das Obere Rotliegende erstreckt sich nach den heute erkannten Vorkommen aus dem Saar-Nahegebiet um den westlichen Rand des Hunsrück herum und verbindet sich mit dem Oberr Rotliegenden der Wittlicher Mulde, die eine Fortsetzung der Luxemburger Senke nach Osten hin darstellt. (Vgl. Fig. 19).

Alle Beobachtungen deuten darauf hin, dass die Transgression nach der Luxemburger Senke sowohl von Osten nach Westen, d. i. aus der «Germanischen Quersenke», als von Norden nach Süden, durch die Eifelsenke, erfolgte. Im Westen, d. i. im Gebiete des spätern «Pariser Beckens» lag das Festland, dessen Ostrand in der Nord-Südrichtung mit einer Einbuchtung nach Westen im Gebiete der oberrn Maas verlief. (34, 52).

Oberes Rotliegendes, Trias und Jura der Luxemburger Bucht sind Bildungen der Transgressionen, die aus der Germanischen Quersenke u. durch die Eifelquersenke vordrangen.

Die Transgression von Osten nach Westen wird zuerst dokumentiert durch die Sedimente der Senke von Wittlich, die von der untern Alf östlich Wittlich nach Südwesten bis über Trier hinaus reicht. Westlich Trier wird das Obere Rotliegende von mittlerem Buntsandstein überlagert, sonst ruht es an den Rändern der Wittlicher Mulde überall diskordant auf dem Devon (21). Dass die Transgression von Osten nach Westen erfolgte, geht daraus hervor, dass in der Senke nach Westen hin immer jüngere Stufen des Oberr Rotliegenden auftauchen. Es handelt sich um grosse Massen von Schutt und von klastischem Material aus dem Gebirge, die in eine sich senkende Wanne eingeschwenkt wurden.

nicht auf dieser ganzen Erstreckung erhalten geblieben, sondern die Senke wird durch Querswellen in die einzelnen Becken von Malmédy, Stavelot, Basse-Bodeux gegliedert, in denen das Konglomerat vor der Erosion geschützt war. Auf den Querswellen fehlt es. (18, 34.)

Ein Zusammenhang des Oberr Rotliegenden der Wittlicher Mulde mit demjenigen des Saar-Nahegebietes um den Westrand des Hunsrück herum ist erst in jüngster Zeit durch H. WERHLI nachgewiesen worden. (47).

Bei Saarburg lagern westlich der Saar über Hunsrück-schiefer rd. 15 m Quarzitschutt, bestehend aus eckigen Taunus-quarzitbrocken oft mit Windschliff, Dreikanter sind nicht selten, Gangquarz ist untergeordnet. Darüber folgt eine 20 cm mächtige Quarzitbreccienbank, stark malachitführend, mit einem Bindemittel von Dolomit und Kalkspat. Über der Breccienbank folgt eine 10 m mächtige Wechsellagerung von dunkelroten tonigen und weissen sandigen Schichten, beide mit Quarzitschutt. In den weissen Lagen finden sich häufig kleine, unregelmässig geformte Knollen mit kalkig-dolomitischem Bindemittel.

Es folgt eine rund 1 m mächtige, wenig feste Sandsteinbank mit Manganbutzen. Der Sandstein erinnert an den sog. Tigersandstein der untersten Trias.

Darüber liegt roter, fester Ton mit dem Habitus des Röteler oder Bröckelschiefers, mit wenig Quarzitschutt, 1—2 m mächtig.

Unmittelbar darüber folgt eine 30 cm mächtige Bank von grobspätigem Dolomit.

Über dem Dolomit folgen wieder weinrote Tone mit viel Quarzitschutt in einer Mächtigkeit von 5 m.

Darüber kommen nochmals 30 cm reiner Rötelschiefer. Alle diese Schuttmassen zeigen keine Kreuzschichtung. Im tiefsten Schutt unter der Malachitbank fehlt überhaupt jede Schichtung.

Dann kommt typischer Vogesensandstein mit Kreuzschichtung. Er ist stark verkittet und führt häufig kleine, gut gerundete Gerölle.

Nach H. WERHLI können die einzelnen Teile dieses Profiles folgenden Stufen zugeteilt werden:

Der grobe Schiefer- und Quarzitschutt ist seiner Ausbildung nach zu den *Waderner Schichten* zu stellen, wie weiter südlich bei Mettlach gleiche Ablagerungen im Zusammenhang mit den ausgedehnten Waderner Schichten am Südrande des Hunsrückes vorkommen. Es sind Festlandsbildungen eines ariden Klimas.

Im Hangenden folgen die häufig karbonathaltigen Sandsteine mit Manganbutzen, dann die eingeschaltete Dolomitbank und die Rötelschiefer.

Mit der Wittlicher- und der Saargegend in Parallele gestellt, dürfen diese Schichten als *Kreuznacher Schichten*

ten aufgefasst werden. Nur ist die Mächtigkeit bei Saarburg nur 20 m gegen viele Hunderte von Metern in den Nachbargebieten. Da wir aber am äussersten Rande der Rotliegenden Senke sind, ist dieses Auskeilen verständlich.

Es ist möglich, dass diese Schichten auch den Zechstein vertreten, denn nirgends beobachtet man eine Unterbrechung. Es ist deshalb nicht von der Hand zu weisen, dass in dieser Suite von nur 20 m eine vollständige, wenn auch äusserst reduzierte Sedimentationsfolge vom Obern Rotliegenden bis zum Buntsandstein vertreten ist. Es handelt sich hier um Schuttagerungen am äussersten östlichen Rande der Luxemburger Senke.



Fig. 19. Die Westumrandung des Hunsrückes durch das Oberrotliegende.
Nach H. WEHRLI (47).

1, Anstehendes Devon des Hunsrückmassives. 2, Rand des Oberrotliegenden gegen das Devon, anstehend. 3, Id., aber unter mesozoischer Bedeckung. HS = Hunsrückschwelle (Sattel von Sierck). SN = Saar-Nahe Senke. WM = Wittliche Mulde.
Maßstab 1: 600.000.

Der Rand beginnt bei Konz, wo er in die Wittlicher Mulde übergeht und zieht sich in SSW-Richtung gegen Trassem hin. Südlich Trassem folgt längs der Saar eine Unterbrechung bis Saarhölzbach nördlich Mettlach. In dieser Unterbrechung zieht die Schwelle des südlichen Hunsrückes durch. Die Sedimentation des Perms vermochte diese Schwelle nicht zu bewältigen und die Ränder des Sedimentationsraumes biegen im weiten Bogen nach Westen aus. (Fig. 19).

Anzeichen von Oberm Rotliegenden im Luxemburger Gebiet.

Nachdem Oberes Rotliegendes am Westrand des Hunsrückes nachgewiesen werden konnte, darf das Vorkommen desselben auch in unserm Lande erwartet werden.

Bei Sierck liegt auf dem Rücken der Hunsrückschwelle Buntsandstein. Erst die breite Eindeckung der Buntsandsteinzeit überwand hier die Schwelle. Erst weiter im Westen dürfen wir deshalb über dem Devon Oberes Rotliegendes erwarten. Hier kennen wir unter der mächtigen mesozoischen Bedeckung den Untergrund nur in wenigen Bohrlöchern.

Die beiden Bohrungen von Mondorf liegen am Nordrand der Schwelle von Sierck. Die Quarzitklippen von Sierck ragen 50 bis 60 m über die Mosel. Der Oberflächenunterschied zwischen Mondorf (198 m) und Sierck (150 m) wird dadurch ausgeglichen. Werden auch die Verwerfungen mit einem Betrag von rd. 350 m ausgeglichen, dann liegt die Devonoberfläche in Mondorf um rd. 360 m tiefer als auf der Schwelle von Sierck. Dieser Höhenunterschied dürfte auf der alten Festlands oberfläche vor der Ablagerung des Obern Rotliegenden bestanden haben.

Im Bohrloch der Adelheidquelle wurden durchteuft:

Von 428 bis 430 m: Grenzletten.

Von 430 bis 460 m: Voltziensandstein.

Von 460 bis 530 m: Zwischenschichten.

Häufiges Auftreten von Dolomitbänkchen deutet das Ende der Zwischenschichten an. (36).

Von 530 bis 582 m wurde Vogesensandstein angetroffen. Eigentümlicherweise brachte der Kernfänger zwischen 582 und 589 m nichts mehr zu Tage als grobkörnigen Quarzsand mit kantengerollten Quarzstücken und mit verwitterten Feldspatbrocken und Quarzitstückchen. Das alles deutet auf das Obere Rotliegende hin. In dieser Tiefe wurde die Bohrung eingestellt.

Aus dem Bohrloch der Kindquelle, das 1846 fertig gestellt wurde, sind aus der Tiefe zwischen 418 und 730 m nur 10 Pro-

ben im Bohrregister summarisch beschrieben. Die Proben selbst scheinen verschollen zu sein. In dieser ungewöhnlichen Mächtigkeit von 185 m in der Nähe der Landschwelle von Sierck dürfte neben Vogesensandstein auch Oberes Rotliegendes einbegriffen sein.

Im Jahre 1907 wurde in Longwy ein Bohrloch nach Kohle niedergebracht. Nach Professor H. JOLY wurden durchteuft:

Toarcien	: 106 m,
Charmouthien	: 173 m,
Sinémurien	: 106 m,
Hettangien	: 90 m,
Rhétien	: 16 m,
Trias	: 49 m,
Perm	: 231 m.

Zusammen 771 m, darunter wurde Devon angetroffen.

Zwischen 711 und 740 m Tiefe wurden schlecht erhaltene Pflanzenreste gefunden, die als *Walchia piniformis* und als *Cordaites* gedeutet wurden, was das Vorkommen von Rotliegendem bestätigen würde.

Eigentümlich ist die geringe Mächtigkeit der Trias, (Keuper 17 m, Muschelkalk 3 m, Buntsandstein 29 m) die wenig mit dem stimmt, was sonst im Westen über die Mächtigkeit der Trias in Bohrlöchern bekannt ist.

L. VAN WERVEKE hat die Richtigkeit der Deutung des Profils angezweifelt und den untern Teil der Bohrkerne neu bearbeitet (49). Er deutet die Kerne von 577 bis 680 m als mittleren Muschelkalk, von 680 bis 731 m als Muschelsandstein und Voltziensandstein. Leider sind die Pflanzenreste so schlecht erhalten, dass sie ebensogut als *Voltzia heterophylla* denn als *Walchia piniformis* gedeutet werden können.

Das Profil von Longwy ist jedenfalls nicht eindeutig. Nach allem was man aus den Bohrlöchern westlich der Nied kennt, ist die Mächtigkeit des Perm zu hoch gegriffen. Höchstens könnte man die Schichten von 744 bis 771 m zum Rotliegenden stellen. Eigentümlich ist, dass der ganze Buntsandstein gipsführend ist. Das deutet auf eine austrocknende Lagune hin. Ebenso wie in Mondorf ist auch in Longwy das Karbon nicht vertreten. Das Bohrloch kam aus roten und rotbraunen Konglomeraten unvermittelt in Devon.

Aus der Tiefe von 740 bis 771 m sind Konglomerate mit Geröllen bis zu 12 cm Durchmesser angetroffen worden. Dieselben sind stellenweise nicht gerundet. Das alles deutet auf Ufernähe hin. Im Buntsandstein (nach der Deutung von L. VAN WERVEKE) sind die Gerölle kleiner und seltener, finden sich

aber bis in den Muschelsandstein hinauf. Höher kommen sie nicht mehr vor. Das zeigt ein Übergreifen immer jüngerer Schichten nach Westen an. Das Land lag im Westen und die Transgression griff von Osten nach Westen über.

Oberes Perm (Zechstein).

Wie bereits erwähnt, war das Perm die Zeit der Ein-
ebenung der durch die hercynische Gebirgsbildung geschaffenen
Bodenschwellen. Die hercynischen Gebirgsbewegungen hatten
das Meer aus Westeuropa hinausgedrängt. Die mitteleuro-
päische Senke war Festland geworden.

Im Rotliegenden kam es zur Ablagerung von terrigenen
Sedimenten. Im Unteren Rotliegenden konzentriert sich die Sedi-
mentbildung auf die Innensenken der Gebirge, während sie im
Obern Rotliegenden bereits weiter über die eingeebneten
Schwellen hinweggreift. (Fig. 16 u. 17).

Eine eigentliche marine Transgression setzt erst im Zech-
stein ein. Schauplatz dieser Transgression in Westeuropa ist
die Norddeutsche Senke, d. i. das Gebiet zwischen der
hercynischen Faltung im Süden und dem Baltischen Schild im
Norden. Dabei greift die Transgression über den Nordrand der
hercynischen Faltung hinüber. Die Transgression ist von Osten
nach Westen gerichtet und bewegt sich aus dem Uralgebiet
über Norddeutschland nach England hin. Arktische Formen
sind der Fauna beigemischt.

In Norddeutschland ist der Zechstein unter jüngerer Be-
deckung infolge intensiven Abbaues seiner reichen Salzlager
über weite Strecken nachgewiesen. Bei Erkelenz, inmitten der
Rheinischen Bucht, ruht Zechstein unmittelbar auf der West-
phalstufe des produktiven Oberkarbons. Auch aus dem Kohlen-
gebiet der Campine ist er in mariner Fazies nachgewiesen und
reicht mit gleicher Fazies und Fauna nach England hinüber
(Magnesian Limestone). (18).

Östlich des Rheinischen Schiefergebirges dringt die Trans-
gression durch die «Germanische Quersenk» von Norden nach
Süden vor. (24). Die typische Ausbildung ist hier von unten
nach oben:

- 1) «Grauliegender» Sandstein mit Impregnationen von
Malachit und Kupferlazur.
- 2) Kupferschiefer.
- 3) Eigentlicher Zechstein: Stinkkalk, Kalkschiefer, Kalk-
mergel und Dolomite.

In dieser Ausbildung reicht er nach Süden hin bis über
Heidelberg. Bei Heidelberg bildet er eine dünne Zone von Dolo-

mit und Mergeln. Im Odenwald und im Spessart ruht der Zechstein unmittelbar auf dem kristallinen Grundgebirge. In der westlichen Fortsetzung der Spessartschwelle, d. i. am Ostrande der Haardt, erscheint über den Arkosen, Schieferletten und Konglomeraten des Oberrotliegenden ein Dolomithorizont, der nach seinem Fossilinhalt zum Zechstein zu stellen ist.

Dieser Dolomithorizont findet sich sowohl im Saar-Nahegebiet als am Westrande des Hunsrückes. (47). Hier besteht er aus dolomitischem Sandstein und aus Knollen eines rötlich-grauen Dolomites. Solcher dolomitische Sandstein mit Dolomitenknollen wurde auch im Bohrloch von Mondorf in der Tiefe von 580 bis 589 m gefunden. (36). Wenn dieser Dolomithorizont auch keine Fossilien geliefert hat, darf er doch wohl als Äquivalent des Zechsteines angesprochen werden. Dafür spricht auch die grosse Verbreitung dieses Horizontes. Man kennt ihn weiter im obern Teil des Oberr Rotliegenden im Schwarzwald, in den nördlichen Vogesen bei Niederbronn, ferner in den Südvogesen, weiter im Becken von Ronchamp, in den Westvogesen im Val d'Ajol, in der ganzen Umgebung von St. Dié. Auch in der Haute Saône ist diese Dolomitschicht in Bohrungen im obersten Teil des Oberr Rotliegenden nachgewiesen worden. (24, 34). Am Ostrande des französischen Zentralplateau ist diese Bildung nicht bekannt, wodurch der Westrand des Zechsteinmeeres angedeutet wäre.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, dass die Luxemburger Senke seit dem Oberr Rotliegenden besteht und dass Oberes Rotliegendes und oberes Perm, wenn auch rudimentär, in derselben vertreten sind.

Trias.

(Vgl. Fig. 21, 22, 23).

Die Grundzüge der Paläogeographie Westeuropas, wie sie im Perm herausgearbeitet wurden, lassen sich zu Beginn der Trias folgendermaßen zusammenfassen. (13).

Im Süden des Baltischen Schildes besteht die NW—SE gerichtete «Norddeutsche Senke» auf dem Gebiete der abgetragenen kaledonischen Falten. H. STILLE bezeichnet sie als ein sinkendes Sedimentationsgebiet mit geosynklinalem Charakter, da ihre Sedimente stellenweise bis zu 7000 m Mächtigkeit erlangen. Nach Osten reicht sie bis an die Weichsel. In Norddeutschland und in der Rheinischen Bucht ist sie durch zahlreiche Bohrungen nachgewiesen, ebenso in dem Untergrund von Holland und in der belgischen Campine.

Die Bohrungen im Kohlengebiet der Campine haben bewiesen, dass die Trias aus dem Innern der Senke über den abgetragenen hercynischen Faltenrand transgrediert. In der Gegend von Wesel ist die untere Trias vollständig, in der Campine fehlt der untere Buntsandstein. Sie ist in germanischer Fazies entwickelt.

Nach Westen zu verlängert sich die Senke bis nach England hin, wo Trias in landnaher Ausbildung den Raum von Durham im Norden bis Devonshire im Süden einnimmt. Typische Triasgesteine, aber ohne Fossilien findet man im Calvados im Norden des Armorikanischen Massives, wo sie über Perm transgredieren und z. T. diskordant auf altpaläozoischen Bildungen lagern. (24).

Südlich der Norddeutschen Senke liegt die Landmasse der hercynischen Gebirgsbildung: das Rheinische Massif, das Ardenner Massif, das nach Süden in den französischen Kontinent übergeht, der auch das Zentralplateau begreift, im Osten die Böhmisches Masse. Das Ganze bildet den «Mitteleuropäischen Kontinent», der aber seit Abschluss der hercynischen Gebirgsbildung einem stetigen Zerfall unterlag. (13). Diese Zerstückelung wird durch Quersinken bedingt, die in ihren Anlagen bis auf die jungpaläozoische Faltung selbst zurückgehen, sich aber erst im Mesozoikum voll auswirken oder auch wieder neu aufleben. Es handelt sich hierbei um epirogene Bewegungen, durch welche Einfaltungsgebiete, in welche das Meer transgrediert und Auffaltungsgebiete mit regressiver Meeresbewegung geschaffen werden. Auf diese Weise werden auch Verbindungen

zwischen dem Flachseegebiet der germanischen Fazies und dem Tiefseegebiet der Tethys mit alpiner Fazies geschaffen. (Vgl. Fig. 2).

Die wichtigste Quersenkung Westeuropas im Gebiete des durch die hercynische Faltung zusammengefügteten Mitteleuropäischen Kontinentes oder Blockes ist die bereits erwähnte Germanische Quersenkung. E. HAUG fasst sie als typisches Beispiel der Quersenkungen, quer zum Streichen des hercynisch gefalteten ältern Untergrundes sich erstreckend, auf. (24).

Sie reicht in ihrer meridionalen Erstreckung von der Nordsee bis zur Provence. Einzelne Teile sind seit dem Oberdevon vorgezeichnet. (Vgl. den Abschnitt «Oberes Rotliegendes».) Seit dem Zechstein trennt sie die Böhmisches Masse im Osten von dem Rheinisch-Ardennischen Massiv im Westen. In der untern Trias bewältigt sie das lothringisch-schwäbische Gebiet, und in der obern Trias dringt sie in das Gebiet der ebenfalls paläozoisch angedeuteten Rhône-Saône-Senkung (Pforte der Dauphiné) vor und verbindet so die triadische Flachsee mit dem triadischen Tiefseegebiet der Tethys. Nach Norden schafft diese Quersenkung eine Verbindung mit der Norddeutschen Senkung.

Die Germanische Quersenkung ist ein Flachseegebiet (Schelfgebiet) mit alten Gebirgskernen im Untergrund, die im Tertiär weiter zerfallen und dann hochgehoben werden. (13). Ein Teil derselben, der lothringisch-schwäbische Schelf, reicht während Trias und Jura in das Luxemburger Gebiet herein.

Die Grenzen der Senkung sind im Osten und im Südosten die Böhmisches Masse und das «Vindelizische Hochgebiet», d. i. die Landbarre der oberbayerischen und schweizer Hochebene. Im Westen sind es das Rheinische Schiefergebirge und der «französische Kontinent», worunter Ardennen nebst der hercynischen Masse unter dem heutigen Pariser Becken und das französische Zentralplateau zu verstehen sind.

Eine Nebenverbindung des Lothringer Schelfes und der Luxemburger Senkung mit der Norddeutschen Senkung bildete die Eifeler Quersenkung. (Vgl. Fig. 18, 24).

Germanische Quersenkung, besonders im lothringischen Schelfgebiet, und Eifeler Quersenkung geben die Leitlinien für die Meereshbewegungen im Mesozoikum in unserm Gebiete ab. Es sind Wege für die Transgressionen und ihr Einsinken wird durch das Aufsteigen benachbarter Gebiete kompensiert, auf denen dann auch Regressionerscheinungen zu beobachten sind. So werden die scheinbar dem Zufall gehorchenden Transgressionen und Regressionen auf ein leitendes Prinzip zurückgeführt. Nur ein Verfolgen der Bewegungen in diesen beiden Ein-

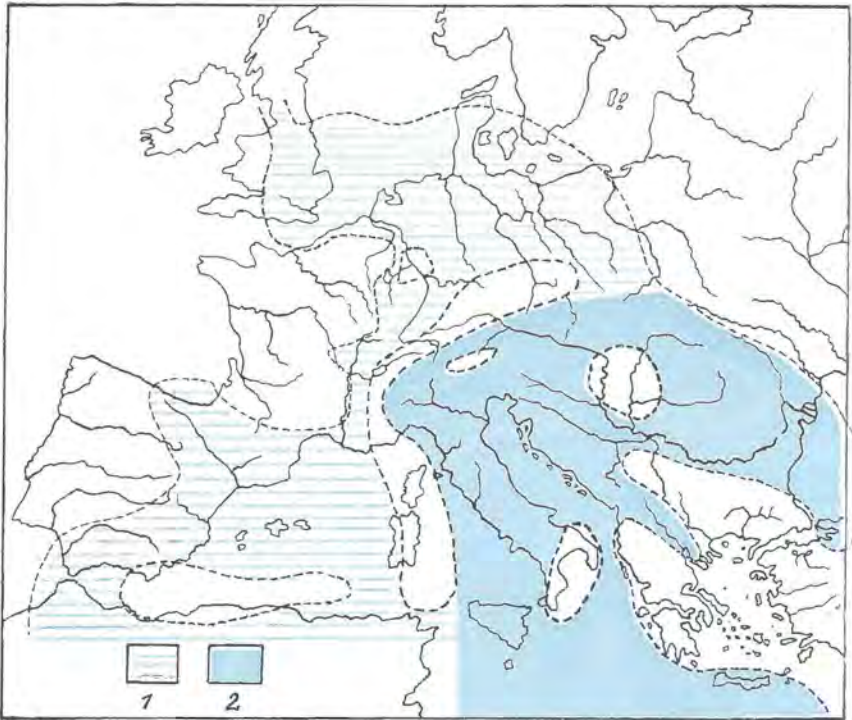


Fig. 21.

Paläogeographische Skizze von Westeuropa in der untern Trias.

1. Lagunen und Flachmeer (Gebiet der germanischen Fazies), 2. Tiefmeer (Gebiet der alpinen Fazies).

Die Senke des Buntsandsteinmeeres verlief im Luxemburger Land und in den benachbarten Gebieten als flache, relativ schmale Rinne in rheinischer Richtung zwischen dem «Französischen Kontinent» im Westen und der «Vindelizischen Schwelle» im Osten. Zwischen den Ardennen und dem Rheinischen Massiv zieht sich als Nebenarm die «Eifeler Quersenke» hin.

Die Vindelizische Schwelle, welche gegen Nordosten in die Böhmisches Masse übergeht, ist ein Faltenzug der parallel zum hercynischen Bogen in SW—NE-Richtung verläuft. Im Paläozoikum bildete das Vindelizische Gebirge im Zuge des «Mittleuropäischen Rückens» das Verbindungsstück zwischen der Oberrheinischen und der Böhmisches Masse.

Die Vindelizische Schwelle ist besonders bedeutsam für die Ablagerung und Verbreitung der mesozoischen Schichten in Süddeutschland. (43 a). In der Trias setzt sie nach Süden in die korsosardinische Schwelle fort und beide bilden einen langgezogenen, schmalen Rücken, welcher die germanische Triasfazies von der alpinen trennt. Im Rhät setzt die Zerstückelung ein, aber erst im Verlauf des Jura wird die Vindelizische Schwelle von den Transgressionen überwunden. Einzelne Schollen derselben machen sich aber in der Sedimentbildung bis in die Kreidezeit hinauf bemerkbar (Vgl. auch die entsprechenden paläogeographischen Kärtchen.)

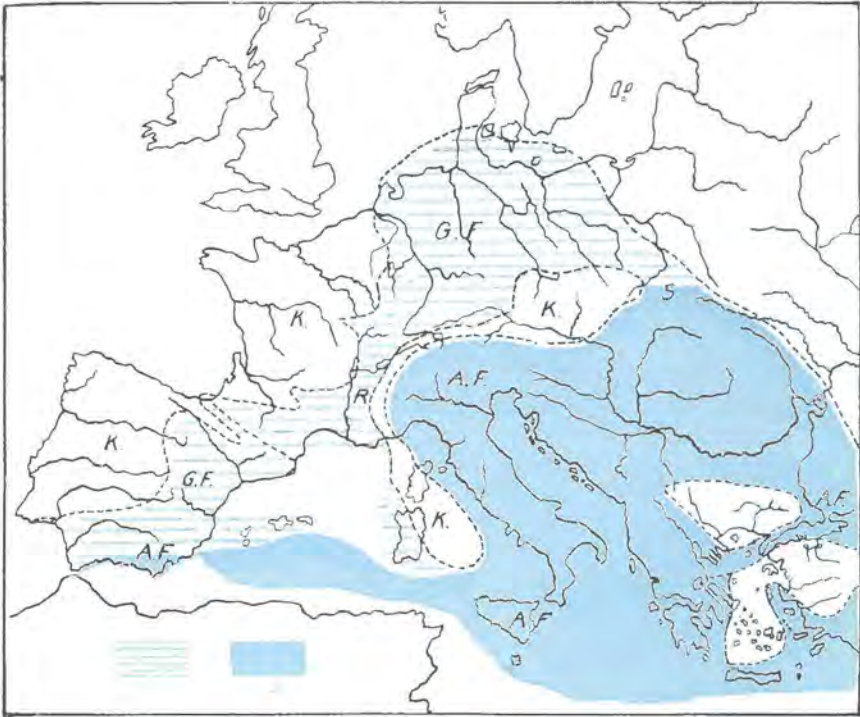


Fig. 22. Das Muschelkalkmeer.

Nach A. TORNSQUIST und M. GIGNOUX.

K = Kontinentalmassen (weiss). G.F. = Gebiet der germanischen Fazies. A.F. = Gebiet der alpinen Fazies. S. = Schlesische Pforte. R. = Rhône-Saône Senke (Pforte der Dauphiné). Blau = Meeresbedeckung im allgemeinen.

Nach A. TORNSQUIST. Formations- u. Gebirgskunde, Berlin 1913 und M. GIGNOUX, Géologie stratigraphique, Paris 1936.

Die Germanische Quersenne nimmt in der Muschelkalkzeit an Ausdehnung zu. Das Vindelizische Land wird eingeengt, besteht aber als trennende Schwelle weiter. Eine Verbindung mit dem tiefen Weltmeer besteht nur im Südosten durch die Schlesisch-Mährische Pforte u. im Norden. Rein marine Faziesausbildung besteht im untern und mittleren Muschelkalk nur im Südosten und im Innern der Quersenne, während in der Nähe der Vindelizischen Schwelle und im Westen, in der Nähe des Französischen Kontinentes, küstennahe Bildungen vorherrschen (Muschelsandstein, Mergel und dolomitische Sandsteine nebst Gips der Anhydritgruppe.) Im obern Muschelkalk ist das Land aber so weit abgetragen, dass klastisches Material kaum noch zur Ablagerung kommt. Die Kalkbildungen sind allgemein geworden. Auch durch die Rhône-Saône Senke ist jetzt eine Verbindung mit dem tiefen Meer von Südeuropa hergestellt. (43 a)



Fig. 23. Paläogeographische Skizze des Rhät.

1. Flachsee. 2. Tiefsee.

Die Verbreitung des Keupers greift über die des Muschelkalkes hinaus, aber die Sedimentation in dem sehr flachen Meere wird zeitweise durch Hebungen und Trockenlegung unterbrochen, worauf terrestrisch-fluviatile Zwischenbildungen sowie Gips- und Salzablagerungen hinweisen.

Die Lettenkohle zeigt noch eine gewisse Verwandtschaft mit dem obern Muschelkalk. Der mittlere Keuper mit den Bildungen des Schilfsandsteines und der «Roten Mergel» erinnert an die Bildungen der Buntsandsteinzeit, während der Steinmergelkeuper Ähnlichkeiten mit dem mittleren Muschelkalk aufweist. (43 a).

Im Steinmergelkeuper wird im Süden eine direkte Verbindung mit dem offenen Ozean hergestellt, während eine im Osten offene Bucht am Nordrande des Zentralplateau weit nach Westen in den Französischen Kontinent vordringt.

Im Rhät endlich ist der Mitteleuropäische Rücken nur mehr in Resten erhalten. Seit dem Unterkarbon bestand keine solch ungehinderte Verbindung mehr zwischen der Mitteleuropäischen Senke und der Mittelmeer-geosynklinale wie zur Zeit des Rhät. (13).

senkungsgebieten und in den dieselben begrenzenden Auffaltungsgebieten kann zu einem kausalen Erfassen der Geologie unsers Gebietes führen.

Eine weitere Verbindung zwischen dem germanischen Flachmeer der Trias und dem alpinen Tiefseegebiet wird durch die schlesisch-mährische Senke (Pforte) dargestellt.

Da die epirogenen Bewegungen in den beiden, durch die erwähnten Quersenzen verbundenen Sedimentationsräumen sich kompensieren, entspricht einem Maximum der Senkung in der alpinen Region, ein Minimum der Tiefe im germanischen Binnenmeere. Deshalb kann sich, je nach dem Vorzeichen der Bewegung, ob hebend oder senkend, der Einfluss der Tiefsee im Binnenmeer oder auch das Umgekehrte bemerkbar machen. Der alpine triadische Sedimentationsraum zeigt ein Maximum der Tiefe in der untern und obern Trias. Zur Buntsandsteinzeit ist das germanische Triasmeer dagegen ein seichtes Binnenmeer mit Tendenz zur Verlandung. Im Muschelkalk und im Rhät entspricht die Regression im alpinen Gebiet einer Transgression in den Binnenmeeren. Durch die schlesisch-mährische Senke und durch die Rhône-Saône Senke wandern alpine Formen in das nördlichere Binnenmeer hinein und das Meer tritt auf die Ränder der Hochgebiete, welche das Binnenmeer umsäumen, hinüber. Im Buntsandstein und im Keuper wird die Verbindung beider Gebiete durch die Quersenzen schwieriger. Deshalb finden wir im Muschelkalk der germanischen Trias die den alpinen Formen verwandte *Ceratites nodosus* und besonders im Rhät dehnt sich eine weite marine Transgression über die bisherigen triadischen Randgebiete (England, Zentralfrankreich) aus mit einer Fauna von fast universeller Ausdehnung. *Avicula contorta* hat eine erstaunlich weite horizontale Verbreitung.

Den Veränderungen in der Verbindung mit dem Tiefseegebiet der Tethys entspricht auch die scharfe lithologische Dreiteilung der germanischen Trias. Sie ist in dem untern Teile vorwiegend sandig, in dem mittleren kalkig und in dem obern mergelig-sandig.

Das Luxemburger Triasgebiet lag in der Ufernähe des «französischen Kontinentes», welcher, wie bereits erwähnt, Ardennen, Pariser Becken, Londoner Becken und das französische Zentralmassiv umfasste. Diese umfangreiche Landmasse wird von den Rändern aus nach dem Innern zu während des Mesozoikums vom Meere bewältigt. Im Norden bewegen sich die Transgressionen von Norden nach Süden. In Westphalen ist unterer Buntsandstein vertreten, in der Cam-

pine beginnt die Trias erst mit dem mittleren Buntsandstein. Im Osten besteht ein Transgressionsweg durch die Senke von Commern und durch die Eifeler Senke. Die Transgression beginnt mit dem mittleren Buntsandstein. Durch die weite Senke Lothringens schreitet die Transgression von Osten nach Westen vor. In Schwaben ist unterer Buntsandstein, in den Vogesen nur mittlerer Buntsandstein (Vogesensandstein) entwickelt. Das Land lag im Westen, die Küste verlief in NNE—SSW-Richtung.

Wichtig für die Entwicklung der Trias in unserm Gebiete ist der ehemalige Zusammenhang der Triasschichten in der Senke von Commern mit dem Luxemburg-Trierer Gebiet durch die Eifeler Quersenke. Für das Bestehen dieses Zusammenhanges spricht nicht bloss die grosse Ähnlichkeit der Fazies der Trias in beiden Gebieten,¹⁴⁾ sondern auch das Bestehen von isolierten Buntsandsteinschollen, die zwischen Killburg, Gerolstein und Kall über dem devonischen Grundgebirge erhalten geblieben sind. Der Buntsandstein schliesst sich eng an die Verbreitung der Devonkalkmulden an. Das Vorkommen desselben ist an die alte Eifelsenke gebunden. Manche Verwerfungen durchsetzen zwar Devon und Buntsandstein, was aber nur bedeutet, dass alte Verwerfungen in einer späteren Zeit immer wieder neu auflebten, oder dass ursprüngliche Einbiegungen später zu Brüchen führten.

Die Frage, ob zur Triaszeit in der Eifeler Senke nur ein schmaler Meeresarm bestand, oder ob die Trias sich weit nach Osten verbreiterte, wird verschieden beantwortet. Manche Forscher sprechen sich für einen schmalen Meeresarm aus, andere für eine breite Querzone. (16).

Die Westgrenze ist jedenfalls durch die mächtige Konglomeratbildung angedeutet. Sie verlief Nord-Süd und lag nicht weit westlich von Commern. (Vgl. Fig. 24). Dass die Küste nicht allzuweit von dem heutigen Vorkommen von Buntsandstein lag, geht daraus hervor, dass die starke Zunahme von groben Konglomeraten von Osten nach Westen und die Abnahme der Mächtigkeit in derselben Richtung auf eine mächtige Heraushebung und auf Landnähe im Westen hinweisen. Die jüngern Triasschichten transgredierte weiter auf das alte Festland hinüber. Der nähere Verlauf der westlichen Küstenlinien soll später ausführlicher besprochen werden.

Die Frage, wo der Ostrand lag, ist schwieriger zu beantworten, weil es hier an direkten Beobachtungen fehlt. Die Konglomerate des Buntsandsteines nehmen nach Osten hin ab, die

¹⁴⁾ Siehe die vergleichende stratigraphische Tabelle N° 7.

Mächtigkeit der Schichten jedoch in dieser Richtung zu. Für das Festlegen der Ostgrenze im Eifeler Graben geht G. FLIEGEL von folgenden Erwägungen aus. (16).

In der Niederrheinischen Bucht dehnte sich der Buntsandstein von Münster über Wesel weit nach Westen aus, bis in die Campine hinein. Die Südgrenze der Buntsandsteinablagerung springt im Gebiete der Roer, im Roertalgraben, weit nach Süden vor. Damals bestand bereits der Roertalgraben, der auch von dem Meere eingenommen war. Hier lag die Verbindung mit der Eifeler Quersenke. Nach Osten hin dehnt sich der Roertalgraben bis an den Erftsprung aus. Östlich vom Erftsprung lag Land. Man darf wohl annehmen, dass die Heraushebung östlich des Erftsprunges sich in die Eifel fortsetzte, denn diese Linie fällt in ihrer Fortsetzung mit der Bruchzone zusammen, die im Osten die Eifeler Grabensenke begrenzt. Hier wäre auch die Ostgrenze der Buntsandsteinbedeckung zu suchen. Die fazielle Entwicklung des Buntsandsteines deutet übrigens darauf hin, dass die Senke nicht breit war und dass die Ufer nahe waren. Dies gilt aber nur für das Buntsandsteinmeer. Das Meer der jüngern Triasschichten griff auch im Osten weiter hinaus und aus der Analogie mit der Luxemburger Senke dürfen wir schliessen, dass auch in der Eifeler Senke die Transgression nach Osten hin viel kräftiger war als nach Westen. In der höheren Trias dürfte wohl der grössere Teil der Eifel vom Meere bedeckt gewesen sein. Die gleichen Verhältnisse beobachten wir während der Triaszeit im Hunsrück.

Die Abnahme der Mächtigkeit von Osten nach Westen, die Zunahme der sandig-konglomeratischen Ausbildung ebenso wie das Übergreifen von jüngern Gliedern der Trias über ältere hinweg, in der gleichen Richtung, gestatten es, im Westen den Verlauf der Küste genauer festzulegen, während für den Osten die Ausdehnung des Meeres unbestimmt bleibt.

Verlauf der Uferlinien im Luxemburger Gebiet während der Trias. (Vgl. Fig. 24 und 25).

Ebenso wie in der Eifeler Quersenke lässt sich in der Luxemburger Senke während der Trias die Westküste genauer festlegen als die Ostküste.

Die Achse der Luxemburger Senke erstreckt sich in NE bis NNE Richtung und liegt in der Linie Luxemburg, Echternach, Bitburg. Vom Moseltal fallen die Schichten nach NW mit 10 bis 15 Grad, vom Rande der Ardennen mit 5 bis 10 Grad nach SE, gegen das Innere der Mulde hin. (22).

Am Westrande des Hunsrückes ist nur im Buntsandstein längs der Saar eine Uferfazies zu erkennen, die aber bereits bei Sierck nicht mehr besteht. Vom Muschelkalk ab ist die Entwicklung am Rande des Hunsrückes die gleiche normale wie im Moseltale. Mit Beginn der Muschelkalktransgression griff die Sedimentation weit über den Rand des Hunsrückes hinweg. Das Gleiche gilt auch für den Keuper. Auch nach Norden griff die ganze Trias weit über die Eifelquersenke hinweg, wie die gleichen Fazies bei Commern und bei Bitburg dies beweisen.

Deutlich ist der Küstenverlauf im Westen durch die Entwicklung einer typischen Küstenfazies am Rande der Ardennen und des französischen Kontinentes angegeben. Mit der Annäherung an diese Gebiete nimmt die Trias eine sandig-konglomeratische Entwicklung an, die vollständig von der Ausbildung abweicht, wie man sie an der Mosel und an der untern Sauer beobachtet.

Die petrographische Beschaffenheit wird nach Westen hin sehr einförmig. Es sind grobe, oft konglomeratische Sandsteine oder mergelige u. sandige Dolomite. Fossilien fehlen meistens. Es fehlt also ein sicheres Kriterium, um die einzelnen Abteilungen auseinander zu halten. Die Zusammengehörigkeit der einzelnen Schichtgruppen zu bestimmten Stufen der normalen Trias wird deshalb von den verschiedenen Autoren abweichend dargestellt.

Nach dem normalen Verlauf der Transgressionszyklen in der Trias darf man auch im Gebiete der westlichen Uferfazies als Regel aufstellen, dass Muschelkalk und Rhät am weitesten nach Westen übergreifen, dass hingegen Buntsandstein und Keuper früher auskeilen. Der Muschelkalk ist meistens konglomeratisch entwickelt. Dieses Konglomerat wurde von ältern Forschern als Buntsandstein gedeutet, wodurch dieser nach Westen hin eine Ausdehnung erhielt, die er in Wirklichkeit nicht besitzt. Der Buntsandstein verschwindet recht früh, etwa im Pratzertal.

Zwischen Ettelbrück und Diekirch besteht noch ein ziemlich normales Triasprofil. Westlich Ettelbrück beginnt die Uferfazies und das Auskeilen der einzelnen Abteilungen.

Mit der näheren Deutung dieser Uferfazies im Gebiete der Luxemburger Trias hat sich zuerst E. W. BENECKE beschäftigt (8), eingehender dann L. VAN WERVEKE (48, 52). In neuerer Zeit hat C. GOETZ (20) sich in einer eigenen Studie mit dieser Frage befasst. Die Deutungen von E. W. BENECKE und L. VAN WERVEKE decken sich bis auf die Stellung des Konglomerates über dem Nodosus-Kalk. Dieses Konglomerat, das sich von Ettelbrück bis nach Post hinzieht, stellt nach

BENECKE den obern Muschelkalk dar, nach VAN WERVEKE ist es ein Äquivalent der Lettenkohle. Die Deutungen von C. GOETZ weichen in mehreren wesentlichen Punkten von der älteren Auffassung ab. Das Wesentliche dieser Darstellungen der Uferfazies besteht darin, dass sie es ermöglichen die mutmaßliche Ausdehnung der Trias über den Südrand des Öslings nach Norden hin festzulegen.

Die Entwicklung der Trias am Südrande der Ardennen vom äussersten Vorkommen im Westen bei Jamoigne bis zur Prüm im Osten. Die mutmaßliche Ausdehnung der Trias über den Südrand des Öslings nach Norden hinaus.

Buntsandstein.

I. Die Entwicklung am Rande des Devons östlich der Our. (23).

Nach den Erläuterungen zu den Blättern Wallendorf und Mettendorf der Preussischen Geologischen Landesaufnahme hat der Vogesensandstein bei Sinspelt am Rande des Devons eine Mächtigkeit von 20 m. Darüber liegen 70 m Zwischenschichten und 15—20 m, bei Mettendorf sogar 30 m, Voltziansandstein. Die Entwicklung des Buntsandsteines übertrifft hier in unmittelbarer Nähe des anstehenden Devons an Mächtigkeit und Vollständigkeit bei weitem diejenige in unserm Lande. Aber auch östlich der Our transgredierte ursprünglich die Zwischenschichten über den Vogesensandstein, der Voltziansandstein über die Zwischenschichten, denn es ist statthaft östlich der Our ein ähnliches Übergreifen anzunehmen wie westlich derselben. Das heisst, was östlich der Our heute in der Nähe des Devonsrandes liegt, wurde ursprünglich in grösserer Entfernung vom Uferrand abgelagert oder, der Uferrand lag weiter im Nordwesten.

Gewiss verlief die Küste am Südrande der Ardennen nicht vollständig gleichförmig, aber da sie aus gleichartigem Schiefergestein aufgebaut ist, war die Küstenform im allgemeinen die gleiche, ebenso auch die Sedimentationsbedingungen. Die Grauwacken, Quarzite und Quarze, welche das widerstandsfähigere Material abgaben, zogen sich im grossen ganzen gleichmässig über das Küstenland hin. Das alles deutet darauf hin, dass die Ausbildung der Trias am Rande der Ardennen im allgemeinen die gleiche war.

II. Die Entwicklung am Rande des Öslings westlich der Our.

Nach A. LEPPLA (33) und H. GREBE (22) erreicht der Vogesensandstein die Our noch kaum. Nach L. VAN WERVEKE (48) erstrecken sich die Zwischenschichten bis westlich Ettelbrück. Ob der Voltziensandstein mit den Grenzletten noch bis über Redingen hinaus reicht, wie auf der van Werveke'schen Karte angegeben ist, ist nicht gewiss. *Voltzia heterophylla* fand ich in feinkörnigem, grünlichen Sandsteine am Feulener Berg.

Nach C. GOETZ (20) lassen sich die Zwischenschichten nicht immer mit Sicherheit abtrennen. Am Herrenberg bei Diekirch und westlich Grosbous bestehen noch Zwischenschichten und Voltziensandstein. Bei Folscheid keilt der Buntsandstein nach Westen aus.

Während östlich der Our bei Sinspelt die ganze Suite übereinander gelagert, Vogesensandstein, Zwischenschichten, Voltziensandstein, in unmittelbarer Nähe des Devonrandes endigt, reicht nach Westen hin der Vogesensandstein bis an die Our, die Zwischenschichten transgredieren um 25 km über den Vogesensandstein, die Voltzienschichten um 30 km über den letzteren. Bei Sinspelt dürfen wir gleiches Transgredieren der höheren Glieder des Buntsandsteines über die tiefern annehmen. Das heisst mit andern Worten, der Voltziensandstein reichte hier um 30 km weit über den heutigen Devonrand hinauf. Nehmen wir an, dass bei Folscheid vor der Abtragung der Rand des Buntsandsteines noch 5 km weiter nördlich lag, so ergibt eine Linie, welche die beiden Punkte, 5 km nördlich Folscheid und 30 km nördlich Sinspelt, verbindet, den ungefähren Verlauf der Küste zur Zeit des Voltziensandsteines an. Zur Zeit der Zwischenschichten lag die Küste etwa 10 km östlicher.

Muschelsandstein.

I. Entwicklung am Rande des Devons zwischen Our und Prüm. (23).

Bei Ammeldingen im Ourtal, ca. 2 km vom anstehenden Devon ist der Muschelsandstein 40 bis 50 m mächtig. Es ist, ein feinkörniger, graugelber Sandstein, wechsellagernd mit sandig-mergeligen Schiefern. Die obern dolomitischen Schichten sind schwach ausgebildet und führen *Myophoria orbicularis*. Bei Mettendorf beträgt die Mächtigkeit 50 m. Die Entwicklung in betreff Gesteinsbeschaffenheit und Mächtigkeit ist in dem besprochenen Gebiete die gleiche wie an der Mosel und

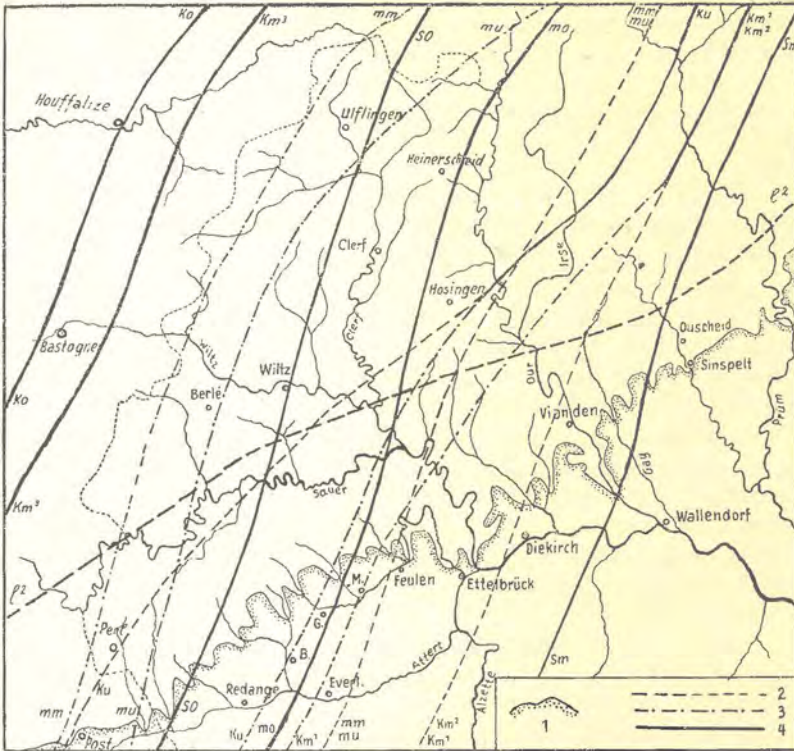


Fig. 25. Detailkarte des Verlaufs der Uferlinien des Triasmeeres im Ösling.

Wegen durchgehenden Fehlens von Fossilien und der vorherrschend konglomeratischen Entwicklung ist die Deutung der einzelnen Schichtglieder je nach den Autoren verschieden.

1. = Geschummerte Linie: Die heutige Grenze der mesozoischen Bedeckung am Südrande des Öslings.

2. = Gestrichelte Linien: Grenzlinien der Ausdehnung nach Westen von Schichten, deren stratigraphische Stellung nach L. VAN WERVEKE gedeutet ist.

3. = Strich-Punktlinien: Grenzlinien der Ausdehnung nach Westen von Schichten, deren stratigraphische Stellung nach C. GÖTZ gedeutet ist.

4. = Volle Linie: Grenzlinien der Ausdehnung nach Westen von Schichtenreihen, die von den verschiedenen Autoren (E. W. BENECKE, C. GÖTZ, L. VAN WERVEKE) übereinstimmend gedeutet werden.

1² = Uferlinie des Luxemburger Sandsteines. Ko = Rhät. Km³ = Steinmergelkeuper. Km² = Schilfsandstein. Km¹ = Salkeuper. Ku = Lettenkohle; mo = oberer Muschelkalk. mm = mittlerer Muschelkalk. um = unterer Muschelkalk. Sm = Zwischenschichten. SO = Voltziesandstein.

B. = Bettborn. Everl. = Everlingen. G. = Grossbous. M. = Mertzig.

untern Sauer, nur sind die dolomitischen Schichten schwächer entwickelt.

II. Die Entwicklung am Rande des Öslings, westlich der Our.

Nach L. VAN WERVEKE (48) nimmt die Mächtigkeit des Muschelsandsteines von Diekirch an rasch ab. Er keilt zwischen Oberfeulen und zwischen Obermerzig aus.

Näher auf die Küstenfazies des Muschelsandsteines geht C. GÖTZ ein. (20). Bei Mœstroff fand er die obern dolomitischen Schichten, die auch bei Ammeldingen bereits reduziert sind, als dünne Lage von Dolomiten mit schiefrigem, sandigem Mergel mit *Myophoria orbicularis*.

Am Herrenberg ist die Mächtigkeit noch etwa 8 m, am Lopert bei Ettelbrück 11 m. In beiden Profilen tritt noch charakteristischer Muschelsandstein («Werkstein») auf.¹⁵⁾ Dazu kommen graublau und graue geschieferte Mergel. Die Schichten enthalten bei Ettelbrück noch typische Fossilien. Die Entfernung vom heutigen Devonrand beträgt am Herrenberg $\frac{1}{2}$ km, am Lopert 1 km.

Bei Pratz beobachtete GÖTZ über den Grenzletten des Röt ein Profil, das er als Muschelsandstein anspricht. Es umschließt mehrere Konglomeratlagen, dazu grobkörnigen Sandstein und sandige, schieferige Mergel. Im Hangenden ist ein kalkiges Konglomerat, das den dolomitischen Schichten mit *Myophoria orbicularis* entsprechen soll. Das Profil von Pratz läßt sich über Ospern bis nach Niedercolpach verfolgen.

Östlich der Our ist das Profil noch normal, bei Mœstroff hat die Versandung bereits begonnen. Sicher läßt sich diese sandige Fazies bis westlich Ettelbrück auf eine Distanz von 13 km an der Hand der Fossilien verfolgen. Die sandig-mergelige und konglomeratische Ausbildung reicht bis Niedercolpach, das sind von der Our ab 32 km. Soweit dürfte sich der Muschelsandstein östlich der Our nach Norden erstreckt haben, während wir bei Niedercolpach in der Nähe der alten Uferlinie sind. Diese zieht sich von hier aus bis zu dem Punkte, der 32 km nördlich von dem heutigen normal entwickelten Vorkommen bei Ammeldingen oder Ouscheid liegt.

¹⁵⁾ Unter «Werkstein» ist der feinkörnige, technisch verwertbare Sandstein zu verstehen.

*Verlauf der Uferlinien der Triasmeere
in der Luxemburg-Trierer Bucht u. in der Eifelquersekte*

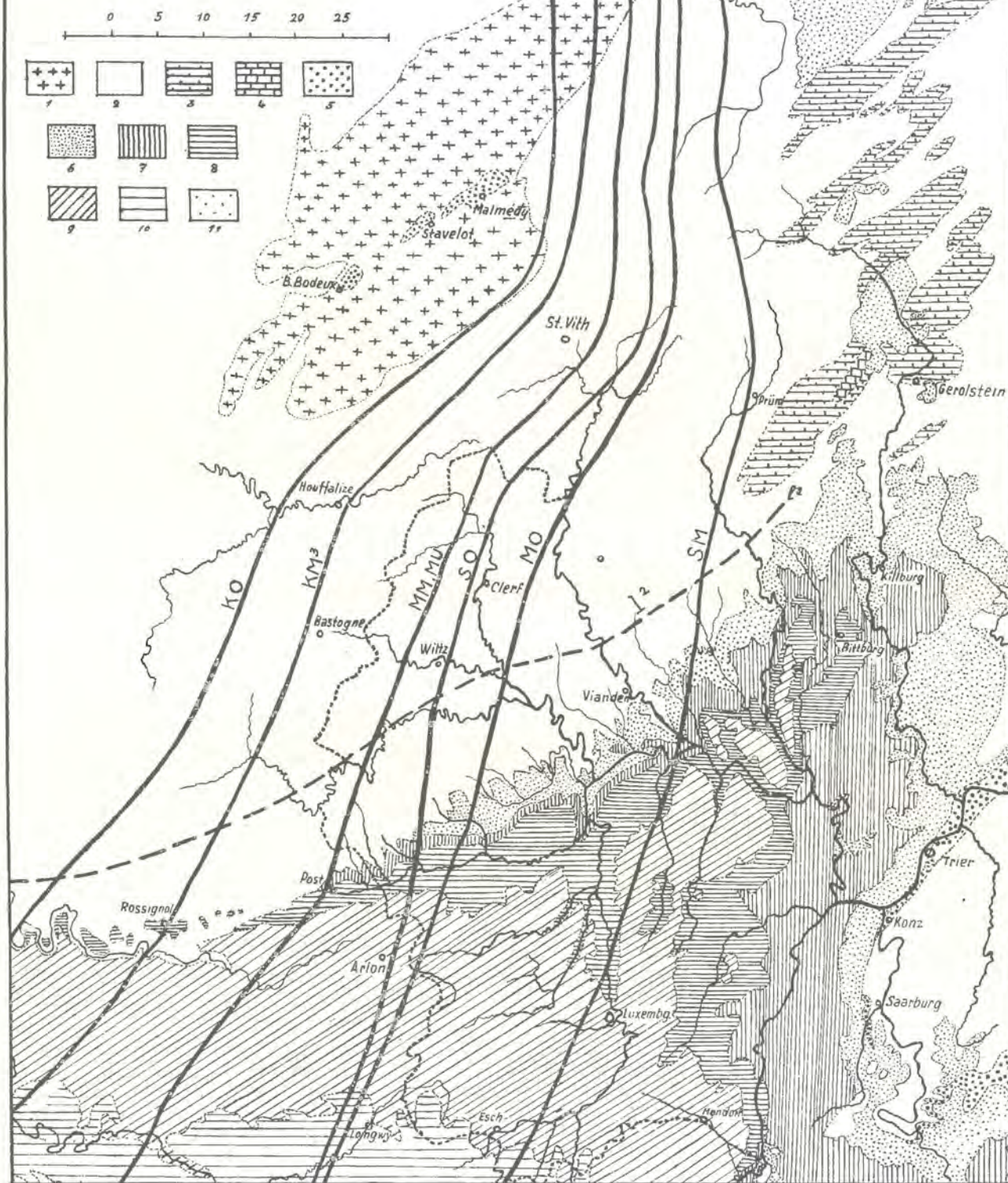


Fig. 24.

1. = Kambrium; 2. = Unterdevon; 3. = Mitteldevon; 4. = Oberdevon; 5. = Rotliegendes; 6. = Buntsandstein; 7. = Muschelkalk; 8. = Keuper; 9. = Lias; 10. = Dogger; 11. = Junge Ablagerungen der Niederrheinischen Bucht; — Uferlinien dhr Trias; - - - Uferlinie des Luxemburger Sandsteins; KO = Rhät; KM³ = Steinmergelkeuper; MO = Oberer Muschelkalk; MM, MU = Mittlerer und Unterer Muschelkalk; SO = Voltziensandstein; SM = Vogesensandstein; 1² = Luxemburger Sandstein.

Mittlerer Muschelkalk nebst Linguladolomit.

I. Entwicklung am Rande des Devon zwischen Our und Prüm.

Auf den Blättern Wallendorf und Mettendorf (23) nähert sich mittlerer Muschelkalk und Linguladolomit bis auf 2 km Entfernung dem heutigen Devonrand. Es sind bunte Mergel mit Gips und mit Steinsalzpseudomorphosen in einer Mächtigkeit von 80 m. Der Linguladolomit ist als dünngeschichteter, grauweißer, dolomitischer Kalk entwickelt und führt *Lingula tenuissima*. Mächtigkeit und lithologische Ausbildung sind dieselben wie an der untern Sauer, nur der Linguladolomit ist weniger mächtig.

An der Prüm bringen Verwerfungen den mittleren Muschelkalk in Kontakt mit dem Devon.

II. Entwicklung am Rande des Öslings.

Nach den Untersuchungen von C. GÖTZ (20) haben die Linguladolomite am Herrenberg noch 2.50 m, an der untern Sauer sind es rd. 10 m. Sandsteine treten am Herrenberg in starkem Maße zwischen den Mergeln mit Gips auf. Auch ist die Mächtigkeit reduziert. Bei Ettelbrück haben die Sandsteine die Mergel fast vollständig verdrängt. Diese untere Abteilung ist hier rund 20 m mächtig; 40 cm gelbe, sandige Mergel mit *Lingula tenuissima* entsprechen dem Linguladolomit.

Bei Karlshof findet man roten, festen, sandigen Mergel mit *Lingula tenuissima*, aber die untere Abteilung ist nicht mehr vertreten. L. VAN WERVEKE (48) lässt deshalb die ganze mittlere Stufe des Muschelkalkes zwischen Merzig und Oberfeulen auskeilen, wobei die oberen Dolomitschichten über die untere Abteilung hinausgreifen.

C. GÖTZ (20) nimmt an, dass beide Abteilungen in anderer Fazies nach Westen hin fortsetzen, und zwar seien sie bei Pratz in konglomeratisch-sandiger Fazies entwickelt, zwischen Ospern und Colpach als dolomitischer Sandstein und als Schichten mit sandigen Oolithen. Ein Äquivalent des Linguladolomites glaubt er bis nach Post (belg. Luxemburg) nachweisen zu können.

Fossilien sind westlich Feulen nicht bekannt. Die Fortsetzung kann also nur durch Verfolgen der allmählichen Übergänge festgesetzt werden. Hier bleibt also manches der subjektiven Deutung überlassen. Die allgemeine Transgressionstendenz zur Muschelkalkzeit spricht jedoch für ein weiteres Übergreifen der Ablagerungen nach Westen hin.

Auf denselben Erwägungen fussend wie bei der Festlegung der ursprünglichen Grenze des Buntsandsteines, können wir auch die ursprüngliche Uferlinie für den mittleren Muschelkalk bestimmen.

Trotzdem bei Wallendorf (am Zusammenfluss von Our und Sauer) der mittlere Muschelkalk in nur 2 km Entfernung vom Devon liegt, ist die Ausbildung mehr uferfern als an irgend einem Punkte am Nordrand des Liasplateau in Luxemburg. Von Wallendorf erstreckt sich der mittlere Muschelkalk nach L. VAN WERVEKE nach Westen bis nach Mertzig, das sind 22 km, nach C. GÆTZ bis nach Post, das sind 40 km, bis er verschwindet. Soweit reichte er auch bei Wallendorf ursprünglich über den heutigen Devonrand hinaus. Das heisst in andern Worten, die ursprüngliche Küstenlinie reichte von Mertzig resp. von Post aus bis zu einem Punkte, der bei Wallendorf 22 resp. 40 km weit über dem heutigen Devonrande lag.¹⁰⁾

Oberer Muschelkalk.

(Trochitenkalk, Nodosuskalk und Dolomitische Region.)

I. Entwicklung am Devonrand zwischen Prüm und Our. (23).

Bei Gentingen nähert sich der obere Muschelkalk dem Devonrand auf 2 km.

Der Trochitenkalk hat eine Mächtigkeit von 30 m. Er ist dicht oder kristallinisch, oft glaukonitisch, mit Einlagerungen von *Terebratula vulgaris*. *Encrinus liliiformis* ist häufig.

Nodosuskalk nebst den obern Dolomiten sind ebenfalls dicht oder kristallinisch, oft dolomitisch. In den obersten Lagen sind Geschiebe von Milchquarz nicht selten. An Fossilien kennt man nur undeutliche Steinkerne.

II. Die Entwicklung am Südrande des Öslings.

Nach der Studie von G. GÆTZ (20) macht sich zwischen Mœstroff und dem Herrenberg zuerst der Einfluss der Küste durch Einschieben von Mergeln in die Kalksuite bemerkbar.

¹⁰⁾ Die heutige hohe Lage der Oberfläche des Devonrandes gegenüber der Trias ist kein Gegenbeweis gegen die vorgeschobene Lage der ursprünglichen Küstenlinie, da diese hohe Lage durch ganz junge Hebungen bedingt ist. Am Herrenberg liegen beispielsweise die Zwischenschichten bei rd. 185 m Höhe, am Friedbüsch und am Kippenhof liegen sie bei rd. 400 m Höhe. Diese grosse Höhendifferenz auf kaum 4 km Entfernung ist durch junge Hebungen entstanden. Die Ablagerung geschah ursprünglich auf wenig geneigter Fläche.

Bei Ettelbrück enthält der Trochitenkalk viel Mergel und auch Sandsteine schieben sich ein. Die Dolomite werden ebenfalls sandig. Die Mächtigkeit ist 12 m. Der Nodosuskalk ist noch dolomitisch entwickelt, aber auf 2 m reduziert. Zwischen Böwingen und Bissen hat der Trochitenkalk nur mehr 6 m, der Nodosuskalk bloss 1 m Mächtigkeit.

Zuerst keilen die Obern Dolomite (Dolomitische Region) aus. Bei Wallendorf bestehen sie aus 3 m Dolomit mit festen Steinmergeln, bei Mæstroff begreifen sie unten 1 m lockere Mergel, darüber 1¹/₂ m Dolomite und sandige Kalke mit Muschelbreccien. Am Herrenberg sind sie auf 1 m hellen, mergeligen Kalk reduziert und fehlen bei Ettelbrück vollständig.

Östlich Mertzig verschwindet der Trochitenkalk und zuletzt der Nodosuskalk.

Die lithologische Beschaffenheit hat im Küstengebiet nicht merklich geändert. Die Schichten werden sandiger, und ihre Mächtigkeit nimmt ab.

Die eigentliche Küstenentwicklung erstreckt sich von Wallendorf bis Mertzig, also auf eine Tiefe von 20 km. Um diesen Betrag bedeckte auch bei Wallendorf eine Küstenfazies das heute blosgelegte Devon. Dieser Küstenstreifen reduziert sich dann bis Mertzig hin allmählich auf Null.

Die Auffassung von L. VAN WERVEKE (48) weicht von dieser Darstellung nicht unwesentlich ab, besonders was die Ausdehnung der oberen «Dolomitischen Region» betrifft.

Trochitenkalk: Die lithologische Entwicklung ist im ganzen Gebiete des Gutlandes ziemlich gleichmässig. Nur am Rande des Öslings nimmt der Ton- und Sandgehalt zu. Die Mächtigkeit nimmt von Diekirch an ab. Westlich Niederfeulen keilt der Trochitenkalk aus.

Nodosuskalk: Wie bei der vorigen Abteilung ist die Entwicklung von Sierck bis gegen Diekirch die gleiche. Von Diekirch ab nehmen die obersten Schichten sandige Entwicklung an. Bei Gilsdorf wurde in der sandigen Entwicklung ein *Ceratites nodosus* gefunden. Bei Ettelbrück beobachtet man oben steinmergelartiges Gestein, unten 5 m mergeligen Kalk. Auch hier fand sich ein *Ceratites nodosus*. Der Nodosuskalk hat hier den Habitus eines Kalkmergels des Keupers.¹⁷⁾ Das

¹⁷⁾ Nach C. GÖTZ (20) gehören von diesem Profile (Siehe dasselbe bei L. VAN WERVEKE, Seite 28 (48) nur die untern 5 m Kalk (Nr. 6 des Profils) dem Nodosuskalk an. Was höher liegt, stellt er in die Lettenkohle. Die Dolomite über dem Nodosuskalk keilen nach ihm westlich vom Herrenberg aus.

westlichste Vorkommen des Nodosuskalk liegt am Wege von Reimberg nach Bettborn, wo er auskeilt.

Dolomitische Region. Die Entwicklung ist dolomitisch von Sierck bis gegen Reisdorf. Die Mächtigkeit beträgt etwa 10 m. Von hier ab gegen Westen herrscht sandige Entwicklung. Sandige Entwicklung herrscht auch von Mersch an talabwärts gegen Ettelbrück hin. Bei Niederplatten keilt die «Dolomitische Region» aus. In dieser sandigen Entwicklung stehen die Steinbrüche von Gilsdorf (Mächtigkeit der Suite 9—10 m), von Merzig und Grosbous (Mächtigkeit 3—4 m). Vielfach sind eingelagert Nester eines fossilführenden Dolomites vom Aussehen einer Muschelbreccie mit vereinzelt oder zahlreichen eingestreuten weissen, häufig facettierten Quarzgeröllen. Diese Muschelbreccie mit Geröllen reicht bis westlich Reimberg.¹⁸⁾

Die Küstenentwicklung des Trochitenkalkes erstreckt sich mithin von Diekirch bis Niederfeulen oder auf eine Breite von rd. 10 kl, des Nodosuskalkes von Diekirch bis Reimberg auf eine Breite von 20 km und der «Dolomitischen Region» von Reisdorf bis Niederplatten auf eine Breite von 25 km, um welche Beträge die einzelnen Stufen des obern Muschelkalkes östlich der Our über den heutigen Devonrand hinübergreifen.

Unterer Keuper oder Lettenkohle.

Der untere Keuper begreift im allgemeinen von unten nach oben: untere bunte Mergel, Lettenkohlsandstein und den

¹⁸⁾ Nach C. Gøtz (20) ist der Dolomit der «Dolomitischen Region» am Herrenberg auf 1 m reduziert und keilt bald aus. Die «Dolomitische Region» wird in Gilsdorf und östlich davon durch 1—2 m Dolomit mit Mergeln gebildet, welche eine Muschelbreccie führen. Hiermit schliesst die «Dolomitische Region» ab. Die Lettenkohle beginnt mit roten Mergeln und rotem Sandstein, der auch stellenweise ein Muschelkonglomerat führt. Da westlich vom Herrenberg die «Dolomitische Region» fehlt (nach L. VAN WERVEKE ist sie durch Sandstein ersetzt), dem Lettenkohlsandstein (im Sinne von C. Gøtz) ebenfalls Muschelbreccie eingelagert ist, so ist es erklärlich, dass hier im Westen der Sandstein von Merzig und Grosbous je nach der Deutung dieser Breccie zur Lettenkohle oder zur «Dolomitischen Region» gestellt wird.

Bei Rospport hat die «Dolomitische Region» nur 3—4 m, bei Walendorf ist sie schwach entwickelt. Die plötzlich zunehmende Mächtigkeit bei Gilsdorf auf 8—9 m ist etwas befremdend und spricht für die Auffassung, dass der Sandstein von Gilsdorf einer höheren Stufe entspricht.

Grenzdolomit in einer Gesamtmächtigkeit von rd. 15 m, wovon ca. 3 m auf den Grenzdolomit entfallen. Diese Dreiteilung ist jedoch nur nördlich des Liasplateau schärfer durchgeführt, während an der Mosel und untern Sauer oft Wechsellagerung von bunten Mergeln und Sandsteinen beobachtet wird.

Am Rande des Devons zwischen Our und Prüm (23) ist die Mächtigkeit des untern Keuper 10—15 m. Er besteht unten aus bunten, mergeligen Schichten, darüber aus dünn geschichteten Sandsteinen, jedoch stellenweise mit bunten Mergeln. Nach oben folgt Sandstein mit kalkig-dolomitischen Zwischenlagen, welche Gerölle von Quarz, Quarzit und Kiesel-schiefer führen. Ein eigentlicher Grenzdolomit kann nicht aus-
geschieden werden.

Das Profil am Rande des Devons zwischen Our und Prüm ist das gleiche wie bei dem 10 km südlicher gelegenen Grundhof. Bereits hier wird der Grenzdolomit durch Konglomerat mit kalkigem Bindemittel oder durch Muschelbreccie in Sandstein ersetzt.

Der untere Keuper am Südrande des Öslings.

Wir verfolgen die Ausbildung von Osten nach Westen an Hand der Untersuchungen von C. GETZ (20). Bei Moestroff stellt er nachstehendes Profil auf: Über der 3 m mächtigen «Dolomitischen Region» folgt die Lettenkohle mit 3 m roten, sandigen Mergeln, 4 m rötlichem Sandstein und einem dolomitischen Konglomerat von 1 m Mächtigkeit, das dem Grenzdolomit entspricht. Dieses dolomitische Konglomerat kann anderwärts durch Muschelbreccie in Sandstein oder durch Muschelbreccie in Sandstein plus Konglomerat vertreten sein.

Der Sandstein unter dem Konglomerat entspricht dem Lettenkohlsandstein an der Mosel und untern Sauer.

Die roten Mergel unter dem Sandstein scheinen bei Bettendorf und Gilsdorf ebenfalls als Sandstein entwickelt zu sein, was dessen ungewöhnliche Mächtigkeit hier erklärt.

Am Herrenberg ist das Profil der Lettenkohle von unten nach oben:

- 1) stark glaukonitische, bunte Mergel 2 m.
- 2) Lettenkohlsandstein, feinkörnig, wenig fest . 3 m.
- 3) Konglomeratischer, glaukonitischer Kalk . . . 3 m.

Bei Ettelbrück stellt sich das Profil folgendermaßen dar:

- 1) rote und bunte Mergel mit glimmerigem Sandstein mit Manganflecken 2.50 m.
- 2) rötlicher und gelber feinkörniger Sandstein 2.50 m.
- 3) Muschelbreccie oder Kalk mit Konglomerat 0.5—1 m.

Bis hiehin sind die für Lettenkohle leitenden Fossilien, *Myophoria vulgaris*, *M. laevigata*, *Undularia scalata*, *Terebratula vulgaris*, noch immer häufig.

Westlich Bissen verschwinden die untern roten Mergel stellenweise. Der Lettenkohlendstein, der im allgemeinen auch weiter nach Westen seinen Charakter beibehält, liegt dann unmittelbar auf dem Äquivalent des Nodosuskalk. Zwei Profile von C. GÖTZ erläutern dies.

Bei Pratz beobachtete er von unten nach oben:

- 1) rötlicher fester Mergel mit Quarzgeröllen;
- 2) feinkörniger, gelbgrauer Sandstein und dolomitischer roter Sandstein. 1) und 2) zusammen: 5 m.
- 3) Muschelbreccie, 50 cm.

Bei Bettborn fehlen die rötlichen Mergel. Es kommen nur mehr Sandsteine und darüber Muschelbreccie mit Geröllen in einer Gesamtmächtigkeit von 2 m vor.

Weiter westlich fehlt jede Andeutung dieser Bildungen.

Die Uferfazies der Lettenkohle hat nach dieser Auffassung eine Breite, die von Grundhof bis Bettborn, 28 km, reicht.

Eine Uferfazies gleicher Breite entwickelte sich auch östlich der Our. Da Grundhof 10 km südlich des Devonrandes im Ourtal liegt, darf angenommen werden, dass Lettenkohle hier um mindestens 18 km weit über die heutige Devongrenze nach Norden reichte, wobei dann die Verbindung dieses Punktes mit Bettborn die ursprüngliche Uferlinie andeutet.

Nach der Auffassung von E. W. BENECKE (8) und L. VAN WERVEKE (48) gehört die Lettenkohle im Sinne von C. GÖTZ zur «Dolomitischen Region» und zum Nodosuskalk. Infolge dessen tritt bei den beiden Ersteren eine Verschiebung der Stellung der Lettenkohle nach oben hin ein, was sich auch auf die Stellung der höheren Stufen des Keupers auswirkt, so dass in betreff des Keupers wesentliche Unterschiede in der Deutung der Uferfazies am Rande des Öslings zwischen C. GÖTZ und L. VAN WERVEKE entstehen. (Vgl. Fig. 25.)

Über die Stellung der Lettenkohle südlich des Liasplateau bestehen keine Meinungsverschiedenheiten. Bei einer Mächtigkeit von 12—15 m lassen sie sich in drei Abteilungen zerlegen:

- Unten: 1) bunte Mergel mit untergeordneten Dolomiten,
 2) rasch wechselnde Sandsteine mit Mergeln,
 3) flammig gezeichnete Dolomite mit eingeschalteten Mergeln (Grenzdolomit).

Bei Grundhof besteht die gleiche Entwicklung, nur der Grenzdolomit ist auf 0,5 m reduziert und zeigt bereits Beeinflussung durch die Ufernähe.

In der Deutung der Stellung des Sandsteines von Gilsdorf weicht dann L. VAN WERVEKE, wie bereits erwähnt, von der Auffassung von C. GÆTZ ab. Nach L. VAN WERVEKE gehören die Sandsteine in den Steinbrüchen von Gilsdorf, Mœestroff und Ettelbrück der «Dolomitischen Region» an. Darüber folgen bunte Mergel mit Dolomiteinlagerungen. Damit beginnt nach L. VAN WERVEKE die Lettenkohle.¹⁹⁾

Als Ausgangspunkt für die Entwicklung am Rande der Ardennen dient L. VAN WERVEKE ein Profil bei Schleiderhof (Cruchten).

Es zeigt von unten nach oben:

- (1) Bunte Mergel mit Dolomit, 5 m.
- (2) Festen Sandstein mit kalkigem Cement und vereinzelt Geröllen.
- (3) Ein Konglomerat mit mandelführenden Dolomiten (Mandeldolomit). Die Drüsen führen Calcitkristalle.

Die Mächtigkeit der beiden obern Abteilungen beträgt 5 m. (1) entspricht nach VAN WERVEKE den bunten Mergeln, (2) dem Lettenkohlensandstein, (3) dem Grenzdolomit der normalen Ausbildung südlich des Liasplateau.

Der Mandeldolomit wird für die weitere Orientierung nach Westen hin für L. VAN WERVEKE zum Leithorizont. Den Mandeldolomit trifft man in besonders schöner Ausbildung bei Bissen. In den Steinbrüchen von Mertzig ist es eine 1.8 m mächtige Bank von Zellendolomit; darüber folgt ein Konglomerat mit hellen Geröllen, das nach Westen an Mächtigkeit bis zu einem Maximum von 8 m zunimmt und in belgisch Luxemburg bei Post auskeilt.

In dieses helle Konglomerat schieben sich Dolomitbänke ein, in welchen bei Ospern, Redingen und Post Steinbrüche stehen.

Bei Reimberg beobachtet man:

- (3) Mandeldolomite, 3 m mächtig, die bald als Dolomitbänke auftreten oder in Konglomerate übergehen.
- (1) } Mergel, 12—20 m mächtig.²⁰⁾
- (2) }

¹⁹⁾ Die bunten Mergel mit Dolomiteinlagerungen sind nach C. Gætz teils Äquivalente des Grenzdolomites, teils gehören sie dem Salzkeuper an, der aber noch höher hinaufreicht.

²⁰⁾ Die Ziffern in Klammern entsprechen den Abteilungen der normalen Entwicklung. (Siehe oben.)

Tiefer folgen fossilführende Dolomite und Sandsteine, welche der «Dolomitischen Region» und dem Nodosuskalk entsprechen.

Die Mergel (1), (2) sind an der Attert als Sandsteine und Mergel entwickelt (bei Bissen, Böwingen, Useldingen, Everlingen) und werden bis 25 m mächtig.

Sie gehen nach Osten in normale bunte Mergel über. Nach Westen entwickeln sie sich zu Konglomeraten, die auskeilen.

Die Dolomite und Konglomerate (3) halten bis nach Post an, wo sie auskeilen.

Nach L. VAN WERVEKE beginnt in der Lettenkohle die Küstenfazies bei Grundhof und hält nach Westen hin bis nach Post an, was einer Breite von 40 km entspricht. Eine ähnliche Breite der Küstenfazies wäre auch östlich der Our anzunehmen.

Salzkeuper.

Zwischen Our und Prüm, 2—3 km vom anstehenden Devon, ist der Salzkeuper 40—50 m mächtig und setzt sich aus bunten Mergeln mit quarzigen Sandsteinbänken und dünnen Dolomitmänkchen zusammen. (23). (Quarziger Sandstein und dünne Dolomitmänke sind auch aus dem Salzkeuper des Bohrloches Bad-Mondorf bekannt.)

Der Salzkeuper am Südrande des Öslings.

Als Ausgangs- und Vergleichspunkt dient C. GETZ (20) ein Profil von Cruchten, von dem auch L. VAN WERVEKE ausgeht. (Siehe dieses Profil Seite 105.)

Bei Böwingen misst die in dem Profil Seite 105 erwähnte Schichtenreihe noch 11 m und keilt bei Everlingen aus.

Diese ufernahe Ausbildung erstreckt sich von Cruchten aus rd. 15 km nach Westen. Sie dürfte auch von Cruchten aus soweit sich nach Norden erstreckt haben.

Die Ausbildung an der Our ist etwa die gleiche wie bei Cruchten. Man darf deshalb auch an der Our mit einer gleichen Erstreckung über die heutigen Devongrenzen hinweg nach Norden rechnen.

Nach der Deutung von L. VAN WERVEKE (48) ist der Salzkeuper bei Cruchten noch 4 m mächtig. Westlich Cruchten soll dann kein Salzkeuper mehr vorkommen. Westlich Cruchten liegen bunte Mergel mit Steinsalzpsedomorphosen über dem Schilfsandstein. Ihrer geologischen Stellung nach dürften sie nur dem Steinmergelkeuper entsprechen. Nach dem Vorkommen von Steinsalzpsedomorphosen aber

Profil zu Seite 104 «Salzkeuper».

Deutung nach C. GÆTZ	Profil bei Cruchten	Deutung nach L. VAN WERVEKE
Salzkeuper	(1) Untere, bunte Mergel mit Steinsalz-pseudomorphosen ²¹⁾ , 8 m	Lettenkohle
	(2) Dolomiterbsen (Mandeldolomit) 0.80 m	
	(3) Untere Sandsteine und Mergel ohne Salzpseudomorphosen ²²⁾ , 12 m	Salzkeuper ²³⁾
	(4) Unteres Hauptkonglomerat, 1,50 m.	Schilf-sandstein
	(5) Oberer Sandstein u. Mergel, 11 m	
Schilf-sandstein	(6) Feinkörniger dolomitischer Sandstein, 1 m (Nach Westen in Konglomerat („oberes Konglomerat“) übergehend.)	

Bemerkungen zu diesem Profil:

- (1) erstrecken sich nach Westen bis nach Bettborn.²⁴⁾
- (2) Die Dolomiterbsen (Mandeldolomit) findet man von Schrondweiler bis nach Reichlingen. Am typischsten sind sie bei Bissen ausgebildet.
- (3) reichen bis Everlingen.
- (4) lassen sich bis Useldingen verfolgen.
- (5) Die obere Sandsteine und Mergel lassen sich weiter gliedern:
von oben nach unten:
 - a) roter, feinkörniger, dolomitischer, quarzitähnlicher Sandstein,
 - b) weisser, grobkörniger bis konglomeratischer Sandstein,
 - c) roter, feinkörniger, dolomitischer, quarzitähnlicher Sandstein.

²¹⁾ L. VAN WERVEKE macht keine nähern Angaben über das Vorkommen von Pseudomorphosen in dieser Abteilung.

²²⁾ Nach VAN WERVEKE kommen auch in dieser Abteilung Pseudomorphosen vor.

²³⁾ Nach VAN WERVEKE hat der Salzkeuper zwischen Cruchten und Schrondweiler nur 4 m, wird aber bei Cruchten wieder mächtiger. Der Schilfsandstein hat 12 m.

²⁴⁾ Nach C. GÆTZ findet man diese roten Mergel von Ettelbrück über Pratz bis nach Bettborn. Weiter westlich fehlen sie. Diese roten Mergel stellen wohl den Salzkeuper überhaupt dar.

gehören sie dem Salzkeuper an, da nur dieser im Süden durch reichliches Auftreten von Steinsalzpseudomorphosen gekennzeichnet ist.

Bunte Mergel mit Steinsalzpseudomorphosen treten auch noch weiter im Westen auf, wo bereits Schilfsandstein fehlt.²⁵⁾ Die Stellung dieser Mergel, ob stratigraphisch über oder unter dem Schilfsandstein, ist zweifelhaft. Sie haben bei Redingen noch 8 m, lassen sich bis nach Rossignol verfolgen und liegen bei Nobressart diskordant auf älterem Gebirge. L. VAN WERVEKE fasst sie als Äquivalent des Steinmergelkeupers auf.

Schilfsandstein.

I. Zwischen Our und Prüm ist der Schilfsandstein als grau-rötlicher feinkörniger Sandstein in normaler Ausbildung entwickelt, doch wenig aufgeschlossen. (23).

II. Die Ausbildung am Südrande des Öslings weicht hiervon stark ab. Nach L. VAN WERVEKE (48) reicht der Schilfsandstein nach Westen nicht über die Mündung der Alzette hinaus.

Nach C. GÆTZ (20) setzt der Schilfsandstein weit nach Westen hin fort. Bei Colmar-Berg deutet er als Schilfsandstein einen grobkörnigen, grünlichen Sandstein mit festen dolomitischen Zwischenschichten, mit 80 bis 100 cm Konglomerat im Liegenden, bei einer Gesamtmächtigkeit von 330 cm.

Weiter nach Westen liegt über dem Konglomerat ein Sandstein, der teils quarzitisches, teils den Charakter des normalen Schilfsandsteines hat. Oft ist er stark dolomitisch; manchmal wird die ganze Masse konglomeratisch, um nach kurzer Zeit wieder normale Entwicklung zu zeigen. Im Konglomerat kommen manchmal dünne Dolomitbänke ohne Gerölle vor.²⁶⁾ Die Gerölle stammen aus den Ardennen. Darüber folgen bunte Mergel, die sowohl C. GÆTZ als auch L. VAN WERVEKE als Steinmergelkeuper deuten.

Diese Konglomerate reichen bis nach Rossignol. Bei Folschette liegen solche Konglomerate mit aufgelagerten Resten von Steinmergelkeuper unvermittelt auf Devon.

Diese Konglomerate sind verschieden gedeutet worden. MORIS, WIES, BENECKE deuten sie als konglomeratisch entwick-

²⁵⁾ Nach der Karte von L. VAN WERVEKE reicht der Schilfsandstein nicht über die Mündung der Attert hinaus. Nach C. GÆTZ erstreckt sich der Schilfsandstein bis nach Rossignol.

²⁶⁾ Es ist dies dieselbe Gesteinsfolge, die L. VAN WERVEKE als Lettenkohle auffasst.

kelten Muschelkalk, die belgischen Geologen als Keuper, L. VAN WERVEKE als Lettenkohle, aber mit Vorbehalt, GÆTZ als Schilfsandstein.

Nach C. GÆTZ hätte der Schilfsandstein eine ufernahe Ausbildung auf eine Erstreckung vom Alzettetal bis nach Rossignol, das sind rd. 50 km, während an der Our normale Entwicklung in der Nähe des heutigen Devonrandes vorkommt. Die ufernahe Ausbildung musste sich also auch hier weit über den heutigen Devonrand hinausstrecken.

Es muss aber hierzu bemerkt werden, dass die Verfolgung einer ufernahen Ausbildung auf eine solche Breite hin recht schwierig sein dürfte, schon darum weil der Schilfsandstein im Gebiete seiner normalen Entwicklung bedeutenden und recht unvermittelten Schwankungen in seiner Mächtigkeit unterworfen ist. So zeigt er im obern Trintinger Tal auf der linken Talseite Mächtigkeiten von 20 bis 40 m, auf der rechten Talseite nur einige m. Ebenso unvermittelt ist der Wechsel in der Ausbildung der Fazies, die auf kurze Entfernungen vom graugelben Sandstein in rote sandige Mergel übergeht, die von den darüber lagernden «Roten Mergeln» kaum zu trennen sind. In dem Bohrloche der Adelheidquelle konnte derselbe trotz guter Bohrproben nicht ausgeschieden werden, im Bohrloch von Cessingen hingegen sind nach dem Bohrregister rd. 80 m als Schilfsandstein zu deuten. Längs der ganzen Mosel, von Remich bis Schengen, lässt er sich mit ein oder zwei Ausnahmen praktisch nicht von den «Roten Mergeln» trennen. Es handelt sich eben um eine kontinentale Bildung mit recht wechselndem Charakter und die Auffassung von L. VAN WERVEKE über dessen Erstreckung am Südrande des Öslings ist jedenfalls ansprechender als diejenige von C. GÆTZ.

Steinmergelkeuper.

Zwischen Our und Prüm ist der Steinmergelkeuper 50 bis 60 m mächtig und besteht aus bunten Mergeln mit hellgrauen, festen, kieseligen Steinmergeln.

Am Südrande des Öslings findet nach den Angaben von C. GÆTZ (20) eine Veränderung des Steinmergelkeupers nach Westen hin nicht statt. Nur lokal schieben sich etwas Sandsteinbänke ein und die Mächtigkeit nimmt ab. Sie ist bei Echternach 55 m, bei Attert 13 m, bei Morbehan 3 m. Westlich Rossignol keilt der Steinmergelkeuper aus. L. VAN WERVEKE weist ihm die gleiche Ausdehnung nach Westen hin an.

Rhät.

Zwischen Our und Prüm besteht das Rhät aus kieseligen, oft konglomeratischen Sandsteinen, 7—8 m mächtig, mit *Avicula contorta*. Darüber lagern graue und rote Tone, die aber bereits südlich des Liasplateau fehlen können.

Am Südrande des Öslings lassen sich die rhätischen Sandsteine und Konglomerate bis nach Florenville, die roten Tone bis nach Post hin verfolgen. Westlich Florenville lagert Lias unvermittelt auf dem Paläozoikum.

Rhät transgrediert also weiter nach Westen als alle andern Küstenfazies. Es überdeckt den Steinmergelkeuper noch um rd. 5 km nach Westen hin. Rhät transgredierte also auch nach Norden hin über alle andern Schichten der Trias hinweg und darf um rd. 5 km weiter nach Norden als alle andern Schichten bei einer Rekonstruktion der Uferlinien angedeutet werden.

Der weitere Verlauf der Triasküste
im Westen.

Angaben über den weitem Verlauf der Triasküste im Westen liefern einige Bohrlöcher. (49, 50.)

Das Bohrloch von Longwy. (Siehe: «Anzeichen von Oberm Rotliegenden im Luxemburger Gebiet».)

Die Fazies des Keupers sowie des obern und mittleren Muschelkalkes ist hier normal, nur hat die Mächtigkeit des obern Muschelkalkes abgenommen.

Der untere Muschelkalk in der Fazies des Muschelsandsteines führt bereits vereinzelt Konglomeratbänke. Der Buntsandstein umfasst obern und mittleren Buntsandstein in der Konglomeratfazies. Oberes Rotliegendes dürfte in ziemlich schwacher Mächtigkeit ebenfalls vorhanden sein. Das Profil der Bohrung zeigt, dass der Buntsandstein in der Nähe der Küste abgelagert wurde und dass die höheren Triasschichten nach Westen übergriffen. Zu beachten ist auch die bedeutende Abnahme der Mächtigkeit der Trias, was ebenfalls auf Ufernähe hindeutet. Im Bohrloch von Bad-Mondorf beträgt der vertikale Abstand vom Hangenden des Rhät bis zum Hangenden des Devon 628 m, im Bohrloch von Longwy sind es nur 283 m. Zur Zeit der Ablagerung der Trias verlief die Küste in der Richtung Ettelbrück-Longwy, also Nord-Süd. Die Luxemburger Senke war nach Westen geschlossen. Heute ist sie nach Westen hin offen und Longwy liegt in der Achse dieser Senke. Der heutige Umriss der sogenannten Luxemburger Bucht ist jedenfalls kein ursprünglicher.

Bohrloch von Dieuze. In dieser Hinsicht ist interessant ein Bohrloch von Dieuze. Dieuze liegt in der Mulde zwischen den Vogesen und dem Lothringer Hauptsattel. Hier hätte man also untern Muschelkalk in normaler Fazies, als Wellenkalk, erwartet. Statt dessen ist er vorwiegend in der Fazies des Muschelsandsteines entwickelt.

Bohrloch von Solgne. Etwas weiter westlich von Dieuze, in einem Bohrloch in der Nähe von Solgne, ist die Ausbildung der Abteilung des untern Muschelkalkes rein sandig, des Buntsandsteines in der Abteilung der «Zwischenschichten» bereits konglomeratisch. Also in diesen beiden Bohrlöchern, die in einer Hauptmulde liegen, trifft man die untere Trias in Uferfazies an. Das spricht ebenfalls dagegen, dass die Trias in einer gegen Westen offenen Bucht, die als eine Ausbuchtung des Pariser Beckens gegen Osten hin gedeutet werden könnte, abgelagert wurde. Es beweist vielmehr, dass die heutige Umrandung der luxemburgisch-lothringischen Trias eine spätere Erscheinung ist und dass die Bucht ursprünglich nach Südosten und nach Osten hin offen war. Heraushebende Bewegungen fanden damals nicht im Osten, sondern im Westen statt. Im Westen hob sich infolge epirogener Bewegungen der «Französische Kontinent», während das Gebiet östlich desselben sich langsam senkte.

Diese Heraushebung im Westen während der Trias ist die Fortsetzung einer alten Bewegung, die sich wenigstens seit dem obern Karbon geltend machte und im Gebiete westlich der Saar zu Unterbrechung der Ablagerung der jüngeren Schichten des obern Oberkarbons und des Unterrotliegenden führte.

Die Triasküste westlich der Vogesen (19, 24, 34, 52).

Ebenso wie im Norden können wir auch im Gebiete westlich der Vogesen eine Uferfazies der Trias feststellen und aus deren Verlauf schliessen, dass auch hier der Ostrand des «Französischen Kontinentes» etwa Nord-Süd verlief.

Das kristalline Grundgebirge der Vogesen setzt im Untergrund nach dem Plateau Central und dessen nördlicher Verlängerung, dem Plateau des Morvan fort, wie die einzelnen Aufbrüche des Grundgebirges in der Serre zeigen.

Bereits im Oberrheinischen Rotliegenden war es in den Oberrheinischen Massiven zu vereinzelt, lokalen Ablagerungen gekommen. (Vgl. Fig. 17.) Aber erst das Buntsandsteinmeer griff vollständig über die alten Massive hinweg, von Norden nach Süden und von Osten nach Westen vordringend, und deckte sie nach

und nach ganz ein. Der Vogesensandstein greift über den nördlichen und westlichen Schwarzwald und rückt dann von der Südwestecke des Schwarzwaldes gegen Westen vor, so dass sein Südrand durch die Südvogesen zieht. Gegen Norden hin überzieht er das ganze Vogesengebiet, Lothringen sowie die Senke zwischen Ardennen und Hunsrück und vereinigt sich mit dem Buntsandstein der Eifelquersenke und der Senke von Commern.

Im Westen der Vogesen biegt der Uferrand des Vogesensandsteines westlich Remiremont nach Norden und lässt sich in Bohrlöchern bis nach Longwy verfolgen. Vogesensandstein erfüllt die Luxemburg-Trierer Senke. Er ist bei Bitburg noch 80 m, bei Commern 120 m mächtig. Auch in der Gerolsteiner Mulde ist mittlerer und oberer Buntsandstein vertreten.

Der obere Buntsandstein transgrediert über den Vogesensandstein, bewältigt aber noch nicht den südöstlichen Zipfel des Schwarzwaldes. Er dringt durch die Belforter Senke weiter nach Süden und nach Westen vor. Zwischen Hunsrück und Ardennen erfüllt er die Luxemburg-Trierer Senke.

Die höheren Glieder der Trias stossen immer weiter gegen Süden und Westen vor. Sie erfüllen nicht nur das vom Buntsandstein eingenommene Gebiet. Sie bewältigen auch den westlichen Teil der vindelizischen Schwelle und dringen im Süden in die Rhône-Saônesenke ein. Im Westen erreichen sie den Rand des Morvan und des Plateau Central. (Vgl. die Fig. 21, 22, 23).

Zu Beginn der Trias waren also die Oberrheinischen Massive abgetragen. Die heutigen Gebirge und Tiefebene sind erst Gebilde der tertiären tektonischen Bewegungen. Daher auch die grosse Übereinstimmung zwischen links- und rechtsrheinischer oder lothringer und schwäbischer Trias. Es bestehen nur Faziesunterschiede, darin begründet, dass der lothringer Trias der «Französische Kontinent» näher lag als der rechtsrheinischen. Die lokalen Eigentümlichkeiten sind auf die untern Glieder der Trias beschränkt. Vom obern Muschelkalk ab haben wir auch in den Vogesen die klassische Fazies der schwäbischen Trias.

Das Auskeilen der einzelnen Stufen der Trias am Ostrande des «Französischen Kontinentes».

Die Beobachtungen über das Auskeilen der einzelnen Schichten am Ostrande des «Französischen Kontinentes» sind insofern von besonderem Interesse als sich hier Vergleiche mit dem Auskeilen am Rande der Ardennen anstellen lassen.

a) Das Auskeilen zwischen den Ardennen
und dem Morvan.

In dem Gebiete zwischen Ardennen und Morvan liegt die Trias unter Jurabedeckung und nur sporadisch können einzelne Bohrlöcher Aufschluss geben. Südlich Longwy sind auf dem Lothringer Hauptsattel eine grosse Reihe von Bohrlöchern zum Aufsuchen von Steinkohle angelegt worden. Sie ziehen sich von Pont-à-Mousson nach Osten bis an die Nied hin. Vor allem ist auffallend die Abnahme der Mächtigkeit des Buntsandsteines von Osten nach Westen. (49).

Westlich Epinal, im Bohrloch von Girancourt, wurden angetroffen: 54 m Voltziensandstein, 108 m Vogesensandstein; südlich Epinal, bei Aulnois, sind es 37 m Voltziensandstein und 16 m Vogesensandstein. Bei Olichamp, unfern Remiremont, ist der Vogesensandstein nur durch 20 cm Gerölle vertreten und in den Mont Faucilles ist nur mehr das obere Konglomerat im Hangenden des Vogesensandsteines vertreten. Bei Plombières, im östlichen Teil der Mont Faucilles, lagert noch wenig mächtiger Vogesensandstein über dem Gneis, in dem westlichen Teil der Mont Faucilles bei Monthureux ruht oberer Buntsandstein auf Gneis. (24). Der obere Buntsandstein reicht weiter nach Westen als der Vogesensandstein.

b) Das Auskeilen am Ostrand des Morvan
und des Plateau Central. (24).

Der obere Buntsandstein erreicht den Ostrand des Morvan nicht mehr. Auch der Muschelsandstein reicht nur bis in die Mont Faucilles. Der obere Muschelkalk hat bei Dôle noch 40 m Mächtigkeit und ist als typischer Nodosus- und Trochitenkalk ausgebildet. Er reicht bis an die Ostseite des Morvan und des Plateau Central heran, wo er in sandiger Fazies entwickelt ist, die man früher als Buntsandstein deutete, die aber obern Muschelkalk und manchmal auch Lettenkohle darstellt. Lettenkohle und unterer bunter Keuper stossen am weitesten nach Westen vor. Bei Dijon ruht unterer Keuper, als bunte Mergel ausgebildet, unvermittelt auf dem Grundgebirge, ebenso bei Langres.

Längs des Nordrandes des Plateau Central dringt die obere Trias golfartig nach Westen vor. In den Departements Cher und Allier liegen bunte Mergel mit Gips des Keupers auf Granit und erst bei La Châtre ruht Lias unvermittelt auf kristallinem Untergrund. Auch im mittleren und nördlichen Morvan ruht Lias auf Granit. A. DE GROSSOUVRE kommt zum Schlusse, dass am Nordrand des Plateau Central die Trias in einer trichterförmigen, nach N, S und W abgeschlossenen Bucht zur Ab-

lagerung kam, die nur nach Osten hin offen war und im Südosten in das Triasmeer der Rhônesenke fortsetzte. (Fig. 33).

Das Rhät bezeichnet in klarer Weise eine weitere Transgression über den «Französisch-Ardenner Kontinent». Ebenso wie am Rande der Ardennen, rückt es auch am Rande des Morvan und des Plateau Central weit nach Westen vor. Man kennt das Rhät in der klassischen Ausbildung wie in Deutschland in dem Gebiete der Haute Marne und in der Franche Comté. Hier hat es noch 14 m Mächtigkeit, im Gebiete des Morvan sind es 2—3 m. Weiter westlich ruht es direkt auf vor-triadischem Untergrund und zieht sich bis westlich La Châtre hin, wo es dem kristallinen Gebirge auflagert. Ebenso wie der Keuper umzieht das Rhät das Plateau Central im Osten und zieht in die Rhônesenke hinein.

Ebenso wie am Rande des Öslings, beobachten wir zuerst das Auskeilen des Vogesensandsteines, dann des obern Buntsandsteines. Der obere Muschelkalk und die Lettenkohle als dolomitische Schichten mit *Myophoria Goldfussi* halten länger an und werden allmählich sandig. Bunte Mergel des untern Keuper transgredieren stellenweise noch weiter gegen Westen. Dann folgt in einem sehr flachen Meere die allgemeine Transgression des Rhät.

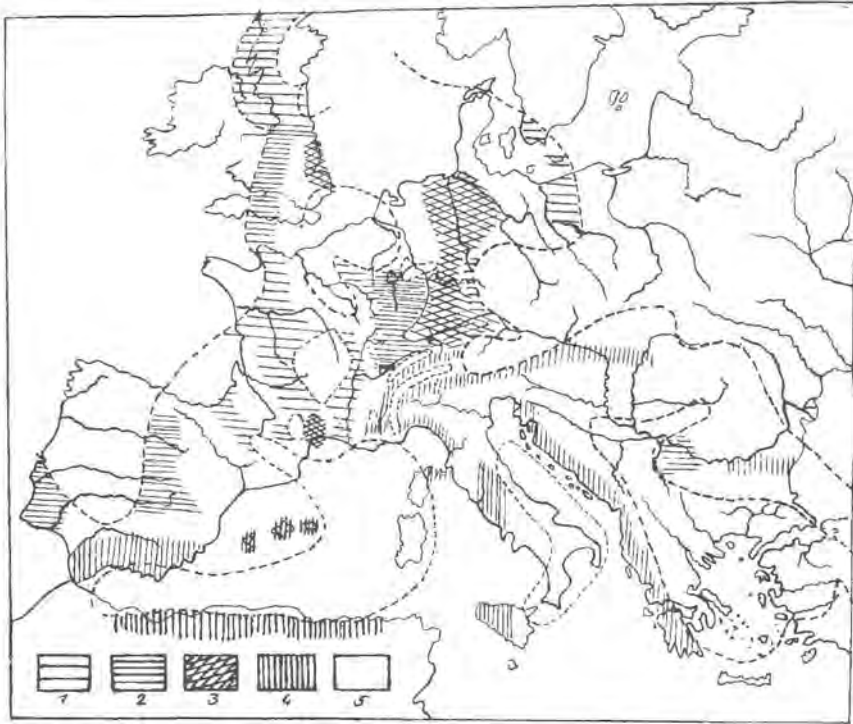


Fig. 26. Paläogeographische Skizze von Westeuropa im Lias.

1. Neritische Fazies mit unvollständigem Lias. 2. Neritische Fazies mit vollständigem Lias. 3. Einsinkende Querzone mit Tiefseefazies. 4. Geosynklinalen. 5. Meereshedeckung im allgemeinen.

Weiss = Landmassen.

Die Rhättransgression setzt im Lias fort. Sie bewirkt eine durchgreifende Umgestaltung des Bildes von Mitteleuropa, wie es in der Trias vor uns trat. Die dunkeln Sedimente und die artenreiche Fauna bringen dies deutlich zum Ausdruck. Der Sedimentationsraum des Lias deckt sich noch mit den durch die Rhättransgression geschaffenen Meeren. Die «Germanische Quersenkung» vertiefte sich zwar, aber die Böhmisches Masse blieb Festland. Doch wurde der Mitteleuropäische Rücken zu einem inselreichen Flachmeer und im Westen griff das Meer weit auf den Französischen Kontinent über. Dem steht eine Verlandung des Gebietes der Schlesisch-Mährische Pforte gegenüber, so dass die Böhmisches Masse an die Podolische Landmasse angeschlossen wird. In unserm Gebiete wird der Küstenverlauf geändert. Statt in der Nord-Süd Richtung erstreckt sich die Küste in der Richtung des hercynischen Faltenstreichens. Die Eifelquersenkung scheint aber noch im Lias bestanden zu haben. (13, 43 a).

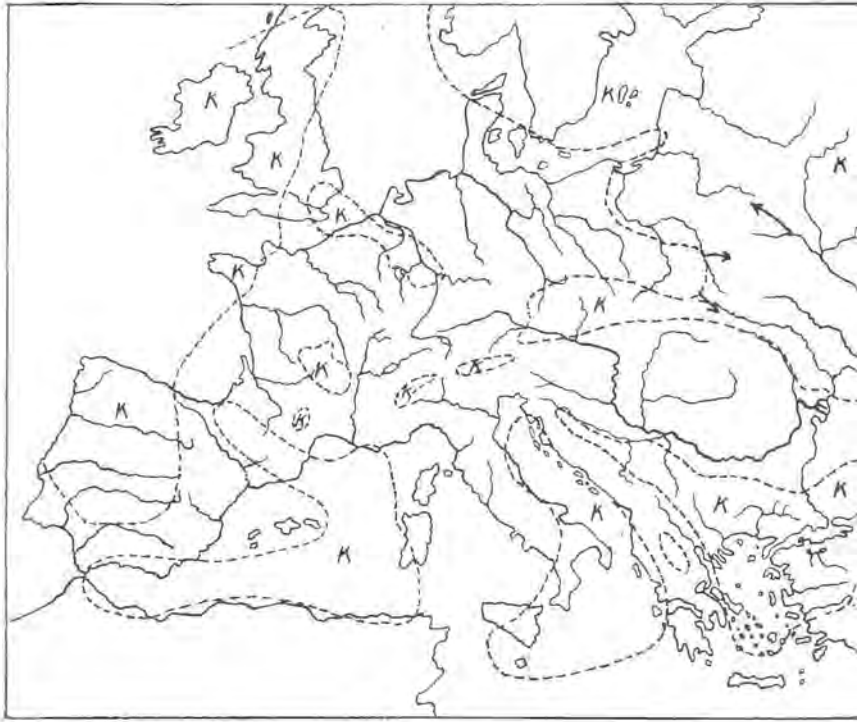


Fig. 27. Paläogeographische Skizze des Doggers.

K = Landmassen. Blau = Meeresbedeckung.

Die Pfeile geben die Richtung der Transgression im Dogger an.

Im Dogger greift das Meer weiter über die Ränder der alten Festlandsmassen. Besonders die Callovientransgression wirkt umgestaltend auf die Verteilung von Meer und Festland. In Deutschland dringt die Transgression weiter nach dem russischen Gebiete vor. Im Westen wird das Gebiet des Pariser Beckens vollständig vom Meere eingenommen. Ardenen und Rheinisches Schiefergebirge sind stark eingeschrumpft, bilden aber, infolge der Verlandung der Eifelsenke, eine zusammenhängende Landmasse. Die Vindelizische Landschwelle ist ganz vom Meere bewältigt, so dass das Doggermeer von Mitteleuropa gleichsam ein Schelengebiet der Mittelmeersenk (Tethys) darstellt. (13).

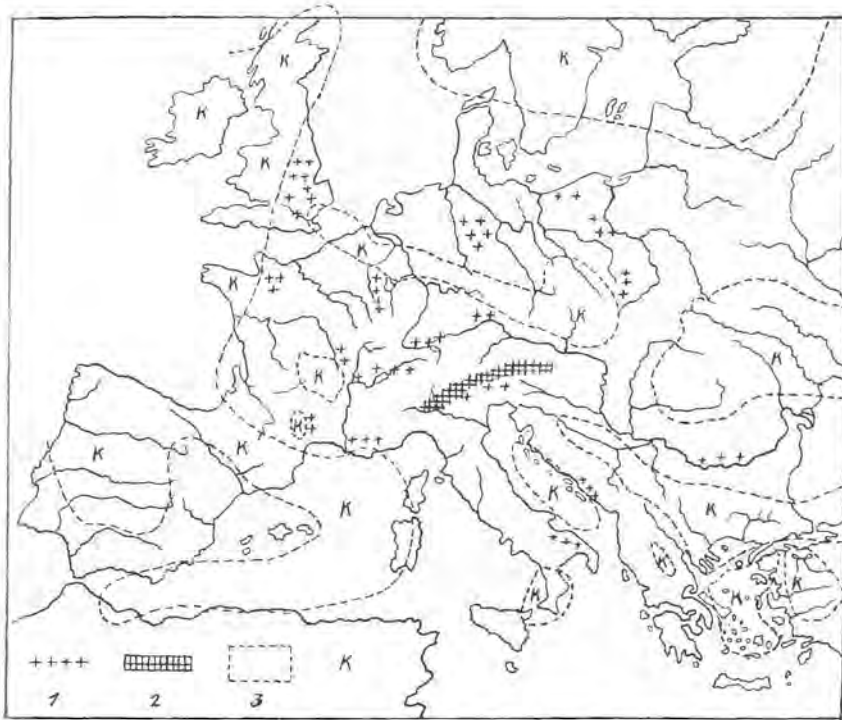


Fig. 28. Paläogeographische Skizze des Malm.

1. = Korallenfazies. 2. = Abyssische Fazies. 3. = Meeresbedeckung im allgemeinen. K = Kontinent.

Dem Untertauchen der Vindelizischen Schwelle im mittleren und obern Jura steht eine Erhebung gegenüber. Eine Landschwelle, die quer durch Mitteldeutschland zieht, verbindet das Rheinische Massiv mit der Böhmisches Masse, so dass eine Trennung in ein norddeutsches und in ein süddeutsches Becken zustande kommt. Diese Umgestaltung des Bildes ist eine Folge der Kimmerischen Bodenbewegungen. Im Süden besteht die freie Verbindung mit der Tethys weiter. Auch das ganze Pariser Becken ist vom Meere bedeckt. Der Landrücken liegt weit im Westen, etwa an der heutigen Westgrenze von Europa. Er zieht von der Meseta über die Bretagne nach Cornwall und Irland hin. Nur das Zentralplateau bildet eine Insel im mitteleuropäischen Meere.

Im obersten Malm setzt dann ein ausgedehnter Rückzug des Meeres ein. Das Gebiet südlich der mitteldeutschen Bodenschwelle wird Festland. Nördlich derselben besteht ein flaches Binnenmeer fort, in welchem es zur Bildung der brakischen Purbeckschichten kommt. (13, 43 a).

Jura.

(Fig. 26, 27, 28).

Die in der Trias beobachtete Zerstückelung des «Mittel-europäischen Blockes» setzt in der Juraperiode fort und die damals geschaffenen Transgressionswege bestehen weiter. (13, 24). Wie in der Trias sind auch im Jura die Leitlinien für die Meeresbewegungen im westlichen und mittleren Europa gegeben durch die «Germanische Quersenk», welche in ihrer meridionalen Erstreckung von der Nordsee bis zur Provence reicht und zu deren Sedimentationsraum auch in der Juraperiode unser Gebiet gehörte. Die Eifler Quersenk aber scheint im Jura zu verlanden.

Im Norden besteht die Norddeutsche Senke weiter, die sich aus dem mittleren England durch Norddeutschland bis an die Weichsel hin erstreckte.

Die in der Trias offene mährisch-schlesische Pforte (Quersenk) ist verlandet und erst während der grossen Transgression des Calloviens öffnet sie sich wieder, um Verbindungen einerseits mit dem borealen Russland, andererseits mit den Karpathen und dem Donetzgebiet zu schaffen.

Nach dem Gesetze von E. HAUG kompensieren sich die Transgressionen in den Senkungsgebieten durch Regressionen in den Auffaltungsgebieten. Die Juraformation bietet in West- und Mitteleuropa eine Reihe von Beweisen für dieses Gesetz.

Im Süden von Deutschland erstreckt sich das Vindelizische Land. Bei der Callovientransgression wird es im Gebiete der «Regensburger Schwelle» bewältigt. Nach und nach sinkt die Schwelle unter, so dass im Süden von Deutschland weite Verbindung mit dem alpinen Vorland besteht.

Während aber die Süddeutsche Schwelle sich senkt, wird diese Bewegung kompensiert durch das Aufsteigen des Gebietes: Ardennen — Rheinisches Schiefergebirge — Thüringer Wald, so dass die «Germanische Quersenk» von der Norddeutschen Senke getrennt wird. Erstere wird zu einem Schelfgebiet der Tethys; in letzterer machen sich boreale Einflüsse geltend. Durch diese Hebung wird auch die Eifeler Quersenk dem Meere entzogen und die Richtung der Küste im Östling von der Richtung Nord-Süd nach Ost-West umgestellt.

Mit der Juraformation setzt auch die Herausgestaltung des Pariser Beckens ein, das von E. HAUG als ein typisches Beispiel eines epirogenen Einsenkungsfeldes (aire d'ennoyage),

quer zum Streichen des hercynisch gefalteten ältern Untergrundes eingesenkt, angesehen wird.

Die Entwicklung desselben sei hier soweit dargestellt, als es zum Verständnis der Beziehungen desselben zur Luxemburg-Trierer Senke notwendig erscheint.

Das Pariser Becken. (24, 30).

Westlich des Lothringer- schwäbischen Schelfgebietes, das einen Teil der germanischen Quersenke bildete, lag der «Französische Kontinent», der den ganzen Armorikanischen Bogen, im Sinne von E. SUËSS, des Hercynischen Gebirges umfasste. Dazu gehörten das Französische Zentralplateau, das Gallische Massif, das Ardenner Massif, dieses bis ins Gebiet von Südostengland sich erstreckend, das Armorikanische Massif und die alten Massen von Cornwall.

Das Triasmeer rückte von Osten her nicht bis über den Meridian von Dijon. Nur aus dem Gebiete des Burgundischen Troges (Senke von Belfort), am Südrande der Vogesenschwelle, schob sich am Nordrande des Zentralplateau eine Bucht nach Westen vor, die bis an die «Granitschwelle des Poitou» reichte und nur nach Osten hin offen war. (Vgl. Fig. 21 bis 23).

Im Jura begann der Zerfall des Armorikanischen Bogens. Es erfolgte eine Einsenkung quer zum Streichen der Falten und diese Quersenke bildete die Anlage zum Pariser Becken. In diese Quersenke werden verschiedene alte Anlagen hineinbezogen.

Im Cotentin ist bereits im obern Oberkarbon und im Perm eine Nord-Süd streichende Senke angedeutet, welche östlich vom Armorikanischen Massif hinzieht. Diese Quersenke setzt in England fort, in einer Einsenkung, die zwischen den Aufwölbungen des Weald und der Mendip Hills liegt. Weald und Mendip Hills selbst bilden die Verlängerung der Ardenner Achse nach Westen hin. Die Senke lag am Westrande des heutigen Londoner Beckens. Sie trat in Mittelengland in Verbindung mit der Norddeutschen Senke. Im Cotentin sind in dieser Senke neben Stéphanien und Perm rudimentäre Trias abgelagert, deren Fazies vollständig von der Lothringer Trias abweicht.

Eine andere alte Anlage bildet die Triasbucht, welche sich am Nordrand des Zentralplateau bis an die Schwelle des Poitou hinzog und gegen Osten in weiter Verbindung mit dem Gebiet des Juragebirges und der Rhônesenke stand. (Siehe zum Schlusse des Abschnittes «Trias».)

Zwischen beiden Senken liegt das Hebungsgebiet der «Schwelle des Poitou», welche die Hebungsgebiete der Vendée und des Limousin verband.

Durch das Einsinken der Schwelle des Poitou im Lias entstand eine Meerengen, die «Enge von Poitiers», welche die Senke des Cotentin mit derjenigen am Nordrande des Zentralplateau verband. Diese Elemente bilden die Anlage des Pariser Beckens, das nach Osten in weiter Verbindung mit dem schwäbisch-lothringer und dem subalpinen Meere steht. Im Norden besteht über England eine Verbindung mit der Norddeutschen Senke, im Südwesten eine solche mit dem aquitanischen Gebiete.

Am Südrande der Ardennen bildet sich eine weitere Verbindung aus mit dem Meere der Luxemburg-Trierer Bucht. Das Meer transgrediert aus der Luxemburger Bucht am Rande der Ardennen nach Westen hin und erreicht während der Transgression des Bathonien eine Verbindung mit dem Boulonnais. (Siehe den Abschnitt: Die Juraformation am Südrande der Ardennen).

Die entstandenen Senken weiten sich aus; mit dem mittleren Lias ist der Grossteil des Gebietes des heutigen Pariser Beckens überflutet und weite Verbindungen sind mit England und dem aquitanischen Gebiete einerseits, mit dem subalpinen und lothringer Gebiete anderseits, hergestellt.

Die Verbindung mit dem südlichen England erreicht ihre grösste Breite mit der Transgression des mittleren Jura (Callovien). Im Pariser Becken erstreckt sich diese Überflutung vom Calvados bis zum Boulonnais, in England greift sie über die Wealdaufwölbung nach Osten über.

Nach der grossen Transgression des mittleren Jura beginnt im obern Jura (Oxfordien) eine Regression, begleitet von einer Heraushebung im Norden, die sich vom Südosten Englands über Ardennen, Rheinisches Massif und Böhmisches Masse hinzieht, und einer solchen im Süden, die zu einer Vergrösserung des Zentralplateau und der Armorikanischen Masse führt.

Die Verbindung mit England bleibt bis ins Portlandien bestehen, wo sie dann abreisst. In Mittelengland ist das Portlandien in der brakischen Purbeckfazies ausgebildet.

Im Südosten besteht eine freie Verbindung mit dem Jura-gebiet bis zum Schluss der Kreide.

Nach dem Osten hin sind die Verbindungen seit dem Dogger gehemmt. Im Bathonien beginnt ein Auftauchen der Vogesen.

Die Verbindung mit dem schwäbischen Jurameer besteht noch durch die Senke von Zabern, ist aber behindert, was sich durch Faziesverschiedenheiten ausdrückt. Im Bathonien des

Unterelsass haben wir mehr die tonige Fazies Schwabens, im Pariser Becken mehr die oolithische. Im Callovien wird nochmals das Gebiet der Vogesen von der Transgression überwältigt. Dann setzt die Heraushebung des Ardenno-rheinischen Massives wieder kräftiger ein und das Festland begreift jetzt auch die Vogesen, einen Teil des nördlichen und mittleren Schwarzwaldes und das nördliche Schwaben. Der Rand des Pariser Beckens gegen Osten ist durch die Korallenriffe des Oxfordien gegeben, die das Land im Osten einsäumen.

Im Norden ist die Umrandung des Jurameeres durch das Ardennermassif gegeben, dessen Fortsetzung nach Westen durch die Achse des Artois, die Kuppel des Boulonnais und die Kuppel des Weald gegeben ist. Bis zum mittleren Lias herrscht im östlichen Teile Transgression, im obern Lias (Posidonien-schiefer) setzt bereits die Regression infolge Heraushebens der Ardennen ein. Im Westen transgrediert dagegen das Meer im Boulonnais und bedeckt dieses Gebiet vom Bathonien ab. Die Achse der Ardennen bleibt jedoch im grossen Ganzen die Nordgrenze. Nur die grosse Cenomantransgression dringt auf der Achse des Artois, über welche sich die Quersenke jetzt nach Norden hin verlängert, nach Flandern und Westbelgien vor und dieses Gebiet bleibt bis gegen Abschluss der Kreide (Dannien) vom Meere bedeckt.

Im Westen schliesst sich die Senke von Poitiers gegen das Ende des obern Jura, und das Gebiet des Armorikanischen Massives hebt sich und drängt das Jurameer gegen Osten ab. Der Zusammenhang mit dem Jura Englands ist im Portlandien auf eine Senke im Gebiete zwischen Seine und Somme zusammengedrängt. Diese Senke, welche NW—SE gerichtet ist, verlängert sich nach SE hin bis in das Juragebiet. Zu Beginn der Kreide ist sie auf einen schmalen Streifen mit brakischen Ablagerungen beschränkt.

Die Meeresbewegungen in der Quersenke, aus welcher das Pariser Becken entstanden ist, bilden die Leitlinien für die Verfolgung der Verschiebungen des Jurameeres. Doch werden diese kompliziert durch andere Bewegungen, welche in der Richtung der hercynischen Faltung vor sich gingen und welche das Bestehen posthumer Senkungszone andeuten. Da diese Senkungszone zugleich Sedimentationswege sind, lassen sich deren Verlauf und Bedeutung durch die Anordnung und die Mächtigkeit der Ablagerungen festlegen. Die Linie grösster Mächtigkeit gibt zugleich den Verlauf der Achse der Senkungen an. Eine solche Zone mächtiger Sedimentation hat P. LEMOINE von Beauvais bis nach Briey festgestellt, die der Achse der Ardennen parallel läuft. (18). Die Mächtigkeit der

Sedimente auf den Achsen der Senkungszone ist bedeutend. So hat eine Bohrung von Ferrières-en-Bray bei Beauvais ergeben: Jura (Portlandien bis Lias): 1150 m, Trias: 22 m (rote Tone mit grüner Flammung, darunter 50 cm Gerölle), darunter kommen metamorphe Schiefer.

Die Juraformation am Südrande der Ardennen.

Die eigentümliche Entwicklung der Trias im Luxemburger Gebiet wird durch eine Heraushebung im Westen bedingt. Die Küste verläuft in der ganzen Triaszeit in Nord-Südrichtung. Im Osten sinkt das Gebiet beständig. Nach Westen nimmt die Mächtigkeit ab und eine reine Uferfazies beginnt in den meisten Abteilungen gleich westlich der untern Alzette.

In der Trias liegt die normale Entwicklung im Osten, die Küste im Westen. Im Lias ändert die Küstenrichtung. Sie folgt dem hercynischen Streichen. (Siehe Fig. 25.) Die Uferfazies liegt jetzt im Allgemeinen im Nordwesten, gegen Südosten oder Süden folgt normale Faziesentwicklung. (52).

Obwohl in der Eifelsenke nur einige Buntsandsteinreste enthalten sind, darf man annehmen, dass in derselben die ganze Trias inclusiv Rhät zur Ablagerung kam. Die gleichwertige Ausbildung derselben in der Bucht von Commern und in dem Luxemburg-Trierer Gebiet sprechen dafür.

Lias ist in der Bucht von Commern nur in einem kleinen Reste in Drove, 9 km südlich Düren, bekannt. Es handelt sich um Tone und Mergel mit Pyrit und verkiesten *Ammonites angulatus*, die unter mächtigem Diluvium vorkommen. Die Ausbildung schliesst sich an die Fazies der Angulatusschichten des Wesergebirges an. (34). Mit dem Beginn des Lias dürfte die Verbindung mit Lothringen und der Luxemburger Senke durch die Eifeler Quersenke bereits schwierig geworden sein.

Dann folgt eine Unterbrechung der Liasablagerungen bis in die Bitburger Gegend, wo auf dem Plateau zwischen Prüm und Nims, 2 $\frac{1}{2}$ km südlich des heutigen Devonrandes, zwischen Verwerfungen, Inseln der «Untern Kalke und Mergel» (Planorbisschichten) erhalten geblieben sind. Sie bestehen aus 3 bis 4 m feingeschichtetem dunkeln Kalke, darüber folgen 3 m graue Tone. Anzeichen von Landnähe sind nicht vorhanden. Sie bedecken jedenfalls das ganze Ösling. Diese Schichten haben im Luxemburger Gebiet durchgehends 8 bis 10 m Mächtigkeit. Etwa westlich des «Helperknapp» nimmt diese Mächtigkeit zu. An der belgischen Grenze ist sie 25 m, weiter westlich steigt sie bis zu 70 m. (Vgl. Fig. 29). Hier enthalten diese Kalke und Mergel neben dem *Am. planorbis* auch *Am. angulatus* sowie

Ariete Ammoniten und vertreten hier mithin den Hauptteil des Luxemburger Sandstein. (48).

Die Planorbisschichten greifen bei Jamoigne über das Rhät und transgredieren unmittelbar über unteres Unterdevon. Sie reichen nach Westen bis Muno, wo sie dem Kambrium auflagern. Weiter westlich lagern dann Schichten mit *Am. angulatus* dem alten Gebirge auf. Die noch jüngern Schichten mit *Am. Bucklandi* und *Belemnites acutus* erstrecken sich bis Maubert-Fontaine, etwas südlich Rocroi. Die obern Abteilungen des untern Lias und der mittlere Lias lassen sich bis Hirson verfolgen, wo Schichten mit *Deroceras Davoei* diskordant dem Kambrium auflagern.²⁷⁾ Sie werden von mittlerem Dogger (Bajocien) und oberer Unterkreide (Gault) ungleichförmig überlagert. (24, 52).

Die verschiedenen Abteilungen des untern und mittleren Lias transgredieren also parallel der hercynischen Faltenrichtung von Ost nach West. Mit Abschluss des mittleren Lias beginnt im Westen eine Heraushebung mit Regression des Meeres von Westen nach Osten. Bei Hirson werden Davoeischichten von Bajocien überlagert. Der obere Lias (Posidonien-schiefer) reicht nur mehr bis Maubert-Fontaine (so weit wie der untere Lias). Die Regression hält im ganzen obern Lias an und man trifft jetzt von Westen nach Osten hin immer jüngere Schichten an. (52).

Die Transgression des Jurameeres in der Quersenke an der Westseite des Pariser Beckens. (24).

An der Westseite des Pariser Beckens fehlt der untere Lias. Der mittlere Lias ruht entweder auf rudimentärer Trias oder auf Paläozoikum. Die Transgression erfolgte hier in der erwähnten Quersenke des Cotentin (siehe den Abschnitt: Das Pariser Becken) und der Lias steht im Zusammenhang mit dem englischen. Die Transgression erfolgte hier von Süd nach Nord, zugleich weitet sich der Sedimentationsraum nach Osten hin aus. Lias reicht nicht über eine Linie Hirson-Guise-Péronne-Abbéville. In Flandern und im Artois haben Bohrungen keinen Lias, wohl aber jüngeren Jura in ziemlich breiter Ausdehnung gefunden. (18). Das beweist, dass die Transgression erst im jüngern Jura diese Gebiete erreichte. In la Capelle, 7 km WNW von Hirson, besteht überhaupt kein Jura. Die am

²⁷⁾ Eine Bohrung bei la Capelle, 12 km WNW von Hirson, ergab: Tertiär 10 m, obere Kreide 79 m, untere Kreide 2 m, dann Devon. (52).

Rande der Ardennen von Ost nach West vorgerückte Transgression hatte hier bereits ihr Ende erreicht.

Das am Rande der Ardennen vorrückende Meer und dasjenige, welches sich in der Quersenkung östlich des Armorikanischen Massives vorwärts bewegte, vereinigten sich im mittleren Lias im SE und im NW, aber dazwischen ragt ein inselartiges Auffaltungsgebiet trennend hervor, das dann von der Transgression des mittleren Doggers (Bathonien) bewältigt wird. Das ganze Gebiet zwischen dem Ardenner Rücken und dem Zentralplateau ist überflutet, bis im obersten Jura (Portlandien) dann wieder eine starke Regression der Meeresbedeckung einsetzte.

Gesteinsfazies und epirogene Bewegungen während des Lias am Südrand der Ardennen. Sandige Entwicklung im Lias in der Luxemburger Senke.

Die Gesteinsfazies spiegelt die geotektonische Fazies wieder. Aus der Gesteinsfazies können wir mithin die vorausgegangenen geotektonischen Bewegungen herauslesen. Besonders wenn eine Fazies sich in der Richtung tektonischer Leitlinien hinzieht, darf man an eine Beeinflussung der Entwicklung durch tektonische Momente denken. Vor allem wird sich die Epirogenese in der Entwicklung der Fazies erkennen lassen. Die Epirogenese kann sich bereits während der Sedimentation in embryonalen tektonischen Bewegungen geltend machen, welche Becken und Schwellen schaffen, die posthumer Richtungen folgen oder neue Faltungen andeuten. Die entstehenden Strömungen werden natürlich parallel zu den sinkenden Becken hinziehen und diesen die Sedimente zuteilen. Stärkere Strömung bedeutet aber stärkere und kräftigere Sedimentierung. In solchen Fällen entscheidet nicht landfern oder landnah über die Fazies der Sedimente, vielmehr ist es die Strömung. (41).

In dem untern Lias tritt in unserm Gebiete die Umstellung des Verlaufs der Nord-Südküste in eine solche, welche parallel der Faltenrichtung der Ardennen verläuft, ein. Das bedeutet eine Heraushebung der Ardennen in ihrem östlichen Teil. Dies ist ein langandauernder, epirogener Vorgang, der natürlich aus einer Reihe von Einzelbewegungen bestehen kann, die sich von Osten nach Westen ablösen können. Dabei sinkt ein Becken in der Richtung des Streichens ein. Diese Abwärtsbewegung wird auf dem benachbarten Lande durch das Aufsteigen einer Schwelle kompensiert. Das bedeutet, dass das Erosionsgefälle belebt wird und dass die Sedimentation im Becken ändert. Das

Sinken hält etwa Schritt mit der Sedimentation. Die zahlreichen, oft ruckweisen Wechsel in der Sedimentation im Lias längs der Küste lassen sich schwer auf stetig wechselnde Ufernähe zurückführen. Sie bedeuten vielmehr Änderungen oder Stillstehen im Verlaufe der epirogenen Vorgänge. Fazies und Tektonik stehen hier in engem Zusammenhang. Es entstanden durch epirogene Bewegungen stärkeres Gefälle und bestimmte gerichtete Strömungen, die für die Verteilung der Sedimente bestimmend waren. Auch örtliche unterseeische Querswellen mögen hierbei, durch mehrfache Aufbereitung, klastisches Material geliefert haben.

Anzeichen für solche epirogene Bewegungen sind in den Sedimenten des untern und mittleren Lias am Südrande der Ardennen vielfach zu erkennen. So zwischen Charleville und Sedan, wo im untern Lias Sandsteinbänke mit Mergeln und Kalksteinbänken wechseln. Mit dem Beginn des Charmouthien herrschen dann die Mergel vor; mit den Davoeischichten erreicht das Meer seine grösste Ausdehnung. Im belgischen Luxemburg setzt die sandige Fazies bis in die Spinatusschichten fort, während im Luxemburger Gebiet das Maximum der sandigen Entwicklung im Hettangien und untern Sinémurien (Fazies des «Luxemburger Sandsteins») liegt.

Die Planorbisschichten reichen nach Westen nicht weit über die Grenze des Rhät. Erst von Rossignol ab sind sie als Uferfazies (grès de Rossignol) entwickelt, sonst bestehen sie am ganzen Rande der Ardennen bis über Bitburg hinaus aus dunkeln Kalken und Tonen, ebenso wie sie bei Commern entwickelt sind. Das Meer besteht noch wie im Rhät mit Nord-Süd streichender Küste. Die Mächtigkeit ist im Bohrloch von Mondorf 12 m und bleibt im allgemeinen dieselbe durch das ganze Gebiet bis an den Rand der Ardennen.

Mit dem «Luxemburger Sandstein», der in seiner vollständigen Entwicklung im Luxemburger Gebiet die Zonen des *Am. angulatus* und der Arieten Ammoniten umfasst, bildet sich in diesem Gebiete eine eigentümliche Versandungszone aus. Nach Osten reicht der «Luxemburger Sandstein» bis an die untere Nims, wo er im Tiefsten der Weilerbacher Mulde als ein fein- oder grobkörniger häufig konglomeratischer, kalkiger Sandstein in einer Mächtigkeit von 30 bis 40 m erhalten blieb. Bei Bollendorf, wo er von Gryphitenkalk überlagert wird, ist er 60 bis 80 m mächtig, bei Mersch hat er 100 m, im Bohrloch von Cessingen 84m, im Bohrloch Differdingen rd. 100 m, im Bohrloch Longwy 84 m. Die Ostgrenze zieht von Hettigen über Emeringen, westlich der Mosel nach der Eifelsenke hin und hat NNE Richtung. Im Süden der Luxemburger Senke

wendet sich die Längserstreckung in eine Ost-Westrichtung um, wie aus der grossen Mächtigkeit im Bohrloche Differdingen hervorgeht. Die Verbreitung folgt also dem Streichen des alten Ardennenvorlandes. Die Richtung der Achse der Mulde, in welcher der Sandstein zur Ablagerung kam, wird angedeutet durch die Vorkommen: Bitburg, Weilerbach, Mersch, Höhenzug zwischen Eisch- und Mamertal, Capellen, Niederkerschen, Differdingen, Longwy. In der Weilerbacher Mulde ist er am besten erhalten geblieben und zieht sich in deren Verlängerung am weitesten nach Osten. Auf dem Sattel von Born ist er am meisten erodiert. Dass die Ablagerung in einer ruckweise absinkenden Mulde vor sich ging, zeigt die von Mersch nach der Südostecke des Landes abnehmende Mächtigkeit (Mersch 100 m, Luxemburg 70 m, Bohrloch Mondorf 13 m, Emeringen 0 m, während die Planorbisschichten und die Kalke und Mergel über dem Sandstein auf dieser Linie gleich mächtig sind. Die Entfernung von Mersch bis in die Gegend von Ellingen ist in der Luftlinie rd. 25 km. Wenn die Nordflanke mehr oder weniger symmetrisch mit der Südflanke war, erstreckte sich der Sandstein nach Norden etwa bis in die Gegend südlich Wiltz. Wie weit er sich noch westlich Longwy hinzieht, ist nicht bekannt.

Dieses Einsinken parallel der Richtung des hercynischen Streichens ist von einem Aufsteigen des alten Gebirges begleitet, das von Ost nach West fortschreitet, was zu stärkerer Erosionstätigkeit führte, wobei das eingeschwemmte klastische Material durch die Strömung in der Richtung der einsinkenden Mulde verfrachtet wurde.

Eigentümlich ist das Ansteigen der sandigen Fazies von Osten nach Westen hin in höhere Glieder des untern und mittleren Lias. Im Bohrloche Differdingen reicht die Versandung aus den Angulatenschichten bis in die Spinatusschichten hinauf. Das gleiche Verhalten wurde in jüngster Zeit in einem Bohrloch in Niederkerschen beobachtet. Weiter nach Westen setzt dann die Versandung erst später ein. In der belgischen Provinz Luxemburg ist nur die oberste Abteilung des «Luxemburger Sandstein», nämlich die Zone der Arieten Ammoniten sandig entwickelt und hält bis ins Hangende der Zone des *Am. spinatus* an. Dabei sind jedoch lokal Tone oder Kalke eingeschaltet. (Vgl. Fig. 29).

Dieses eigentümliche Verhalten erklärt sich aus einem Aufsteigen der Küste von Ost nach West und dem fortschreitenden Einsinken einer Mulde in derselben Richtung. Beide Bewegungen gingen ruckweise vor sich. Bei Stillstand der Bewegung kam es zur Einschaltung von Tonen und tonigen Kal-

ken. Die Faziesausbildung zeigt, dass das Land im Nordwesten lag und dass im Osten offenes Meer war.

Gegen Süden ist bereits in der Gegend von Metz jede sandige Ausbildung des untern und mittleren Lias verschwunden. In Lothringen und im Elsass ist der ganze Lias einschliesslich der Posidonienschiefer in gleicher Fazies entwickelt und diese Ausbildung ist auch fast identisch mit den in Schwaben festgelegten Zonen. Die meisten Horizonte Schwabens lassen sich durch Elsass und Lothringen hin verfolgen, haben aber eine deutlich verschiedene Ausbildung in dem Gebiete näher dem Rande der Ardennen. Die Posidonienschiefer aber schliessen den Lias ab mit einer Fazies und Mächtigkeit, die von Schwaben bis in das Ardenner Vorland die gleiche bleibt.

Höher hinauf geben dann die Sowerbyischichten (Mergel von Chareennes = Beginn des mittleren Doggers) wieder einen sichern Vergleichshorizont ab, der aus Schwaben bis in unser Gebiet zu verfolgen ist. Für die zwischen dem Posidonienschiefer und den Sowerbyischichten liegenden Abteilungen herrscht Unsicherheit und ihre geologische Stellung in Bezug auf die normale Entwicklung in Schwaben wird von den verschiedenen Autoren verschieden gedeutet. Diese Unsicherheit macht sich in unserm Gebiete besonders für die geologische Position unserer Eisenerze geltend.²⁸⁾ Die Sedimentationsbedingungen müssen also in dieser Zwischenzeit in Elsass und in Lothringen sowie in unserm Gebiete geändert haben. Dies geht auch daraus hervor, dass der Sowerbyihorizont im Gebiete von Lothringen (worin auch unser Gebiet einbegriffen ist) mit einer Transgression beginnt. Unmittelbar unter den Mergeln, womit die Schichten von Chareennes beginnen, findet man abgewaschene Kalkplatten, mit Austern bedeckt und von Bohrmuscheln angebohrt, und weiter nach Nordwesten, in der Provinz Luxemburg, folgt diese Transgression sogar auf eine Schichtenunterbrechung, denn im Gebiete von Halanzy ruhen die Sowerbyischichten noch auf der Erzformation, während sie weiter westlich bei Ruettes und Grandcourt unmittelbar auf den obersten Lias (marnes de Grandcourt) folgen. (53).

Es musste sich also nach der allgemeinen Überdeckung durch die Posidonienschiefer wieder eine trennende Schwelle eingeschoben haben, welche die Verbindungen im untern Dogger zwischen Lothringen und Schwaben erschwerte. Diese Schwelle lag an der Stelle der heutigen oberrheinischen Gebirge und verlängerte sich von den Vogesen ab weiter nach

²⁸⁾ Vgl. Tabellen zur Stratigraphie: N° 10, Die geologische Stellung der Luxemburger Minetteformation.

Südwesten, denn auch auf dem Plateau von Langres haben wir eine Regression. Hier beginnt die Transgression sogar erst mit dem obersten Bajocien. Auch im Norden muss sich eine Schwelle in Nord-Südrichtung von Nancy über Esch bis an den Rand der Ardennen erstreckt haben. Konglomerate und Gerölle im obern Teil der Erzformation sind nämlich von Nancy bis Esch bekannt. Sie erreichen in Esch über dem rotsandigen Lager eine Mächtigkeit von 40 bis 80 cm. Es sind Gerölle von Toneisenstein, wie sie im mittleren Lias vorkommen und auch abgerollte Bruchstücke von jurassischen Ammoniten. Ebenso kommen Geschiebe von Gagat, der reichlich im Posidonienschiefer vertreten ist, in diesen Geröllen vor. Alles das deutet auf Umschichtung von vorzugsweise obern Liasschichten, die durch Schwellenbildung über das Wasser oder doch ganz nahe an die Oberfläche gelangt waren. Näher zu den Ardennen, im belgischen Luxemburg, weitet sich diese Heraushebung zu der bereits erwähnten grösseren Schichtenlücke im untern Dogger aus.

Auch das trennende, nicht abbauwürdige Zwischengebiet zwischen den Becken von Nancy und von Briey deutet auf Heraushebung oder auf Untiefen im untern Dogger hin. Diese Aufwärtsbewegung liegt bezeichnenderweise auf der Fortsetzung des lothringer Hauptsattels, der bereits seit der saalischen Faltung angedeutet ist. Es fehlen hier die Zonen des *Am. Opalinus* und des *Am. Murchisonae* (unterer Dogger z. Teil). (53). Diese Heraushebungen waren jedenfalls Folgen ruckweise eintretender epirogener Bewegungen, die unzweifelhaft in Beziehung zu den Bewegungen im Gebiete der oberrheinischen Gebirgsmassive standen.

Bewegungen in den Oberrheinischen Gebirgsmassiven während der Juraformation und ihre Einwirkung auf die Entwicklung des Jura im Luxemburger Gebiet. (24, 31, 34, 54).

Das geologische Gestaltungsbild in den Oberrheinischen Massiven ist seit der Trias für die Entwicklung der Geologie in unserm Gebiete von grosser Bedeutung.

Das Jungpaläozoikum hat in den Oberrheinischen Gebirgsmassiven nur lokale Ausdehnung und Bedeutung. Erst mit der Trias beginnt die allgemeine Überflutung, die bis gegen Schluss der Trias anhält. Das Triasmeer transgrediert aus der germanischen Quersenke über das Gebiet der hercynischen Faltung bis an den Ostrand des französischen Kontinentes. (Vgl. den Abschnitt: Trias.) Das ganze Gebiet vom Südrande der

Ardennen an bis in die Südvogesen hin zeigt Senkungstendenz. Die Achse des Senkungsgebietes zieht durch die Pfalz, wo die Mächtigkeit des Buntsandsteines am grössten ist, die dann nach Norden und Süden hin abnimmt. Es handelt sich um eine flache, wannenförmige Ausfüllung mit unterm Buntsandstein im Muldentiefsten, aber erst die höhern «Zwischenschichten» greifen über den Südrand der Vogesen und im Norden über Hunsrück und Eifel und weit über den Südrand der Ardennen.

Das Absinken ist aber nie ein gleichmässiges gewesen und bei allgemeiner Senkungstendenz unterbrechen immer wieder heraushebende Bewegungen das allgemeine Sinken des Gebietes. Nur im zentralen Teile der Senke, in der heutigen Pfälzer Mulde, ist die Ausbildung der Trias eine normale. Im Gebiete des «Lothringer Hauptsattels» machen sich im Buntsandstein Hebungen bemerkbar, die auch im untern Muschelkalk anhalten. Auch in den Vogesen sowie am Südrande der Ardennen fanden Schwankungen statt, die sich in kleinen Transgressionen und Regressionen bemerkbar machen. So zeigt am Rande der Ardennen der obere Muschelkalk eine Regression, die Lettenkohle eine Transgression, Salzkeuper und rote Mergel wieder Einengung, das Rhät die ausgedehnteste Transgression, die durch eine grössere Regression im oberrheinischen Massive kompensiert wird, denn im Rhät ist dieses Gebiet Festland. Rund um dasselbe legt sich das Rhät in Uferfazies an, die bis über den Rand der Ardennen und weit über den Rand des französischen Kontinentes hinaus anhält. Nur durch die Senken von Zabern und des Kraichgaues im Norden, durch die Belforter Senke im Süden besteht die Verbindung mit Schwaben, durch die Eifelsenke mit dem Norddeutschen Rhätmeer.

Im untersten Lias (Hettangien) beginnt eine starke Transgression. Die Schichten des untern und mittleren Lias sind im Elsass übergreifend gelagert und zeigen ungehinderte Verbindung mit Schwaben. Die Ausbildung ist im Elsass, in Lothringen-Luxemburg die gleiche und weicht kaum von der schwäbischen ab. Das Meer flutete unbehindert über Vogesen und Schwarzwald, wie der von G. STEINMANN gemachte Fund von Alpirsbach am Feldberg bei 1000 m ü. d. M. zeigt. Hier fand STEINMANN jüngere tertiäre Breccie aus Kalkblöcken bestehend, deren Fossilien alle Stufen vom Muschelkalk bis zum mittleren Dogger (Bathonien) vertreten. Die Blöcke dieses fossilreichen Gesteines kommen als Einschlüsse in dem Schlot eines jungtertiären Vulkans am Feldberg vor. Also waren zur jüngern Tertiärzeit noch alle Stufen bis zum mittleren Dogger als Decke über dem Schwarzwald vorhanden.

Mit dem Aalénien²⁹⁾ nehmen die Schichten in Lothringen-Luxemburg eine Fazies an, die von der Ausbildung im Elsass einerseits, von derjenigen in Schwaben anderseits abweicht und die bis zum mittleren Dogger anhält. In dieser Zeit machten sich in dem Gebiete der Oberrheinischen Massive Bewegungen geltend, die sich auch in Lothringen auswirkten, wie bereits höher dargelegt wurde.

In dieser Zeit bildete das Gebiet der oberrheinischen hercynischen Faltung nach der Auffassung von BENECKE entweder eine submarine Schwelle, die sich auch in Lothringen auswirkte, oder es bildeten sich sogar einzelne Inseln im Gebiete der Vogesen. Diese Bewegungen mochten genügen, um die lokalen Abweichungen und Unsicherheiten in der Parallelisierung des untern Doggers im Elsass und in Lothringen mit der normalen Entwicklung in Schwaben zu verursachen.

Gleichartige Bewegungen machten sich in der Franche Comté und in Burgund geltend. Der Lias ist hier wie in Schwaben ausgebildet, während sich im Aalénien, wie in Lothringen, Anzeichen einer Heraushebung geltend machten.

Mit dem mittleren Dogger setzt wieder übergreifende Lagerung ein und der Horizont der sogenannten «blauen Kalke» (bei Verwitterung eisenschüssigbraun) mit *Sonninia Sowerbyi* ist durch Schwaben, Elsass und Lothringen-Luxemburg gut zu verfolgen.

Die Entwicklung des Bajocien zeigt im Elsass den Charakter eines Übergangsgliedes von der mehr tonigen Ausbildung in Schwaben zu der rein kalkigen in der Gegend von Belfort und der Haute-Saône. In Lothringen ist die Entwicklung zoogenen Gesteines ebenfalls vorherrschend mit den «Mergeln von Longwy» im Hangenden.

Mit den «Mergeln von Longwy» schliessen die heutigen jurassischen Bildungen unsers Landes ab. Die höheren Stufen sind abgetragen. Welche Stufen des Jura noch zur Ablagerung kamen, kann nur aus der Entwicklung des Jura in den Nachbargebieten andeutungsweise erschlossen werden.

Das Bathonien ist in Schwaben meist tonig ausgebildet. Nur an der Basis befindet sich wenig mächtiger Eisenoolith. Im Elsass ist das Bathonien in der Fazies des «Hauptrogenstein» (grande oolithe) entwickelt, ebenso im Gebiete der Haute-Saône. Im Breisgau und im Oberelsass hat es eine Mächtigkeit von 100 m, bei Belfort von 150 m, im Unterelsass nur von 30 bis 40 m. Im Süden macht sich der Einfluss der Kalkfazies des

²⁹⁾ Für die Stellung des Aalénien vergleiche die stratigraphischen Tabellen N° 8 u. 10.

Juragebietes bemerkbar, im Norden ist es mehr der Einfluss der schwäbischen Jurausbildung. In Lothringen ist die Entwicklung nicht so einheitlich. Im nördlichen Teile beginnt das Bathonien mit den gelben, oolithischen Kalken von Jaumont, dann wird die Fazies mergelig-kalkig. Im Gebiet der Woëvre (Toul) ist die ganze Stufe mergelig, weiter im Süden (Vosges, Haute-Marne) ist sie wieder kalkig.

Das Callovien zeigt in Schwaben vorwiegend tonige Ausbildung. Es umfasst unten mergeligen Oolithkalk mit *Macrocephalites macrocephalus*, oben die Zone der Ornatentone.

Das Callovien von Schönberg südlich Freiburg hat gleiche Entwicklung wie in Schwaben. Darüber liegt hier noch Oxfordien. Dieses Reliktvorkommen liegt bei 664 m ü. d. M.

Callovien ist bei Scharrach im nördlichen Elsass beim Abteufen eines Brunnens gefunden worden. Es hat ebenfalls mergelige Entwicklung.

In Lothringen ist das Callovien im untern Teil mergelig oder mergelig-kalkig. Der obere Teil ist in den Departementen Meuse und Meurthe-et-Moselle mergelig. Im Gebiet der Woëvre ist die ganze Stufe tonig, in der Haute-Marne ist sie durch ein etwa 1 m mächtiges, fossilreiches Eisenerz vertreten.

Die Callovientransgression erstreckte sich jedenfalls über Schwarzwald und Vogesen und verband die germanische Quersenke in breiter Verbindung mit dem Pariser Becken.

Die Oxfordstufe ist im Elsass nicht bekannt, aber in den oligozänen Geröllen der Rheinebene fand man solche mit Fossilien des untern Malm.

Man darf jedenfalls annehmen, dass bis zum Abschluss des Callovien über die oberrheinischen Gebirgsmassive eine Verbindung nach Schwaben hin bestand, die im Bajocien und Bathonien durch eine Schwelle im Gebiete des heutigen Gebirges zeitweise behindert, aber nicht unterbrochen war. Im Callovien war die Verbindung besonders leicht.

Die charakteristische Fazies des mittleren und obern Doggers Lothringens und des Rheintals (Elsass) findet sich auch im Baseler und im Berner Jura und lässt sich bis in die Franche-Comté verfolgen. Gegen Osten geht sie im Gebiete des Schweizer Jura in die schwäbische Fazies über. Die germanische Quersenke stand also auch über das Juragebirge mit dem Südosten des Pariser Beckens in Verbindung.

Der Malm. (24). In der «Norddeutschen Senke» und in der «Germanischen Quersenke» herrschten bis zum Malm bathyale Bildungen vor. Mit dem Malm bilden sich neritische und koralligene Fazies aus, die auch im «Pariser Becken» vorherrschend werden. Die koralligene Fazies tritt natürlich in

der Umsäumung der einzelnen Hochgebiete auf und ist für den obern Jura von Mitteleuropa bezeichnend. Diese Fazies weist auf Hebungstendenz im Gebiete der hercynischen Faltung hin.

Kompensativ bildet sich im Süden der hercynischen Faltenmassive Mitteleuropas und parallel zu diesen Falten eine Geosynklinale mit bathyalem Charakter aus, die «Zentralsenke». Sie zieht aus Polen an der Südgrenze der Böhmisches Masse entlang, durch Franken-Schwaben, bedeckt den südlichen Teil des Jura und reicht bis an den Ostrand des französischen Zentralplateau. Die neritischen und koralligen Fazies des Pariser Beckens sowie von Nord- und Mitteldeutschland standen in offenem Zusammenhang mit der «Zentralsenke». Die «Zentralsenke» nimmt also den Raum der «Vindelizischen Schwelle» ein, die zu einem Gebiete mit Senkungstendenz geworden ist. Sie kann auch als ein sinkendes Schelfgebiet der Tethys aufgefasst werden.

Der Korallenoolith folgt in Norddeutschland unvermittelt auf die sandige und mergelige Ausbildung des untern Oxfordien. Auch in England folgt auf die Stufe des Oxfordclay das Corallian. Ebenso beginnt in der Normandie, im Boulonnais und in den Ardennen mit dem untern Malm die Korallenfazies. In der Nordwestecke der Ardennen greift die Kreide über verschiedene Glieder des untern Malm und im Südosten der Ardennen ist der ganze Malm in dieser Fazies sichtbar. Dieselbe Fazies findet man in Lothringen und im ganzen Osten des Pariser Beckens entwickelt, wo sich die koralligen Bildungen an die Untiefen anlehnen, welche die oberrheinischen hercynischen Massive bezeichnen.

Im Gebiete der Côte d'or und im Creuëgebiet zwischen Vogesen und Ardennen besteht eine bathyale Cephalopodenfazies, die auf eine Verbindung mit der «Zentralsenke» hinweist.

Bis zum Beginn des Portlandien erstreckt sich ein ununterbrochenes Jurameer von Regensburg bis an den Südfuss der Ardennen. Das lässt den Schluss zu, dass im Gutland nicht nur Dogger, sondern auch Malm zur Ablagerung kam. Mit dem Portlandien aber beginnt die Heraushebung.

Das Portlandien fehlt am Südrand der Ardennen vom Hennegau bis ins Departement der Meuse. Die verschiedenen Stufen der Kreide folgen hier auf dem Kimmeridge. Im Departement der Meuse und an der obern Marne kennt man zwar Portlandien, aber der obere Teil dieser Stufe enthält ein Gemisch mariner und brakischer Formen. Auch im Juragebirge ist der obere Teil des Portlandien brakisch entwickelt.

Portlandien fehlt weiter am Ostrand des Armorikanischen Massives, am Nordrand des Zentralplateau und auf der Poitou-

schwelle. Zu gleicher Zeit vertieft sich die «Zentralsenke» und zum Schluss des Malm besteht keine Verbindung mehr zwischen den Einfaltungsgebieten des Pariser Beckens und der Germanischen Quersenke einerseits unter sich, anderseits mit der Zentralsenke. Eine Landmasse, welche Ardennen, Rheinisches Schiefergebirge, die Oberrheinischen Massive begreift, trennt die beiden Einfaltungsgebiete. Im obern Portlandien werden dann auch diese Einfaltungsgebiete entweder Festland oder sind mit brakischen oder süßen Seen bedeckt. Auch Norddeutschland ist mit brakischen und limnischen Bildungen (Purbeckstufe) bedeckt.

Die alte Landbarre, vom Armorikanischen Massiv über Zentralplateau, Oberrheinische Massive bis zur Böhmisches Masse reichend, ist wieder Festland und zum Schlusse schliesst sich das Gallische Massiv an das Zentralplateau an. Auf diesem breiten Gebiete, dem auch unser Gebiet angehört, fehlt jede Andeutung der untern Kreide. Nur von der obern Kreide finden wir an den Rändern dieses Gebietes Anzeichen. Es bestand also während der Kreide eine breit angelegte Aufwölbung, welche das südliche und westliche Deutschland, Lothringen, Rheinisches Schiefergebirge und Ardennen begreift. Dieser Aufwärtsbewegung steht eine Abwärtsbewegung in der Geosynklinale von Zentraleuropa gegenüber.

Neben diesem allgemeinen Gestaltungsbild der Bewegungen des Jurameeres im westlichen Mitteleuropa kann uns die spezielle Entwicklung der unser Land umgrenzenden Gebiete in der Juraperiode eine weitere Bestätigung geben, welche jurassischen Stufen bei uns der Abtragung anheim gefallen sind.

a) Welche Stufen des Jura bedeckten die Oberrheinischen Massive, insbesondere Lothringen-Luxemburg und die Vogesen? (34)

Die jurassischen Blöcke in der Breccie von Alpirsbach enthalten Fossilien vom Muschelkalk bis zum Bathonien.

Am Schönberg bei Freiburg i. Br. ist in einer mächtigen Scholle, die am Gneis des Feldberges zur Rheinebene abgebrochen ist, die ganze Serie vom Buntsandstein bis zum Oxfordien erhalten geblieben. Darüber liegt Oligozän.

Juraschollen bis zum Hauptoolith (Bathonien) kommen unter der Löss- und Tertiärdecke auf der rechten Rheinseite bis an den Nordfuss des Schwarzwaldes vor. Juraschollen begleiten ebenfalls den Ostrand der Vogesen von Belfort bis Strassburg. Sie umfassen Lias und Dogger.

Die wichtigsten Juraresten liegen in der Senke zwischen Schwarzwald-Vogesen im Süden und Odenwald-Haardt im

Norden, in der Kraichgauer und Zaberner Mulde. Dies ist eine im hercynischen Streichen hinziehende Zone mit Senkungstendenz, wodurch die im Norden und Süden der Mulde herrschende Hebungstendenz kompensiert wird.

Im Kraichgau sind der Lias und die Murchisonaezone des Doggers in schwäbischer Fazies erhalten geblieben. Gerölle des mittleren Doggers sind in diluvialen Konglomeraten bei Wiesloch, wo heute unter dem Diluvium überhaupt nur mehr Trias vorkommt, gefunden worden.

Wichtiger aber sind für die Frage, welche Juraschichten überhaupt bei uns zur Ablagerung kamen, die Jurareste in der Zaberner Senke, wo die ganze Serie vom Rhät bis zur Bathstufe des obern Doggers vertreten ist. Darüber lagern eozäne Mergel mit Braunkohle. Der Lias ist hier in gleicher Fazies wie in Lothringen und in Schwaben ausgebildet. Mittlerer und oberer Dogger sind die gleichen wie in Lothringen, weichen aber von der Entwicklung in Schwaben ab, während der untere Dogger von dem Lothringischen abweicht. Oder auch: in Lothringen ist der Lias wie im Elsass und in Schwaben ausgebildet, der untere Dogger hat eine abweichende Ausbildung, mittlerer und oberer Dogger haben gleiche Fazies wie im Elsass, sind in einzelnen Stufen doch von Schwaben abweichend.

Aus diesen Feststellungen geht hervor, dass bis in den Malm hinauf die Meeresbedeckung der Oberrheinischen Massive sicher bestand. Weiter darf man aus der Fazies des ganzen Malm, wie er sowohl am Südrande der Massive, als an deren Ost- und Westrand ausgebildet ist, als gesichert annehmen, dass bis zum Portlandien (oberster Malm) das heutige Gebirge unter Meeresbedeckung war und dass es erst am Schlusse des Malm blossgelegt wurde. Kreide kam nicht zur Ablagerung. Dementsprechend war die Zaberner Senke mit ihrer Senkungstendenz sicher vom Malm bedeckt und von hier aus erstreckte sich der Malm über Lothringen bis in unser Gebiet.

Weiter bestätigen die Vorkommen von Kieselknollen mit Malmversteinerungen bei Saaralben und Saargemünd, die als Reste einer früheren Malmbedeckung angesehen werden können, (52) den Schluss, dass der Malm auch das Luxemburger Gebiet bedeckte.

Am Südrande der Vogesen lagert Buntsandstein auf dem Grundgebirge und es folgen über der Trias in der Senke von Belfort sämtliche Stufen des Jura bis zum obersten Malm hinauf. Die Entwicklung schliesst sich hier eng an diejenige im Juragebirge an, weicht aber nur wenig von der Ausbildung der Zaberner Senke ab. Die gleiche Ausbildung zieht sich um den südwestlichen Teil der Vogesen herum, und reicht auf das Pla-

teau von Langres und auf die Lothringer Jurahochflächen hinauf. Der Malm ist hier zwar in einem flachen Meere abgelagert worden, aber es zeigen sich keine Uferbildungen. Auch das berechtigt dazu, anzunehmen, dass bis zum Ende der Juraformation die Vogesen vom Meere bedeckt waren und dass der ganze Jura auch in Lothringen-Luxemburg zur Ablagerung kam, da dieses Gebiet nur in einzelnen Zonen schwache Hebungstendenz zeigte. (Lothringer Sattel, Schwelle Nancy-Esch).

Wenn aber auch das Oberrheinische Gebiet während dieser Zeit Meeresbedeckung trug, ist doch die allgemeine Hebungstendenz vorhanden und die Ausbildung des Jura weicht doch in manchem sowohl von der schwäbischen wie von der ostfranzösischen ab. Es ist ein Schwellengebiet, das intermittierend im Dogger und im Malm die später sich vollziehende Trennung durch Heraushebung zwischen dem Gebiete der germanischen Quersenke und dem Pariser Becken andeutet.

b) Die Entwicklung am Rande der Ardennen. (24)

Unterer und mittlerer Lias sind hier transgressiv; die Davoeischichten reichen bis Hirson, wo sie diskordant auf Kambrium lagern. Im obern Lias ist Regression, die bis zum mittleren Dogger anhält, wo dann eine neue Transgression beginnt. Das Bajocien reicht bis in die Nähe von Hirson; das Bathonien transgrediert westlich Hirson über Karbon. Diese Transgression reicht bis ins Boulonnais, wo Bathonien diskordant auf Devon oder auf Kohlenkalk auflagert. Das Bathonien des Boulonnais hat Affinitäten mit der Lothringer Fazies und weicht von der englischen ab, während in der Normandie die verschiedenen Stufen des Dogger identisch mit der englischen Ausbildung sind. Callovien und Oxfordien des Boulonnais lehnen sich dann mehr an die englische Entwicklung an, während diese Stufen in den Ardennen die Fortsetzung der Lothringer Fazies sind. Im Boulonnais ist die Grenzzone zweier Fazies und zwei verschiedener Transgressionsrichtungen. Mit dem Malm beginnt in dem Südosten der Ardennen, im engen Anschluss an die Entwicklung in Lothringen und an den Osten des Pariser Beckens, die Korallenfazies, in welcher in den Ardennen der ganze Malm entwickelt ist. Erst mit dem Portlanden werden die Ardennen mit dem Rheinischen Schiefergebirge und den Oberrheinischen Massiven als Landbarre herausgehoben und damit wird auch unser Gebiet mit dem Herannahen der Kreide zum Festlande.

Die epirogenen Bewegungen der Ardennen während der Juraformation. (18).

Im allgemeinen bestand in den Ardennen Ost-West gerichtete Hebungstendenz in der Richtung des hercynischen Streichens.

Angulatusschichten mit gleicher Fazies kennt man aus der Campine (Bohrloch Neereteeren), aus der Bucht von Comern und am Südrande der Ardennen. Jüngere Liasschichten greifen im Osten in Ost-Westrichtung über, im Westen aber in der Nord-Südrichtung. Die Stufen des mittleren und obern Jura greifen im Westen immer weiter nach Norden vor und lagern unvermittelt auf älterem Gebirge. Im Westen ist die Senkungstendenz noch klar, sie bestand aber auch im Osten, wenigstens im mittleren und obern Jura.

Die Anordnung der klastischen Elemente im Lias deutet auf eine sich in Ost-Westrichtung erstreckende Landmasse hin, welche zeitweise starker Abtragung unterworfen war.

Im mittleren und obern Jura werden die Kalke vorherrschend und im Malm sind es ausgesprochene koralligene Bildungen. Das beweist, dass die Zufuhr klastischer Elemente infolge fortgeschrittener Abtragung oder Einsinkens des vorgelegerten Hochgebietes aufhörte. Das frühere Festland war jetzt sehr eingeengt, wohl zum grossen Teile mit flachem Meer bedeckt, so dass Korallenriffe sich über den Untiefen ansetzen konnten, die unvermittelt auf dem paläozoischen Untergrund aufsaßen. Diese im mittleren Jura einsetzende Transgression hält bis gegen Schluss des Malm an und wird dann durch eine Regression abgelöst, die durch Heraushebung des Hochgebietes bedingt ist.

Als Beweis für diese epirogenen Bewegungen bestehen vielfach leichte Diskordanzen. So liegt am Nordostrand des Pariser Beckens die Kreide mit einer leichten Diskordanz auf dem obern Jura. Westlich Hirson transgrediert die Kreide über Lias oder höhern Jura, bei la Capelle liegt untere Kreide direkt auf unterem Devon. Im Norden von Belgien transgrediert Kreide bald über Trias oder Paläozoikum, bei Neereteeren über Jura. Auch aus England sind bestimmte Beweise einer Diskordanz zwischen Jura und Kreide im Gebiete der Fortsetzung der Ardenner Hochgebiete, so namentlich im Gebiete von Dover und von Wiltshire, bekannt. Es fanden also gegen Schluss des Jura heraushebende Bewegungen in der Richtung der hercynischen Faltung statt. Die stets wiederkehrende Hebungstendenz der Ardennen zeigt sich auch wieder gegen Schluss der Juraformation, während im Verlaufe von Trias

und Jura wiederholt kleinere ruckweise Auf- und Abbewegungen zu konstatieren sind.

Die Eifeler Quersenkung war während der ganzen Trias offen. Im Lias war sie wahrscheinlich offen, wurde aber im obersten Jura durch die Heraushebung der Ardennen jedenfalls geschlossen und bestand in der untern Kreide nicht mehr.



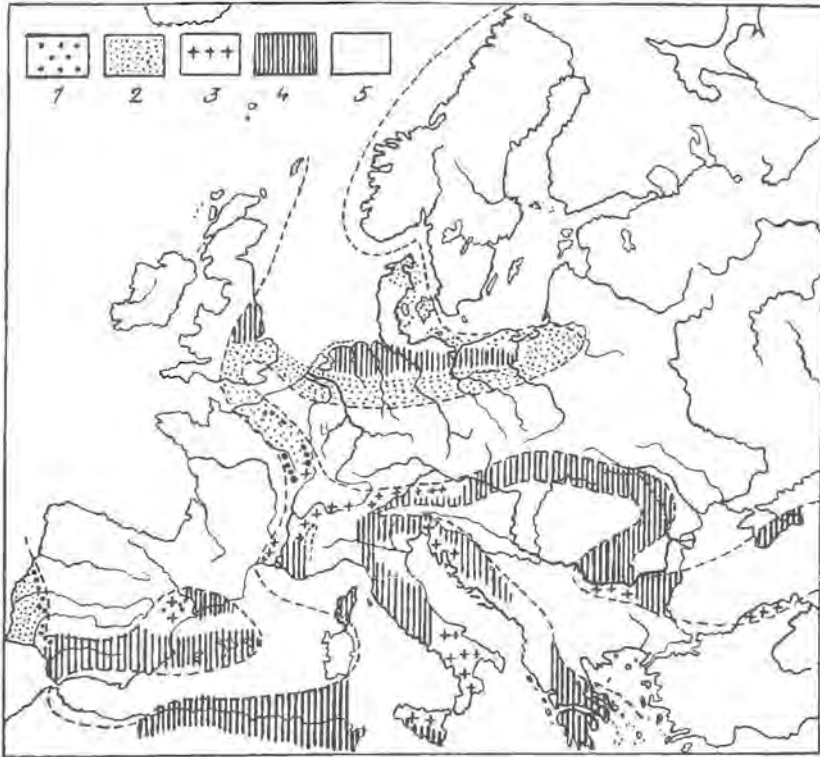


Fig. 30. Paläogeographische Skizze der Unterkreide.

1. = Lagunäre Fazies. 2. = Neritische Fazies. 3. = Zoogene Bildungen (Requienienkalk). 4. Tiefseebildungen der Geosynklinalräume. 5. Meeresbedeckung im allgemeinen.

Die im Purbeck einsetzende Regression erreicht in der Unterkreide ihr Maximum. Das Meer bleibt auf den Nordwesten von Deutschland beschränkt. Eine ausgedehnte Landmasse, wie sie seit dem Oberkarbon nicht mehr bestand, zieht über Mitteleuropa hin und reicht nach Südwest bis in die spanische Meseta. Nur durch das Gebiet des Pariser Beckens zieht eine Senke aus dem Juragebirge nach Südostengland und schafft eine Verbindung zwischen dem Mittelmeer und dem Kreidemeer des nordwestlichen Deutschland. (13).

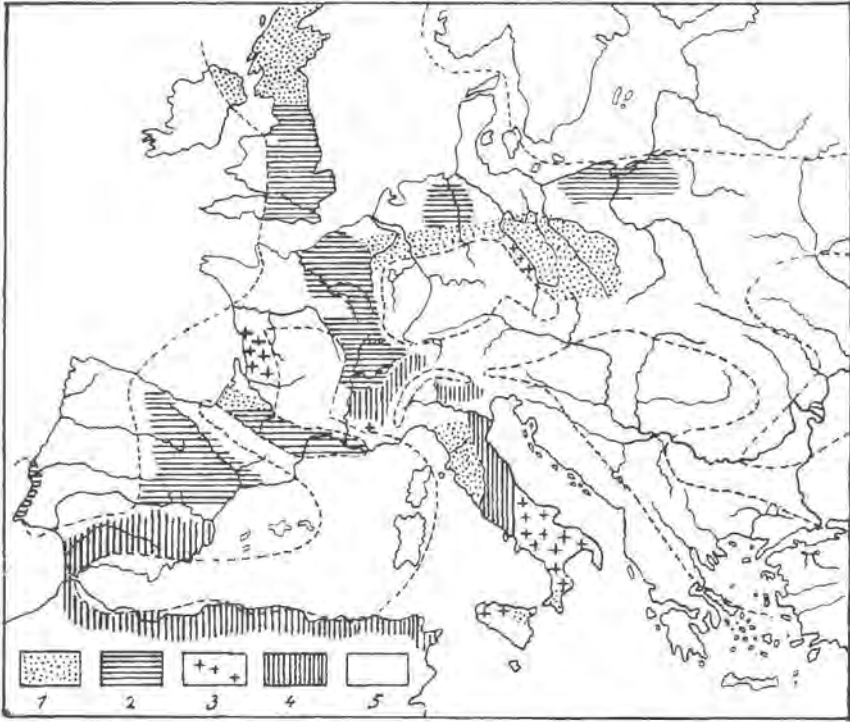


Fig. 31. Paläogeographische Skizze der Cenomantransgression.

1. = Neritische Fazies, klastische Ablagerungen. 2. = Neritische Fazies, kalkig und mergelig. 3. = Zoogene Bildungen. 4. = Tiefseebildungen der Geosynklinalen. 5. = Meereshedeckung im allgemeinen.

Mit der Oberen Kreide beginnt die grosse Cenomantransgression. Das Norddeutsche Kreidemeer tritt auf das Rheinische Massiv und auf die Ardennen hinüber, bedeckt sie und dringt im Senon sehr wahrscheinlich bis in unser Gebiet vor. Auch der Mitteleuropäische Rücken wird zerstückelt. Die Schlesisch-Mährische Pforte öffnet sich wieder und in der Regensburger Senke tritt das Meer auf den Westrand der Böhmisches Masse und dringt buchtartig nach Norden bis nach Mitteldeutschland vor. Auch das ganze Pariser Becken wird von dem Meere bedeckt. Die Rhône-Saône Senke besteht weiter, wird aber im Senon trocken gelegt. Die in der Unterkreide geschaffene Landmasse persistiert in dem Gebiete der Oberrheinischen Massive und in Süddeutschland, trotz der Cenomantransgression, auch in der Oberkreide weiter. (13).

Kreide.

Da jüngere marine Bildungen als jurassische in unserm Lande nicht bekannt sind, kann die geologische Geschichte der nachfolgenden Perioden nur in den grossen Linien durch Vergleich mit der geologischen Gestaltung in den Nachbargebieten festgelegt werden.

Untere Kreide. (13). Zur Zeit des Purbeck erreicht die Regression in Westeuropa ihren Höhepunkt. Sie wird durch beständiges Sinken im Gebiete der Tethys kompensiert. Land- und Faziesverteilung erinnern an die Perioden des Oberkarbon und des untern Perm, so dass X. SCHAFFER von einem «exhumierten Relief» spricht. Im Gebiete der «Zentralsenke» (Randgebiet der Tethys) persistiert dafür das Meer vom Tithon bis zum Tertiär.

Wir beobachten in Westeuropa wieder die Viergliederung, die als primäre Anlage immer wieder in Erscheinung tritt: (Vgl. Fig. 30.)

1) Im Norden das alte Festland Fennoskandia.

2) Südlich davon bildet sich wieder die *Norddeutsche Senke*, (entsprechend der alten «mitteleuropäischen Senke») die zu Beginn der Kreide zeitweilig limnische, dann brakische, dann erst marine Sedimente enthält. Die hier vorrückende Transgression schafft nach und nach Verhältnisse, wie sie etwa im Zechstein bestanden. Die «Norddeutsche Senke» vertieft sich, nimmt sogar geosynklinalen Charakter an und tritt bald mit der westlichen Tethys einerseits, mit dem zentralen und borealen russischen Meere anderseits, in Verbindung.

3) Weiter im Süden liegt die im obersten Jura herausgearbeitete «*Mittleuropäische Schwelle*», die von der Meseta in Spanien über das französische Zentralplateau, die Oberrheinischen Massive zum «*Böhmischen Massiv*» reicht und die Zentralsenke (Tethys) vom nördlichen Flachmeer trennt. Sie entspricht der hercynischen Landbarre.

Eine intermittierende Verbindung besteht aus dem Schweizer Jura nach dem Pariser Becken, welches eine SE—NW gerichtete Senke darstellt.

4) Südlich der «*Mittleuropäischen Schwelle*» liegt das Geosynklinalgebiet der Tethys.

Oberkreide. (13). Die Oberkreide brachte eine gewaltige Transgression, welche aber in Mitteleuropa trotzdem nicht,

wie zur Malmzeit, das Gesamtgebiet des «Mitteleuropäischen Rückens» überflutete. (Vgl. Fig. 31.) Die Transgression folgt dabei altbekannten Wegen, bringt das Meer der «Norddeutschen Senke» in weite Verbindung mit der «Zentralsenke»; sie greift gelegentlich über die Ränder des «Mitteleuropäischen Rückens» hinauf, aber ein Kern, bestehend aus einem Teile der Ardennen, Rheinischem Schiefergebirge, Oberrheinischen Massiven, sowie aus Teilen der Böhmisches Masse, bleibt von der Transgression frei.

Das Meer der Norddeutschen Senke erhält im Senon solche Ausmaße, dass die Fazies der Schreibkreide aus England über Norddeutschland, Südrussland bis zur Kaspi reicht. Dabei öffnen sich alte Transgressionswege, welche dieses Meer in weite Verbindung mit dem tiefen Meer der «Zentralsenke» bringen. Im Osten ist es die «schlesisch-mährische Pforte». Im Westen persistiert die Verbindung des Pariser Beckens mit der Tethys durch die Senke zwischen Vogesen und Morvan. Westlich der Böhmisches Masse lässt die «Regensburger Senke» das Kreidemeer bis in die Oberpfalz vordringen, während die Böhmisches Masse und Schlesien von Norden her überflutet werden. So tritt also wieder teilweise Zerstückelung des «Mitteleuropäischen Rückens» (hercynische Zentralmasse) ein. Das Norddeutsche Meer greift über den Nord- und Nordostrand des Rheinischen Massives und über Teile der Ardennen hinüber, welche letztere noch von Süden her vom französischen Kreidemeer bedeckt werden, so dass nur der Kern derselben Festland bleibt.

Mit dem Danien setzte wieder eine Regression ein, welche sich dann im Alttertiär entscheidend auswirkte.

Die Unterkreide in Norddeutschland.

Zur Neokomzeit ist fast ganz Deutschland Festland, auf welchem die bereits zur Purbeckzeit beginnenden limnischen und brakischen Bildungen andauern und welche das «Wealden» bilden, das in Hannover gleichalterig mit dem marinen Valangien ist. Im Valangien beginnt eine von Ost nach West vordringende marine Ingression, wodurch die brakische Fazies immer mehr nach Norden und nach Westen, nach Pommern und England zu, verdrängt wird. In dieser Richtung ragt daher brakisch-limnisches Wealden in höhere Stufen hinauf als im Osten, vielleicht bis ins Aptien. Doch sind dem Wealden immer wieder gelegentlich marine Schichten, die Hilsschichten, eingelagert, die eine Parallelisierung der brakischen Bildungen mit der normalen marinen Entwicklung ermöglichen. Die Ähnlichkeit mit den Bildungen des östlichen Russlands und mit Eng-

land ist gross. Es bestehen auch Vergleichspunkte mit den Bildungen in Nordfrankreich. Doch weichen die Ablagerungen südlich der mitteleuropäischen Landbarre von denen im Norden gelegenen völlig ab. Eine ausgesprochene Transgression über das gesamte nördliche Gebiet tritt erst im Gault ein, wo auch bereits orogene Bewegungen zu erkennen sind. (Nach A. TORNQVIST Formationskunde, Berlin 1913).

Unterkretazische Bildungen reichen nach Osten oberflächlich bis nach Braunschweig, sind unter jüngern Bildungen aber bis in Westpolen nachgewiesen. Gegen Norden ziehen sie bis an den Rand von Skandinavien, gegen Süden in sandiger Fazies bis an den Nordrand des Harzes, bis in den Teutoburger Wald und nach Holland hin.

Boreale Einflüsse sind besonders in Norddeutschland und England zu beobachten, das Meer war im Westen von Skandinavien nach Norden hin offen. Im Pariser Becken treten nordische Einflüsse nur gelegentlich auf, da das Pariser Becken vielmehr einen Ausläufer der Mittelmeerregion darstellt, mit welcher es im Süden durch die Senke der Côte d'Or zwischen Vogesen und Zentralplateau in Verbindung steht. Juragebiet und Rhône-Saônesenke sind jetzt Teile der «Zentralsenke».

Weitgreifender als die Gaulttransgression, die nur in Norddeutschland bemerkbar ist, ist die Cenomantransgression. Sie greift auf den Nord- und Nordostrand der Rheinischen Masse hinüber. Im Süden dringt sie durch die Regensburger Senke bis nach Mitteldeutschland vor. Von Norden her greift sie auf die Böhmisches Masse über. Wo das Cenoman transgrediert, ist es als Tourtia, d. i. als glaukonitführender Sandstein mit Basalkonglomerat entwickelt. Das Senon greift noch weiter über die alten Massive hinüber und bedeutet das Maximum der Transgression. Vom Gault an besteht breite Verbindung und unbehinderter Faunenaustausch mit dem französischen und südenglischen Kreidemeer.

Am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges haben die Kreideschichten ihre ungestörte Lagerung bewahrt, aber im Teutoburger Walde, im südlichen Hannover, am Nordrande des Harz beginnt mit dem untersten Senon eine Gebirgsbildung, die subhercynische Faltung, die auch in Nordfrankreich in tektonischen Bewegungen an der Grenze von Turon und Senon nachweisbar ist. (13).

Das Pariser Becken während der Kreidezeit. (24).

Zu Beginn der Unterkreide reicht die «Mitteleuropäische Landbarre» nach Westen bis ins Armorikanische Massiv. Bald

aber öffnet sich zwischen Vogesen und Morvan die Senke der Côte d'Or und das Meer transgrediert allmählich von Südost nach Nordwest.

Die marine Serie ist im Südosten am vollständigsten. Nach Nordwesten lagern jüngere marine Stufen über limnischen oder terrestrischen Bildungen, oder ruhen mit einer Unterbrechung auf älteren Schichten. So ist im Juragebirge die marine Serie vollständig. Das Valangien reicht aber bereits nicht über die Senke der Côte d'Or hinaus. In den Departementen Yonne, Haute-Marne, Aube ruht das Hauterivien mit einer Diskordanz auf Jurabildungen. In der Gegend von Wimereux ist die untere Kreide durch Wealden vertreten, erst das Aptien ist marin. Auch im französisch-belgischen Kohlengebiet beginnt die Kreideformation mit Süßwasser- und Kontinentalbildungen des Wealden.

Dies bedeutet also stetes Fortschreiten der Transgression von Südost nach Nordwest. Dazu kommt ein Ausweiten der Senke nach Osten und nach Westen, denn südlich der Meuse folgt das Aptien normal auf Barrémien, aber bei Triancourt ruht es auf oberem Malm. Nördlich Bar-le-Duc wird das Aptien von Albien überlagert, aber bei Grandpré in den Ardennen ist das Aptien als eisenhaltiger Sand ausgebildet, der auf Kimmeridge ruht. Man sieht also wie im Nordosten die obersten Stufen der untern Kreide transgredierend oberem Jura auflagern, von welchem sie aber gewöhnlich durch kontinentale oder lagunäre Bildungen, die untern Stufen der Kreide darstellend, getrennt sind. Ebenso ist es im Westen des Pariser Beckens, wo die obersten Glieder der Unterkreide ebenfalls dem Jura auflagern.

Im Aptien erreicht das Kreidemeer Nordfrankreich und Südengland.³⁰⁾ Mit der Aptientransgression bildet das Pariser Becken und die Norddeutsche Senke über Südengland ein zusammenhängendes Meer, das aus Holland über Norddeutschland nach Polen reicht und, nach Osten geöffnet, sich über Südrussland bis in die Gegend der Kaspische erstreckt. Diese weite Senke liegt in der Achse des südöstlichen Teiles der kaledonischen Falten, begrenzt im Norden vom Baltischen Schild und der nordrussischen Platte, im Süden durch den «Mittel-europäischen Rücken»: Ardennen, Mittel- und Süddeutschland mit den Oberrheinischen Massiven, Böhmisches Massiv, Podolische Masse umfassend.

³⁰⁾ In Südengland reicht die kontinentale Bildung des Wealden bis zum Aptien. Erst das Aptien ist marin entwickelt.

Mit dem Albien beginnt jetzt die grosse Transgression, die im Cenoman noch gesteigert wird. Das Kreidemeer transgrediert jetzt weit über verschiedene Teile des «Mittleuropäischen Rückens», und auch weitere Gebiete des Pariser Beckens werden überflutet und ältere Formationen werden von Oberkreide bedeckt. Im Westen (Calvados, Orne) transgrediert das Cenoman über obere Malm oder über Paläozoikum. Darüber lagert in etwa gleicher Ausdehnung das Turon. Bis zur Cenomantransgression war das Armorikanische Massiv mit dem Zentralplateau durch die Schwelle des Poitou verbunden, so dass eine Verbindung zwischen dem Aquitanischen und Pariser Becken nicht bestand. Mit der Cenomantransgression wird diese Verbindung hergestellt. Wenn auch heute keine Kreidebedeckung mehr auf der Poitouschwelle besteht, so sind sich die Fazies auf beiden Seiten der Schwelle bis zum Senon so ähnlich, dass eine Verbindung über die Schwelle und eine Bedeckung derselben mit oberer Kreide bestanden haben muss.

Das Cenoman transgrediert auf den Ostrand des Armorikanischen Massives hinauf, auf welchem es in neritischen Fazies ausgebildet ist. Ebenfalls neritische Fazies zeigt es am Rande der Ardennen. Im Cotentin ruht das Cenoman entweder auf Lias oder auf Silur. Das Turon hat im Westen wie im Osten gleiche Verbreitung wie das Cenoman. Beide Stufen dehnen sich im Osten in gleichbleibender Fazies aus von der oberen Loire bis in die Tiérache. Beide zeigen in den Randgebieten neritische Fazies.

Das Senon in der Fazies der weissen Schreibkreide bedeckt das ganze Einsenkungsfeld des Pariser Beckens im Norden, im Osten und im Zentrum. Im Südosten zeigen einige Denudationsreste an der Westseite des Juragebirges auf die weite Ausdehnung in dieser Richtung hin, und auf dem Plateau des Morvan deuten verkieselte Micraster darauf hin, dass jedenfalls die Senontransgression dieses Gebiet bedeckte.

Das Maestrichtien ist im Pariser Becken nur mit seinem unteren Teile vertreten. Im oberen Maestrichtien setzt die Heraushebung ein, die am Rande der Ardennen später eintritt als im Innern des Beckens.

Mit dem Danien kehrt das Meer nochmals in den zentralen Teil des Pariser Beckens zurück, aber es wird brakisch und an der Grenze von Kreide und Alttertiär beginnen Bodenbewegungen, welche das Gebiet für kurze Zeit zum Festlande herausheben.

Die Ardennen während der Kreideformation. (18). Mutmaßliche Ausbreitung der Senontransgression bis in das Luxemburger Gebiet.

Die Unterkreide bedeutet eine Zeit der maximalen Heraushebung der Ardennen.

a) Das südliche Gebiet. Die kontinentalen Bildungen des Wealden dauern im Hennegau bis zum Beginn des Albien. Erst mit dieser Stufe dringt das Kreidemeer hier vor. Marines Albien transgrediert über die Aufwölbung des Artois sowie in dem Gebiet von Rethel. Im Gebiete der Haine erfüllt es eine im Sinken begriffene Zone zwischen den Aufwölbungszonen der Ardennen und des Artois.

Am Südrande der Ardennen lagert das Cenoman auf dem Albien. Nördlich der Achse des Artois, welche die Verlängerung der Ardennerachse nach Westen hin darstellt, im Hennegau und in Flandern, transgrediert das Cenoman entweder über die bereits zum Teil erodierte, unregelmässige Oberfläche des Wealden oder des Paläozoikums. Fazies und Fauna zeigen engen Anschluss an England und an Nordfrankreich.

Auch im Turon hält die Transgression an. Dieses ruht bei Lille auf dem Paläozoikum. In Flandern und in Brabant überlagert es das Cenoman.

Die Transgression schreitet im Süden der Ardennen von Süden nach Norden vor und bedeckt von Süden her immer grössere Teile des Ardennermassives.

b) Der Osten und Nordosten der Ardennen. Im Osten und Nordosten der Ardennen gehören die kontinentalen Bildungen der Kreide ins untere Senon. Marine Bildungen in dem Gebiete von Lüttich und des belgischen Limburg gehören dem obern Senon an. Ihre Fazies schliesst sich eng an diejenige der Aachener Kreide an. Weiter nach Norden hin, so im Osten von Holland und in Westphalen sind bereits ältere Stufen der Oberkreide marin ausgebildet. Das bedeutet, dass im Norden der Ardennen die Transgression von Nordost nach Südwest fortschreitet. Sie setzte hier später ein als im Süden der Ardennen.

Die beiden Transgressionswellen, im Süden und im Norden, sind durch eine Erhebungszone getrennt, die nach und nach schmaler wird. Zum Schluss des obern Senon und während des Maestrichtien ist das ganze Gebiet der Ardennen überflutet.

Die lithologische Beschaffenheit des Materials der einzelnen Kreidestufen deutet auf ein allmähliches Tieferwerden des Meeres hin, wenn man sich von der Achse der Ardennen hin-

weg sowohl nach Südwesten als nach Nordosten entfernt. So ist die Hervestufe (mittleres Senon) im Gebiete von Lüttich als glaukonitführender Mergel ausgebildet. Näher der Achse der Ardennen, im Tale der Méhaigne und der Gette (im Brabanter Massiv) ruht das mittlere Senon als Uferfazies unvermittelt auf Paläozoikum. Im Süden hat das Senon gleiche Ausbildung wie im Pariser Becken. Es besteht aus weisser Schreibkreide mit Feuersteinknollen. Im Norden tritt Senon durchwegs in der gleichen Fazies auf. Doch machen sich hier kleinere Schwankungen im Verlauf der allgemeinen Transgression geltend. Untiefen und Landnähe machen sich hier mehr als im Süden in der Ausbildung bemerkbar. Nur periodisch dürfte das ganze Ardennergebiet vom Senonmeer bedeckt worden sein. Das geht daraus hervor, dass oberes Senon stellenweise unvermittelt auf Paläozoikum ruht. Aber auch hier ist die Fazies diejenige der Schreibkreide. Nur gelegentlich tritt klastisches Material auf. Dies zeigt wie sehr das Land abgetragen war, so dass zoogene Bildungen weit vorherrschend sind.

Die gleiche Ausbildung des obern Senon in ganz Belgien zeigt auf die allgemeine Eindeckung der Ardennen hin. Deutlicher noch wird dies bewiesen durch die vereinzelt Vorkommen von Feuersteinknollen der senonen Schreibkreide in den Ardennen. Man findet sie im Condroz und besonders im Hohen Venn an verschiedenen Stellen. Sie beginnen westlich Francorchamps und ziehen über Hokai bis zur Baraque Michel, dem höchsten Punkte des Venn. Sie liegen zwischen 600 und 674 m Seehöhe und bilden beispielsweise bei Francorchamps Anhäufungen bis über 10 m Mächtigkeit, die sich in SW—NE-Richtung erstrecken. (34).

Wichtig für die Bestimmung der Ausdehnung der senonen Transgression ist das Vorkommen eines Kreidereliktes in der Bucht von Commern. Bei Irnich, unfern nördlich von Commern, liegt über Rhät weisser und grauer Kalkmergel mit Fossilien des obern Senon. Darunter folgt die ganze Serie der Trias, welche dem Devon auflagert. Dieser Kreiderest zeigt, dass die senone Transgression auch in die Bucht von Commern eindrang und jedenfalls weiter nach Süden übergriff. Die Kreide wird von Diluvium überlagert. Die Schichten fallen nach Nordosten ein und sind im Süden an einer Verwerfung abgesunken und so vor der Erosion bewahrt geblieben. (34).

Auch auf das Vorkommen von Feuersteinknollen in den Geröllen der flurenhaft ausgedehnten Pliozänterrassen der Kyll ist hinzuweisen. (55). Auf der linken Talhöhe über der Kyll zwischen Röhl und Mösch sowie zwischen Röhl und

Scharfbillig, östlich und südöstlich von Bitburg, treten in den Geröllen der Pliozänterrassen zuweilen Feuersteinknollen auf. Sie dürfen wahrscheinlich aus dem Quellgebiet der Kyll im Losheimer Wald und am «Weissen Stein» herkommen und von den letzten Resten einer Kreidebedeckung herrühren. Sie liegen jetzt bei rund 350 m Seehöhe. Kreideablagerungen dürften also durch die Eifeler Senke nach Süden vorgedrungen sein, so dass wohl der Schluss berechtigt erscheint, dass wenigstens ein Teil unsers Gebietes von der senonen Transgression betroffen wurde.

Im Montien beginnt der Rückzug des Meeres. Das Montien ist im Süden in der Fazies der Tuffkreide, wie übrigens auch das Maestrichtien, mit eingelagerten Konglomeraten ausgebildet. Nach oben schieben sich auch Süßwasserbildungen ein. Im Norden Belgiens ist das Montien nur durch Mergel an einigen Punkten der Campine angedeutet.

Bodenbewegungen in den uns benachbarten Gebieten in der Kreidezeit.

Die grosse Regression am Schlusse des Jura und zu Beginn der Kreide, gefolgt von der gewaltigen Transgression, die zu Beginn der Oberkreide einsetzt, die ruckweisen Schaukelbewegungen, welche diese grosse Transgression begleiten, endlich die neue Regression zwischen Kreide und Alttertiär, das Entstehen von Senken und Schwellen, welche die Sedimentation während der Kreidezeit begleiten, deuten auf intensive Bodenbewegungen hin, welche diese Meeresbewegungen veranlassen, die besonders im Pariser Becken klar zu erfassen sind.

In dem östlichen Teile des europäischen Alpengebietes beginnen in der untern Kreide orogene Bewegungen, die zu Beginn der Oberkreide zunehmen. Es macht sich hier zunächst eine submarine Auffaltung geltend, die in den Ostalpen, Karpathen und noch weiter im Südosten zur Ausbildung der Flysch- und Gosaufazies führt und die sich im ausseralpinen Europa als Ingression kompensativ auswirkt.

Auch im ausseralpinen Europa kennen wir mehrere solcher orogener Bewegungen zwischen dem Jura und dem Neokom, so am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges, am Nordrande des Harzes und im Vorlande dieser alten Faltungsgebiete. Ebenso sind im Pariser Becken solche Bewegungen festgestellt, wodurch, nach MARCEL BERTRAND, die Juraschichten vor der Rückkehr des Kreidemeeres leicht gefaltet wurden. (11). Im Boulonnais, am Rande des Zentralplateau und

des Armorikanischen Massifs sowie am Westrande des Londoner Beckens sind orogene Bewegungen dieses Alters festgestellt worden.

Diese orogenen Bewegungen dürften dann die epirogenen Bewegungen ausgelöst haben, infolge deren das Kontinentalgebiet zwischen Vogesen, Zentralplateau, Armorikanischem Massiv und Ardennen, d. i. das Gebiet des Pariser Beckens, sich senkte und die Ingression in ein typisches Einfaltungsgebiet zu Stande kam.

Das Vordringen des Kreidemeeres im Pariser Becken ist für E. HAUG eine deutliche Bestätigung seines Gesetzes, dem zufolge Transgressionen in Kontinentalgebieten (hier das Pariser Becken) Regressionen in Geosynklinalgebieten (hier die alpine Senke) entsprechen. Es ist dies ein Korollar zum HAUG'schen Gesetz, dass den orogenen Bewegungen epirogene Bewegungen von entgegengesetztem Vorzeichen entsprechen, was sich durch eine Ingression des Meeres in eine absinkende Kontinentalmasse (hier das Pariser Becken) kundgibt. In der Kreide haben wir es im Pariser Becken klar mit einer Meeresinvasion zu tun, die durch die Senke zwischen Vogesen und Morvan eintritt, von Süden nach Norden fortschreitet und dabei sich nach Westen und nach Osten ausweitet, so dass in grossen Zügen immer jüngere Schichten auf ältere übergreifend gelagert sind.

Zusammenfassend sind die Hauptetappen dieser Transgression folgende: (24). Im Valangien dringt das Meer längs des Randes des Zentralplateau nicht über Châlons s/Saône hinaus, aber im Hauterivien erfüllt es bereits ein ausgedehntes Gebiet im Südosten des Pariser Beckens und dringt gegen Nordwest bis zum «Pays de Bray» vor. Im Barrémien setzt eine Regression ein. Marine Bildungen werden nur in einer schmalen Senke abgelagert, die durch das Departement der Aube nach dem Südrande der Ardennen hinzieht und sich dann längs deren Südrand bis nach Südengland hin erstreckt, wo marines Barrémien auf Wealden liegt. Sonst ist das Barrémien in Lagunen- oder Süsswasserfazies ausgebildet.

Das Aptien greift überall über das Hauterivien hinüber. In England wird jetzt die Verbindung zwischen dem Yorkshire und dem Anglo-Pariser Becken hergestellt. Das Meer dringt in die Touraine und im Calvados vor, während es sich im Osten vertieft.

Im Cenoman beginnt die grosse Transgression der Oberkreide. Das Meer überflutet Teile des alten Rahmengebirges, Ardennen, Armorikanisches Massiv und Poitousschwelle. In

Flandern und im Hennegau ruht Cenoman auf Paläozoikum und beginnt mit einem Basalkonglomerat. Im Turon und Senon setzt die grosse Transgression fort. Das Meer bedeckt die ganzen Ardennen sowie das Condroz und dringt höchst wahrscheinlich auch in unser Gebiet ein.

Zwischen oberster Kreide und Alttertiär liegt eine Regression. Doch beginnt das Alttertiär mit einer neuen Transgression im Gebiete des Pariser Beckens.

Tertiär.

I. Das Alttertiär.

Allgemeines. Die allgemeine Bauformel der vergangenen Perioden hat auch im Alttertiär Geltung. (13, 24).

Fennoskandia bestand als Festlandsmasse weiter.

Südlich davon lag das Gebiet der «Mittleuropäischen Senke» wohl an der Grenze von Kreide und Tertiär trocken, aber im Eozän griff das Meer von Norden wieder weit in diese Senke hinein und bedeckte Südostengland, Holland, Dänemark und Norddeutschland bis zur Elbemündung. Im Oligozän kam es zu einer ausgedehnten Transgression, so dass das Meer weiter bis nach Südrussland hinein reichte. Dieses «Nordmeer» schickte nach Süden eine weite Bucht ins Innere des Pariser Beckens, die Flandern und den Südosten von England umfasste. Dieses alttertiäre Anglo-Pariser Becken mit Nord-Süd gerichteter Achse, senkrecht zum Streichen der hercynischen Faltenrichtung, stellt ein ausgesprochenes Einfaltungsgebiet gleich demjenigen des Lias und der Kreide dar. Der Einfluss der Achse des Artois und des Weald machte sich intermittierend durch Unterbrechung der Verbindung mit dem eigentlichen Nordmeergebiet geltend.

Der «Mittleuropäische Rücken», das Hercynische Faltengebiet umfassend, erhebt sich als durchgehende Schwelle, die im Eozän nur im Westen, um die Bretagne herum, eine Verbindung mit dem Geosynklinalgebiet der Tethys zuliess.

Im Oligozän wurde die Senke des «Rheintalgrabens» angelegt, die wahrscheinlich zwischen Haardt und Vogesen in Verbindung mit dem Pariser Becken stand. Nach Norden setzte der «Rheintalgraben» über Mitteldeutschland fort und stand so in Verbindung mit dem Nordmeer. Die Rhône-senke bestand auch, aber da sie im Alttertiär Ablagerungen mit lagunärer- und Süßwasserfazies aufweist, ist eine Verbindung mit dem Rheintalgraben über den Jura hin nicht nachweisbar. Doch erinnert die ganze Anlage an die ältere «Germanische Quersenke», die sich vom Mittelmeer bis zum Norddeutschen Meer hinzog.

Südlich des Mittleuropäischen Rückens erstreckt sich durch das alpine Europa das Geosynklinalgebiet der Tethys. Aber bereits im Eozän machte sich eine zentral-

alpine Schwelle bemerkbar und im Oligozän setzte die gewaltige alpine orogene Bewegung ein. Als solche fällt sie aus dem Rahmen unserer Darstellung, aber die Rückwirkung der alpinen Faltung macht sich im ganzen Gebiete der hercynischen Faltung Mitteleuropas bemerkbar. Die orogenen Bewegungen im ausseralpinen Mitteleuropa, welche zeitlich mit den alpinen Faltungsphasen zusammenfallen, aber durch einen besondern Faltungstypus gekennzeichnet sind, werden als *Saxo-nische Faltung* bezeichnet.

Die *saxonische Faltung* in Mitteleuropa im Tertiär und ihre Bedeutung für den tektonischen Stil der Luxemburger Senke.

Der Baustil der saxonischen Faltung ist die Bruchfaltentektonik. Der Typus der saxonischen Faltung ist Nord- und Mitteldeutschland entlehnt, wo dieselbe besonders durch H. STILLE erforscht wurde. (45). Er findet sich aber auch im übrigen ausseralpinen Mitteleuropa in gleicher orogener Fazies, so in England, Nordfrankreich, Belgien, Elsass-Lothringen und in unserm Gebiete. Der Stil dieser Faltung bedingt den heutigen geologischen Aspekt des Gutlandes.

Die saxonische Faltung ist räumlich getrennt von der alpinen, aber gleichzeitig mit dieser. Nur der Baustil ist ein verschiedener. Bei dieser werden Decken- und Faltengebirge, bei ersterer Bruchfaltengebirge geschaffen, wobei natürlich Übergänge beider Strukturformen vorkommen. Ebenso wie die alpine, zerfällt auch die saxonische Faltung in eine Reihe von Teilphasen, die mit den alpinen zeitlich identisch sind und nur in der Fazies abweichen. Die Teilphasen beginnen mit der altkimmerischen am Abschluss der Trias und dehnen sich bis zum Jungpliozän aus, sind aber wahrscheinlich auch heute noch nicht zum vollständigen Abschluss gekommen.

Beim saxonischen Faltungstypus handelt es sich um Falten, die infolge Überschreitung der Elastizitätsgrenze schon während dem Faltungsvorgang zerbrochen wurden, so dass Faltung und Bruchbildung gleichzeitig, aber auch durch die gleiche Ursache, den horizontal wirkenden Schub, entstanden sind. Dabei können alle Übergänge von der echten Falte über die Bruchfalte bis zum «Schollengebirge» angetroffen werden. Die Entstehung der verschiedenen Formen hängt eben von der Art der Sedimentierung und vom Untergrund ab.

Das Verbreitungsgebiet des saxonischen Faltungstypus ist ein Schelfgebiet, d. h., der Untergrund des Gebietes ist

gebildet durch älteres Faltengebirge, auf dessen abgetragenen Falten «germanotype» Sedimente lagern, wobei oft beträchtliche Senkung in einem flachen Meere vor sich ging. Für solche Schelfgebiete ist Bruchfaltenbildung bezeichnend. Je mächtiger die Sedimentation, desto vollkommener die Faltung. Je stärker die ältere Faltung im Unterbau war, desto mehr wurde dieser versteift und desto gehemmter ist die Wirkung der neu einsetzenden Faltung auf die jüngern Sedimente des Oberbaues, so dass die Faltung des Oberbaues nur eine unvollkommene Nachbildung derjenigen des Unterbaues darstellt. Dieser war durch die kaledonischen und hercynischen Faltungen und durch die diese begleitenden Intrusionen so versteift worden, dass er keine Faltung des alpinen Typus mehr zuließ.

Für die Richtung der Falten ist die Wirkung der starren Massive des Untergrundes maßgebender als der gerichtete Druck, welcher den Zusammenschub bewirkt. Deshalb schliessen sich die neuern Falten meistens an den Verlauf der umgebenden Blöcke an, welche gleichsam als starre Rahmen wirken. Man spricht deshalb von «Rahmenfaltung». Diese Abhängigkeit der jüngern Tektonik der Luxemburger Senke von dem ältern Untergrund tritt in den Kartenskizzen Fig. 18 und 20 deutlich in Erscheinung. Die Mobilitätsverhältnisse des Untergrundes sind also in erster Linie maßgebend für den Baustil und die Richtung der jüngern Faltung.

Das bereits kaledonisch und hercynisch verfestigte Schelfgebiet von Mitteleuropa wirkte bei der Auffaltung der alpinen Geosynklinale als Vorland, in welchem der Faltungsprozess ausklingt. Dabei kam es infolge der ganz verschiedenartigen Nachgiebigkeit des versteiften Vorlandes vielfach zu einer Zerspaltung entlang einem meridionalen Bruchsystem. Das hercynisch versteifte Mitteleuropa zerbrach vielfach längs vereinzelter Brüche, die grabenartig das Vorland durchsetzten. Dieses Zerbrecen geschah unter dem Einfluss der horizontalen Bewegung, die von der alpinen Zone ausging. Die Bruchzonen liegen also in der Bewegungsrichtung der Gebirge. Solche Transversalstörungen grossen Ausmaßes liegen in dem hercynisch gefalteten Mitteleuropa im französischen Zentralplateau, im Gebiete des Rheintalgrabens, an der südwestlichen Grenzlinie des Thüringer und Bayrischen Waldes und sind in kleinerm Ausmaße auch unserm Gebiete nicht fremd. Die parallele Anordnung der Brüche am Westrande des Hunsrückes, die Querbrüche in der Eifel deuten auf diese Bewegungen hin. Es handelt sich hier um horizontale Verschiebungen der angrenzenden Blöcke. Diese Brüche gehen meistens sehr tief und

sind meistens von einem intensiven Vulkanismus mit seinen Folgeerscheinungen begleitet. Der junge Vulkanismus des französischen Zentralplateau, des Rheintalgrabens, der Eifel, des Siebengebirges, der Rhön, Mittelböhmens ist an diese Transversalstörungen gebunden. Manche dieser Querspalten sind ihrer ältesten Anlage nach schon vortertiär, aber im Tertiär liegt ihre Haupttätigkeit. (Vgl. Fig. 34).

Transgressionen und Regressionen in den verschiedenen Stufen des Alttertiär in den uns benachbarten Gebieten. (18, 24, 30).

Transgressionen und Regressionen sind Bewegungen des Meeres, welche durch tektonische Bewegungen des Festen veranlasst werden. Diese Meeresbewegungen können in einer Faziesänderung und in einer Umgrenzungsänderung zum Ausdruck kommen. Ein Meer kann sich verflachen und dabei an Ausdehnung gewinnen, oder sich verengen und dabei sich vertiefen. Beides kommt in entsprechender Faziesausbildung zum Ausdruck. (45). In den Schichtablagerungen mit ihrer ändernden Fazies sind also die tektonischen Bewegungen eines Gebietes festgehalten. Wo Schichten fehlen oder abgetragen sind, ist es nicht möglich diese Bewegungen der Transgressionen und Regressionen genauer zu erfassen oder die tektonischen Bewegungen zeitlich genau zu lokalisieren.

Solche Bodenbewegungen sind natürlich in unserm Gebiete im Alttertiär vor sich gegangen, aber nicht nachweisbar, falls es sich um Bewegungen ohne Beeinträchtigung des Schichtverbandes durch Falten oder Brüche handelt. Wenn aber die Schichten gestört sind, ist das Alter der Störung mangels Überlagerung durch ungestörte Schichten zeitlich nicht genau festzulegen.

Durch einen Vergleich mit den benachbarten Gebieten, besonders mit Belgien und dem Pariser Becken, in welchen die tertiären Ablagerungen durch klassische Untersuchungen am vollständigsten bekannt sind, kann eine Vorstellung gegeben werden, wie zahlreich auch im Luxemburger Gebiete die Auf- und Abbewegungen in einer solch relativ kurzen Zeit wie das Alttertiär sie darstellt, gewesen sind.

1. Das Eozän.

Am Schlusse der Kreide setzt ein Rückzug des Meeres gegen Norden hin ein, aber mit dem Montien ³¹⁾ dringt dasselbe

³¹⁾ Vgl. die Tabelle zur Stratigraphie N° 12: Tertiär.

wieder in das belgisch-französische Einfaltungsgebiet vor. Dem Thanétien des Pariser Beckens entspricht in Belgien von unten nach oben das Heersien und das Landénien. Letzteres ist unten noch marin, wird aber nach oben lagunär.

Die Transgression während des Thanétien erfolgte von Nord nach Süd. Die Transgression besteht in einer buchtförmigen Ausweitung des Nordmeeres nach Süden hin. Das Meer dringt von Norden her nach und nach bis ins Zentrum des Pariser Beckens vor. So findet sich unteres Heersien in Belgien nur im Norden des Brabanter Massifs, während oberes Heersien bereits bis in die Departemente des Nord und des Pas-de-Calais vordringt und über Kreide oder über den Rand des Paläozoikums transgrediert. Die Transgressionsrichtung ist die gleiche wie sie das Kreidemeer in diesem Gebiete zeigte.

Das mittlere Thanétien = unteres Landénien dringt dann bis in die Departemente der Aisne und der Oise vor, doch ist der obere Teil des Thanétien = oberes Landénien, in Belgien in kontinentaler, im Pariser Becken in Brakwasser- und lagunärer Fazies entwickelt und wird hier als Sparnacien bezeichnet. Die Aussüßung des Meeres beginnt im Osten, wo östlich Reims eine Landmasse lag. In Belgien lag das Festland im Südosten des Landes, denn auf der Linie Sambre-Meuse ruht das untere Landénien dem paläozoischen Festlande auf. Der Südosten von Belgien sowie der Osten des Pariser Beckens bildeten eine Festlandsmasse.

Das Yprésien umfasst die Schichten mit *Nummulites planatus*.

Nach der Festlandsperiode des obernen Landénien (Sparnacien) kehrt das Meer in das Belgisch-Pariser Becken zurück. Im Westen besteht Zusammenhang mit dem Londoner Becken. Die Achse des Artois, die sich im Landénien bemerkbar machte, ist im Yprésien ohne Einfluss auf die Entwicklung der Schichten. Die Linien gleicher Mächtigkeit der Schichten (die isopaken Linien) ziehen aus Flandern quer über das Gebiet von Artois nach dem eigentlichen Pariser Becken hin. In Belgien bedeckte das Meer den Condroz und wahrscheinlich Teile der Ardennen. Gegen Süden reichte es bis an die mittlere Seine, ohne jedoch Paris zu erreichen. Gegen Osten erstreckte es sich bis an eine Linie Sambre-Epernay, südlich Reims. In der Nähe dieser Linie wird die Fazies sandig und ufernah. Im eigentlichen Pariser Becken werden die Mergel durch die Sande von Cuisse ersetzt und das Yprésien nimmt hier den lokalen Namen Cuisien an.

Dem Lutétien des Pariser Beckens entsprechen in Belgien die Stufen des Bruxellien und des Laekénien. Die Serie ist am vollständigsten in Belgien entwickelt. Die isopischen Linien (Linien gleicher Fazies) streichen, wie im Landénien, von NW nach SE, doch transgrediert das Bruxellien weiter nach Osten als das Yprésien, und im Laekénien gewinnt das Meer im Osten weiter an Ausdehnung. Gerölle über dem Bruxellien deuten auf eine Heraushebung am Schlusse dieser Stufe hin. Auch eine Bodenbewegung parallel zur Achse des Artois macht sich bemerkbar. Es sind dies die ersten Anzeichen für eine andere Orientierung der Transgression im Oligozän. Bis zum Oligozän lag die Achse des Einsenkungsgebietes etwa NNE—SSW bis N-S.

Diese Untiefe im Gebiete und in der Richtung der Achse des Artois machte sich immer geltend. Sie reichte bis in das Gebiet des Weald in Südengland. Sie wird immer nur zeitweilig überflutet und der Zusammenhang zwischen dem Meer von Flandern und dem Pariser Becken beschränkte sich eigentlich auf eine Enge im Gebiete der obern Oise und obern Somme. Dies ist auch im Lutétien wieder der Fall, wie es bereits im Landénien war.

In Belgien besteht die Fazies aus hellen Sanden oder aus kalkigem Sandstein. Im Pariser Becken machte sich eine unvermittelte Faziesänderung geltend. Hier ist das Lutétien vorherrschend durch Grobkalk vertreten. Bodenbewegungen auf der Schwelle des Artois erklären diese Faziesänderungen.

Gegen Abschluss des Sparnacien hatten im Süden des Pariser Beckens ziemlich intensive Bodenbewegungen stattgefunden, welche die Fortsetzung der Faltenschwelle des Pays de Bray nach Osten schufen, die etwas südlich Paris durchzieht. Die verschiedenen Stufen des Lutétien decken dann diese Schwelle wieder ein und transgredieren, fortschreitend über die Sande von Cuise, im Süden bis über die Seine, im Osten bis über Montmirail und Epernay, wo eine lagunäre Fazies auf Landnähe im Osten deutet. Gegen Westen hängt das Meer weitgeöffnet mit dem Südosten von England zusammen. Grobkalk liegt heute vorzugsweise im Süden, aber vereinzelte Zeugen weisen darauf hin, dass er einst bis an die Achse des Artois reichte und dass dann nördlich dieser Untiefe die Fazies änderte. In Belgien war ausser Flandern auch Brabant und das Gebiet westlich der Sambre vom Lutétienmeere bedeckt.

Das Auversien, das in Belgien als Lédien bezeichnet wird, bedeutet hier eine neue Transgression, da hier auf der

Achse des Artois unmittelbar auf unterm Lutétien, welches Spuren vorangegangener Erosion zeigt, Lédien auflagert.

Im Pariser Becken ist das Auversien vertreten durch die Sande von Beauchamps. Die Sedimentationsbedingungen haben infolge tektonischer Bewegungen geändert. Die Antiklinale von Bray, die durch das Lutétien eingedeckt worden war, erhob sich von Neuem und wurde durch das Meer des Auversien stellenweise bis auf das Senon abgetragen. Das Material wurde nach dem zentralen Teil des Pariser Beckens verfrachtet, welcher Teil des Beckens als Kompensation zum Aufsteigen der Antiklinale des Bray starkes epirogenes Einsinken zeigt. Das Pariser Becken war weit offen nach Norden und nach Nordwesten, reichte im Süden bis Melun, im Osten bis Epernay, im Nordosten bis Laon.

Das Bartonien ist in Belgien vertreten durch die marinen Bildungen der Sande von Wemmelin, im Pariser Becken durch Wechsellagerung von Süßwasser- oder brakischer Fazies mit mariner Fazies. Dies deutet hier auf Niveauschwankungen einer wenig über dem Meeresspiegel gelegenen Flachsee hin, in welche vorübergehend das Meer eindringt, das dann wieder ausgesüsst wird. Die Umrisse des Meeres sind etwa gleich denjenigen der vorhergehenden Stufe, nur im Osten besteht ein Rückzug des Meeres.

Das Ludien ist in Belgien durch die rein marine Fazies des Asschien vertreten, die mit einem Kies beginnt, auf den dann Tone und sandige Tone folgen.

Im Pariser Becken setzen nach dem Bartonien tektonische Bewegungen ein, so dass dieses aufgefaltet wurde. Über den abgetragenen Falten liegt das Ludien, das transgressiv weit über den Rand des Bartonien reicht. Es beginnt mit marinen Mergeln mit *Pholadomya ludensis*, darüber folgt die Gipsuite, die drei Horizonte begreift, deren oberer auf Montmartre die bekannte Wirbeltierfauna geliefert hat. Die Gipsbildungen sind von einem Rande von Süßwasserbildungen umgeben. Mergel mit marinen oder brakischen Tierformen schieben sich in die Gipsformation ein, die im Norden in normale marine Bildungen übergeht.

2. Das Oligozän.

Im Paleozän und Eozän reichte das Meer der Norddeutschen Senke (Nordmeer) kaum über die Randgebiete der heutigen Nordsee und Ostsee hinweg. Nur eine Ausbuchtung drang tief in das Gebiet des Pariser Beckens bis südlich der mittleren Seine vor.

Mit dem Oligozän setzte eine neue Transgression ein in einer Senke, die parallel mit den alten Falten läuft und von Ostengland über Norddeutschland bis ins südliche Russland reichte. Es ist eine Art posthumer Geosynklinale, wie sie bereits im Jura und in der obern Kreide bestanden hat.

Das Pariser Becken bildete weiter im Oligozän eine Nord-Süd gerichtete Ausbuchtung dieser Senke, die in ihrem Verlauf senkrecht auf der alten Faltenrichtung steht, und im Westen in das Londoner Becken fortsetzt. Aber die Schwelle des Weald und des Artois behindern oft die freie Verbindung über Flandern mit dem nördlichen Meere, so dass im eigentlichen Pariser Becken oft brakische Fazies oder gar Süßwasserfazies herrscht, während in Flandern gleichalterige marine Bildungen vorkommen.

Die Ausdehnung der Norddeutschen Senke nach Osten hin schaffte einen neuen Migrationsweg für eine östliche Faunenbeimischung, die sich bis ins Pariser Becken geltend macht.

Im Oligozän wird die Senke des Rheintalgrabens angelegt, welche gegen Norden quer durch die hercynischen Falten bis ins Neuwieder Becken vordringt, ja sogar zeitweilig mit der Norddeutschen Senke in Verbindung tritt. Faunistische Gründe machen es sehr wahrscheinlich, dass eine Verbindung zwischen Haardt und Vogesen mit dem Pariser Becken bestand.

Es bestand also zeitweise ein Zustand der Verteilung der Meere wie er im Jura in Mitteleuropa bestand. (13, 24).

Nur im eigentlichen Geosynklinalgebiet der Norddeutschen Senke ist das Oligozän rein marin ausgebildet. In den Quersenen des Pariser Beckens und des Rheintalgrabens und im Londoner Becken schieben sich in die marinen Bildungen immer wieder brakische oder gar Süßwasserbildungen ein, was auf die tektonischen Bewegungen im Oligozän als Nachwirkung der starken orogenen Vorgänge im alpinen Europa hinweist.

Das Oligozän ruht in Belgien mit einer leichten Diskordanz auf Schichten verschiedenen Alters, im Westen auf Bartonien, im zentralen Teil von Brabant auf Ledien, im Osten dieser Provinz auf dem Landenien, weiter im Osten gar auf Kreide oder auf Paläozoikum.

Die Transgression des Oligozän bewegt sich ungefähr parallel mit dem Streichen der hercynischen Falten, und zwar von Norden nach Süden. Die Mächtigkeit ist am grössten in Holland, wegen grösserer Nähe der Achse der Geosynklinale, und nimmt gegen die hercynische Masse zu rasch ab. (18).

Alle Stufen des Oligozän sind in Belgien marin entwickelt, im Pariser Becken wiegen brakische oder Süßwasserbildungen vor. (18, 24).

Das **Tongrien** (Lattorfien) geht transgressiv über einen grossen Teil von Belgien und über einen Teil der Ardennen. Es beginnt mit einem Quarzsand, dessen Elemente aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinen herkommen. Der untere Teil ist marin, der obere brakisch. Es enthält in Belgien die gleiche Fauna wie bei Lattorf in Norddeutschland.

Die Transgression dringt von Norden her ins Pariser Becken, wo das Tongrien aber nur brakisch entwickelt ist. Die Südgrenze verläuft etwa parallel der Achse des Artois.

Das **Rupélien** (Stampien des Pariser Beckens) ist in Belgien nur marin entwickelt. Der obere Teil hat die gleiche Fauna wie die «Norddeutschen Septarientone».

Im Rupélien (Stampien) macht sich die marine Transgression auch im Pariser Becken geltend, wo es durch die «*sable de Fontainebleau*» vertreten ist. Oben schieben sich aber wieder Süsswasserformen ein. Die marinen Bildungen erstrecken sich im Osten über Laon, Reims, Epernay, den Oberlauf der Seine und der Yonne. Es bestehen Verbindungssenken im Norden mit Belgien, im Nordwesten mit Südengland. Doch bestehen die Schwelle des Weald und die Achse des Artois.

Das **Chattien** transgrediert in Belgien gegen Osten und Süden hin über das Tongrien. In diese Stufe gehören die fossilführenden **Sande von Bonnelles** im Süden von Lüttich. Es sind helle Sande und Kiese mit Einlagerungen von Geröllen von weissem Quarz und von einem verkieseltem Oolithgestein. Letzteres enthält Bruchstücke von Fossilien der Juraformation. Die Gerölle des verkieselten Oolithgesteines findet man in grösserer Menge über den Sanden von Bonnelles. Ihr Verbreitungsgebiet erstreckt sich von der Baraque Michel im Hohen Venn über Lüttich bis nach Namür hin. Sie entstammen einer jurassischen Bedeckung südlich dieser Linie und zeigen dass die jurassischen Ablagerungen, die heute dem Südrande der Ardennen auflagern, noch im Oligozän sich weiter nach Norden ausdehnten.

Da die Gerölle aus verkieseltem Oolithgestein in grösserer Menge über dem Chattien liegen und im holländischen Limburg über Miozän liegen, so hat **RUTOT** dieselben ins obere Pliozän gestellt. **FOURMARIER** weist mit Recht darauf hin, dass aber ein Teil derselben so eng mit dem Chattien verbunden ist, dass man für die erste Entstehung der Gerölle oberoligozänes Alter annehmen muss. Im obern Pliozän wurden die Gerölle dann wieder umgearbeitet und angehäuft. Jedenfalls ergibt sich aus ihrem Vorkommen, dass in junger Zeit noch ein grösserer Teil des Ardennermassives mit Jurabildungen eingedeckt war. (18).

Nach Süden und Südwesten scheinen die marinen Bildungen des Chattien in kontinentale Ablagerungen, die plastischen Tone von Andenne, überzugehen. Diese schliessen eine Flora ein, deren Alter oberoligozän oder untermiozän ist. Es ist jedoch nicht von der Hand zu weisen, dass die plastischen Tone von Andenne eine kontinentale Bildung über dem Chattien darstellen.

Im Pariser Becken beginnt das Chattien mit einem Gemisch von marinen und lakustern Formen und geht nach Süden hin in Sande über, die nur gelegentlich marine Formen führen. Die Ausdehnung des Chattien im Pariser Becken fällt etwa mit der des Rupélien zusammen. Eine Verbindung mit dem nördlichen Belgien dürfte im Chattien nicht mehr bestanden haben, da im Südwesten von Belgien diese Stufe nicht bekannt ist.

Im obern Oligozän wird dann das Pariser Becken zu einer Innensenke, die zu Beginn des Miozän ganz ausgesüsst ist und dann definitiv zum Festlande wird.

Mit dem obern Oligozän zieht sich das Meer auch aus Belgien zurück. Das untere Miozän fehlt. Erst mit dem mittleren Miozän beginnt eine neue Transgression.

Festhalten der Bodenbewegungen in den umgebenden Gebieten im Alttertiär.

Durch die Transgressionen und Regressionen und die dadurch bedingte Sedimentation mit ihrer entsprechenden Fazies sind deutlich zweierlei Bewegungen festgehalten, nämlich Bewegungen in der Richtung der alten Falten (posthume Bewegungen oder orogene Bewegungen im Sinne von E. HAUG) und epirogenè Bewegungen (ebenfalls im Sinne von E. HAUG), die senkrecht zu den orogenen verlaufen. So können also aus der Art der Sedimentation die Meeresbewegungen und mittelbar daraus die auf- und abwärts Schwankungen des Bodens herausgelesen werden.

Nach den Zusammenstellungen von E. HAUG, A. DE LAPPARENT, DOLLFUS, CORNET, LERICHE, H. STILLE lassen sich folgende Bewegungen im Pariser Becken und in Belgien erfassen. (45).

Das Danien, vertreten durch den Ciplykalk bei Mons, transgrediert nach einer Emersions- und Dislokationsphase im obersten Senon (Maestrichtien). Diese Transgression hält auch im Montien an. Im jüngern Montien erfolgt dann wieder eine Regression, die in Belgien in Süßwasserschichten, im eigentlichen Pariser Becken durch brakische- und Süßwasser-

bildungen zum Ausdruck kommt. Danien und Montien sind nur in geringen Resten erhalten geblieben.

Das *Thanétien* (*Landénien*) ist in Belgien auf weite Strecken erhalten geblieben und weist deutlich auf ein Nord-Süd gerichtetes Einsenkungsfeld, quer zur alten Faltenrichtung, hin. In dessen Fortsetzung liegt heute die Nordsee ebenfalls quer zu den alten Falten gerichtet. Ein deutliches Vorrücken der jüngern Stufen des *Thanétien* über die ältern von Nord nach Süd lässt sich feststellen, doch erreicht auch die oberste Zone nach Süden hin Paris noch nicht.

Auch das *Landénien* schliesst mit einer Regression ab. Im Pariser Becken folgen nämlich nach oben die limnischen Ablagerungen des *Sparnacien*, die in Belgien in schwach brakische Ablagerungen des obern *Landénien* übergehen. Der Golf des *Sparnacien*, der zur Lagune geworden ist, reicht dennoch über die Grenze des untern *Landénien* nach Süden. Es trat hier eine Erweiterung infolge Verflachung (Heraushebung) ein. Mit einer Verflachung und Aussüssung des *Sparnacien* schliesst das *Paleozän* ab.

Das *Eozän* beginnt mit der Transgression des *Yprésien*, das im Pariser Becken durch die Sande von *Cuise* (*Cuisien*) vertreten ist.

Orogene Ost-West gerichtete Bewegungen machen sich bemerkbar und bilden nördlich Paris eine Grenze gegen das Vordringen des Meeres nach Süden. Zu gleicher Zeit vertieft sich aber das Meer. Auch im Gebiete der Antiklinale des *Bray* tritt eine Auffaltung ein, begleitet von einer Einsenkung zwischen den Massiven von *Armorika* und *Cornwall*, so dass das Pariser Becken im Westen mit dem Weltmeer des südlichen Europa in Verbindung tritt.

Nach oben schliesst das *Yprésien* im Pariser Becken mit einer kontinentalen Fazies (*argile de Laon*) ab. Auch in Belgien war Regression eingetreten, denn die folgende Stufe transgrediert über eine korrodierte und erodierte Oberfläche des *Yprésien*.

Das *Lutétien* (in Belgien nur in seinem untern Teile = *Bruxellien*, bekannt) beginnt mit einer Transgression. Die Senke vertieft sich. Ihre Achse verläuft Nord-Süd. Die höhern Abteilungen der Stufe rücken über die tiefern nach Süden hin vor. Die Mächtigkeit ist am grössten und das Profil am vollständigsten im Gebiete von Paris. Im obern *Lutétien* verbreitert sich das Meer nach Osten und nach Westen hin, wird seicht und lagunär-limnisch. Der obere limnische Horizont greift weiter über als der untere marine. Ins oberste *Lutétien* fällt eine orogene Aufwärtsbewegung der Schwelle des *Bray*.

Mittleres und oberes Lutétien sind heute in Belgien nicht mehr erhalten. Abgerollte Stücke der charakteristischen Nummuliten an der Basis der nächst folgenden Stufe beweisen, dass diese beiden Stufen des Lutétien zwar abgelagert, aber in einer nachfolgenden Abtragungsphase wieder zerstört wurden.

Im Auversien setzt eine neue Transgression ein. In Belgien ist diese Stufe nur marin entwickelt. Im Pariser Becken, wo sie durch die «Sande von Beauchamps» vertreten ist, wird sie nach oben hin brakisch und limnisch. Die Sande von Beauchamps greifen auf die korrodierte Oberfläche ältern Tertiärs über. Sie enthalten aufgearbeitetes Material der Schwelle des Bray.

Das Bartonien ist in Belgien ebenfalls nur marin entwickelt, während es im Pariser Becken aus mehrfachem Wechsel von limnischen und marinen Schichten besteht und oben das marine Element vorherrscht. Ein mehrfacher Wechsel von Vordringen und Verflachen des Meeres liegt vor. In der Gegend von Montjavoult ist das Bartonien aufgerichtet, jedoch vom transgredierenden Meere des nachfolgenden Ludien abgetragen worden.

Eine Transgression im untern Ludien greift nach Osten und nach Westen hin, über alle früheren tertiären Bildungen über. Im höhern Ludien setzt dann wieder Regression ein, was in der Fazies von Gips mit Einschaltungen von Süßwasserbildungen zum Ausdruck kommt.

Die grosse Transgression, welche zu Beginn des Oligozäns einsetzte, dringt aus Norddeutschland auch in Belgien vor, wo im Westen und im Nordwesten des Landes das Tongrien in mariner Entwicklung vertreten ist.

Zur gleichen Zeit bildeten sich im Pariser Becken Schwellen parallel zu den alten Falten aus, welche das Eindringen des Meeres verhinderten, so dass das Tongrien durch die kontinentalen Bildungen des Sannoisien vertreten ist.

Im obern Tongrien tritt auch in Belgien eine starke Einengung des Sedimentationsraumes ein und die Bildungen werden brakisch.

Die marine Transgression des Rupélien bleibt in Belgien in der Verbreitung hinter derjenigen des Tongrien zurück. Aber im Pariser Becken erreicht das Rupélien in der Fazies der «Sande von Fontainebleau» die grösste Verbreitung der tertiären Meeresablagerungen. Bedeutende epirogene Bewegungen erlauben dem Meere in lagunärer Ausbildung bis in die Limagne (Zentralplateau) vorzudringen. In derselben Zeit öffnet sich der Rheintalgraben. Zwei grosse Quersenkungen zerlegen also das alte hercynische Massif.

In Belgien ist das Gebiet des *Chattien* sehr eng. Es erstreckt sich aus dem Nordosten des Landes bis an eine Linie Lüttich-Namür. Die Ausbildung ist marin. Im Pariser Becken ist es unten brakisch, oben in der Fazies der «Süßwasserkalke der Beauce» ausgebildet.

Zwischen Belgien und dem Pariser Becken fehlen heute verbindende Reste von Oligozän. Manche Geologen nehmen an, dass eine solche Verbindung bestanden habe, dass aber die Sedimente erodiert wurden. Es ist aber auch möglich, dass eine direkte Verbindung nicht bestand, und dass nur auf dem Umweg über das Londoner Becken das Pariser Becken zeitweilig mit Belgien und mit der Norddeutschen Senke in Verbindung trat.

Diese Transgressionen betreffen ein ausgedehnteres Gebiet als hier erwähnt wurde. Sie werden beobachtet im Londoner Becken, im Aquitanischen Becken, in Norddeutschland, in Istrien, Dalmatien und noch anderwärts. Sie können aufgefasst werden als kompensative Bewegungen zu den orogenen Vorgängen, die im Alttertiär im alpinen Europa vor sich gehen.

Der Rheintalgraben. (24, 51, 54).

Der Rheintalgraben ist seinem Wesen nach eine Senkungszone, senkrecht zum Streichen der alten Falten. Es ist ein stetig sinkendes Becken gegenüber stetig aufsteigenden Schwellen, Vogesen und Schwarzwald. Er bildet also ein typisches Einsenkungsfeld (*aire d'ennoyage*) im Sinne von E. HAUG.

Wenn der Rheintalgraben auch von Verwerfungen durchzogen ist, so sind dies doch nebensächliche Erscheinungen. Diese Verwerfungen sind jünger als die oligozänen Bildungen, welche den Graben ausfüllen. Das Einsinken des Grabens ist eine epirogene Bewegung, ausgelöst zu Beginn des Oligozäns durch die orogenen Vorgänge im anstossenden alpinen Raume, wenn auch die Anlage zum Einsinken dieses Streifens älter ist und schon im frühen Mesozoikum angedeutet ist. Die den Rheintalgraben begrenzenden Schwellen, Vogesen und Schwarzwald, sind keine stehengebliebenen Horste, sondern sind durch kompensatives Aufsteigen in die heutige hohe Lage gebracht worden.

Für den bedeutenden Betrag des Absinkens sprechen die etwa 2000 m mächtigen tertiären und quartären Ablagerungen, die den Graben erfüllen. Davon kommen etwa 1200 m auf das Oligozän, das auf jurassischer Unterlage aufruht. Die tertiären Ablagerungen sind dann gefaltet worden und zwar bilden diese Falten mit den sie begleitenden Brüchen eine typische Bruchfaltung.

Es ist das Verdienst von L. VAN WERVEKE, zuerst auf diese tektonische Auffassung des Rheintalgrabens und der ihn begleitenden Schwellen, im Gegensatz zur alten Horst- und Grabentheorie, hingewiesen zu haben.

In der Kreide und im Eozän haben wir uns das oberrheinische Gebiet als einen flachen Kontinent vorzustellen, auf welchem die denselben bedeckenden jurassischen Bildungen einer allmählichen Abtragung unterliegen. Rheinisches Schiefergebirge und Ardennen lagen wohl etwas höher und waren einer kräftigeren Erosion ausgesetzt, denn hier liegen die ältesten tertiären Schichten, wo sie auf das Gebirge übergreifen, auf Paläozoikum. In Oberhessen und in der Rheinpfalz lagern sie auf Trias, im Elsass und in Baden auf braunem oder weissem Jura.

Der Rheintalgraben ist eine langgestreckte Senke, die sich im Süden bis an die ersten Ketten des Jura hin erstreckt, im Norden in das Mainzer Becken fortsetzt, das vom südlichen Hunsrück und vom südlichen Taunus begrenzt, im Streichen der alten Falten liegt. Es bildet sich zuerst eine im Osten, Norden und Süden geschlossene Bucht, die nur im Westen durch die Senke von Zabern (Einsenkung parallel zu den alten Falten) mit dem Pariser Becken in Verbindung stand. Auf diesen Zusammenhang zeigt die Identität des Unteroligozäns in beiden Gebieten hin.

Ursprünglich erstreckte sich der Rheintalgraben nur über das eigentliche Oberrheingebiet, um im höhern Oligozän sich nach Süden in das Juragebiet, nach Norden in das Gebiet des Mainzer Beckens zu verlängern.

Die ältesten Tertiärablagerungen des Rheintalgrabens gehören dem Unteroligozän an, bestehend aus marinen schwarzen Mergeln mit Anhydrit, die mit grünen Süßwassermergeln wechsellagern.

Das Mitteloligozän umfasst die mächtigsten Ablagerungen, die wegen ihrer technischen Bedeutung in zwei Gebieten besonders gut durchforscht sind. Es begreift im Oberelsass eine bis 1000 m mächtige Schichtenfolge, vorwiegend marinen Charakters, mit Anhydrit und Steinsalz und den wertvollen Kalisalzen. Im Unterelsass schieben sich von Norden her zahlreiche Süßwasserbildungen ein. Die Mächtigkeit beträgt rund 700 m. An diese Suite sind die unterelsässischen Erdölvorkommen gebunden.

Zur Zeit der Steinsalz- und Petroleumbildung war der Rheintalgraben eine im Norden und Süden geschlossene Bucht, die weder das Tertiärgebiet der Schweiz noch das tertiäre Mainzer Becken erreichte. Nur im Westen bestand eine Ver-

bindung mit dem Pariser Becken, so dass der Rheintalgraben eine Art Karabugas des Pariser Meeres bildete. (51).

Im höhern Mitteloligozän setzte eine Transgression ein. Es trat ein Übergreifen des Meeres ein, im Süden nach der Schweiz, im Norden über die Wetterau nach dem oligozänen Meer von Norddeutschland hin. Letztere Verbindung bestand nur auf kurze Zeit, aber die Verbindung mit dem Mainzer Becken blieb eine enge und fortdauernde.

Im obern Oligozän trat das Meer zurück. Es entstand eine Brakwasserfazies, die sich sowohl im Mainzer Becken als auch im Gebiete des Rheintalgrabens bemerkbar machte. Die Verbindung mit dem Pariser Becken scheint ebenfalls fortbestanden zu haben, worauf Quarzite mit oberoligozänen Brakwasser-Versteinerungen hindeuten, die man in Blöcken findet, die zerstreut auf der lothringer Hochfläche angetroffen werden.

Die Gesamtmächtigkeit der oligozänen Schichten des Elsass beträgt 1200—1400 m, die aber nur im Innern der Bucht angetroffen wird. An den Rändern, die stetig aufstiegen und deshalb starke Erosion begünstigten, findet man mächtige Konglomeratbildung. Diese Küstenkonglomerate reichen vom untersten Oligozän bis ins obere Mitteloligozän, wo sie aufhören. Von hier ab bestand keine Steilküste mehr und die Schichten griffen auf das alte Land hinüber.

Die Konglomerate geben interessante Hinweise über den Betrag der Abtragung der mesozoischen Decken, welche die alten Massive überlagerten. So findet man im Elsass in den ältesten Konglomeraten Gerölle aus obern Juragesteinen, in jüngern Konglomeraten mischen sich Gerölle aus dem Lias, dann aus dem Muschelkalk und dem Buntsandstein hinzu. Nur in den südlichen Vogesen findet man in den jüngsten Geröllen Gesteine des alten Kernes beigemischt. Im mittleren Oligozän war also nur im Süden die mesozoische Bedeckung teilweise ganz entfernt. Auf der Schwarzwaldseite fehlen selbst in den jüngsten Geröllen solche älterer Gesteine als Trias und Jura. In der Rheinpfalz finden sich in den jüngsten Geröllen Gesteine aus Jura, Muschelkalk und Buntsandstein, im Mainzer Becken aus dem Rotliegenden. Hier sowie in der Rheinpfalz ruhen die jüngern Konglomerate auf Rotliegendem oder auf Trias, im Unter- und Oberelsass auf tertiärer Unterlage auf. Die tertiäre Unterlage selbst ruht im Elsass auf Dogger, im Juragebiet auf Malm. Das Oligozän fand also im Norden eine weiter abgetragene Landschaft vor als im Süden.

Die Verwerfungen sind jünger als die Konglomerate, die davon durchsetzt werden. Auch das höhere Oligozän stösst an einer Verwerfung gegen das alte Gebirge ab. (54).

II. Das Jungtertiär (Neogen).

Im Neogen bildet sich eine weitgehende Annäherung an die heutigen Verhältnisse heraus. (13, 24).

Die Mitteleuropäische Senke ist im grossen ganzen auf das Gebiet der heutigen Nordsee zusammengedrängt. Ihre Ränder greifen indess noch über Dänemark, Schleswig, Nordwestdeutschland (Niederrheinische Bucht), Holland, Nordbelgien und Ostengland hinüber.

Vom Atlantischen Ozean dringt eine Bucht in das Pyrenäenvorland (Aquitanische Bucht). Eine andere zieht zwischen Normandie und Bretagne bis an die mittlere Loire ins französische Festland hinauf, die Gebiete Tourraine, Anjou, Bretagne, Cotentin bedeckend. In diesen beiden Buchten ist demnach das Miozän marin ausgebildet.

Das Pariser Becken ist im obern Oligozän zur Innensenke geworden. Zu Beginn des Miozän wird es von einem Süsswassersee eingenommen und wird im höhern Neogen zum Festland.

Auch aus dem Mainzer Becken und aus der Oberrheinsenke wird mit dem Abschluss des Oligozäns das Meer durch Heraushebung verdrängt. Die neogenen Bildungen dieser Gebiete sind ausschliesslich Süsswasserbildungen.

Der grössere Hauptteil des hercynischen Raumes ist also Festland, z. T. mit ausgedehnten Süsswasserseen bedeckt.

Im Süden von Europa ist die Tethys durch die oligozäne Gebirgsbildung stark eingeengt worden. Nur im Süden und im Norden umsäumen zwei Meeresarme den alpinen Faltengebirgsgürtel. Der südliche Meeresarm ist der Rest der eigentlichen Tethys. Hier kommt es im Neogen auch zu echt mariner Sedimentation. Der nördliche Meeresarm erfüllte die nordalpine Vorsenke. Er zog sich aus der Rhönesenke, nördlich der Alpen und Karpathen vorbei, bis in das südrussische Meer hin und stand in Verbindung mit dem südlichen Arm. Im obern Miozän wird diese Verbindung für den westlichen Teil, von der Rhône bis nach Wien, aufgehoben. Dieser Teil löst sich dann weiter in eine Reihe von Binnenseen auf. Der östliche Teil trat später mit dem Sarmatischen Meer in Verbindung und wurde erst im Pliozän ausgesüsst.

Das Neogen in Belgien. (18).

Das marine Neogen ist auf den Norden Belgiens beschränkt. Es besteht aus litoralen Ablagerungen der Nordsee, welche

etwas weiter als heute ins Land hinein vorstieß. Sie sind identisch mit den neogenen Bildungen von Nordwestdeutschland und Ostengland.

Unteres marines Miozän fehlt, da die am Schlusse des Oligozäns einsetzende Heraushebung anhält. Erst im mittleren Miozän (Boldérien) erreicht das von Norden gegen Süden transgredierende Meer Nordbelgien. Das untere Miozän ist in Nordbelgien in der Fazies der Rheinischen Braunkohlenformation ausgebildet. Das Boldérien ist nur im Westen marin und geht nach Nordosten in die Lignitfazies über. Auch das obere Miozän (Anversien) ist marin, bleibt aber auf den Nordwesten des Landes beschränkt.

Mittleres und oberes Miozän sind auch in Holland und in dem an Holland anstossenden Teil der Rheinprovinz marin entwickelt. Hier sind diese Formationen nur durch Tiefbohrungen bekannt geworden.

Das untere Pliozän transgrediert in Belgien weiter nach Süden als das Miozän und ruht mit seinem Südrande teils auf Oligozän, teils auf Eozän. Der ganze Nordwesten des Landes ist wieder vom Meere eingenommen. Die höhern Stufen des Pliozäns rücken dann weiter nach Norden ab, so dass sie in Belgien durch kontinentale Bildungen vertreten werden, während sie in Holland noch marin ausgebildet sind.

Die Mächtigkeit aller neogenen Stufen nimmt nach Norden hin rasch zu, was auf starkes Einsinken des Meeresbodens gegen Norden zu hinweist.

Kieseloolithe mit weissen gerollten Quarzen. Es wurde bereits bei Besprechung des obern Oligozäns (sables de Bonnelles) auf diese Gerölle mit Fossilien jurassischen Alters hingewiesen. In der Campine und im holländischen Limburg sowie im anstossenden Gebiete des Niederrheins kommen Kieseloolithe, identisch mit denen von Bonnelles, im obersten Pliozän vor. In Belgien reicht ihre Verbreitung von der Baraque Michel bis nach Namür. Man muss annehmen, dass sie auf dieser Strecke die Umrisse eines Meeresufers andeuten. P. FOURMARIER, der sie bei Lüttich in enger Verbindung mit den sables de Bonnelles auffand, nimmt an, dass die Kieseloolithe des obersten Pliozän aufgearbeitetes Material aus abgetragenen obersten Oligozän darstellen. Denn wäre die Ablagerung der Kieseloolithe bei Lüttich gleichen Alters als in den vorliegenden nördlichen Gebieten, so müsste man annehmen, dass im obersten Pliozän das Meer sich nach Süden noch bis an die Linie Baraque Michel-Namür hin erstreckte, in welches aus dem Süden herkommende Flüsse diese Gerölle aus Juraschichten, über das Gebiet der Ardennen hinweg, hertransport-

tierten. Dann wäre die Aufwölbung der Ardennen erst nach dem obersten Pliozän, also frühestens im Diluvium, erfolgt.

Das Studium des Tertiärs zeigt jedenfalls auf einen äußerst labilen Zustand des hercynischen Kontinentes im Gebiete der Ardennen hin.

Die Braunkohlenformation und die tertiären Ablagerungen in der Trierer Mulde. (7, 21, 34).

Wegweisend für die Stellung einiger zweifellos tertiären Reste im Luxemburger Gebiete ist die Entwicklung des Tertiärs im Bereiche des Rheinischen Schiefergebirges und der Ardennen. Wir gehen dabei von der Kölner oder Niederrheinischen Bucht aus, die eine Ausbuchtung des Norddeutschen Tertiärmeeres darstellt. Oberflächlich ist die Kölner Bucht von einer Decke diluvialer und alluvialer Bildungen erfüllt. Nur ausnahmsweise tritt das Tertiär in tief eingeschnittenen Tälern am Rande des Schiefergebirges zu Tage. Sonst ist es durch die zahlreichen Tiefbohrungen gut bekannt.

Mitteloligozäne marine Septarientone (= Rupélien) und oberoligozäne marine Meeressande sind nachgewiesen. Darüber folgt die wirtschaftlich wichtige Braunkohlenformation, die untermiozänen (aquitanischen) Alters und gleichalterig mit den Braunkohlenbildungen der Norddeutschen Tiefebene ist. Die Braunkohlenflöze sind eingelagert zwischen Sande und Tone. Die grauen und weissen Sande sind meist reine Quarzsande. Häufig stellen sich in denselben Quarzgerölle und Schotter ein. Durch Kieselsäure- und Brauneisen-zement entstehen oft aus den Sanden Sandsteine oder Quarzite (Braunkohlenquarzit), aus den Geröllen Konglomerate. Mit den Sanden wechsellagern oft reine Tone, die, kalk- und alkali-frei, vorzügliche Töpfertone abgeben. Diese Schotter, Sande, Tone und Quarzite finden sich nun auch häufig dort, wo es entweder nicht zur Bildung von Braunkohlenflözen kam, oder wo dieselben der Abtragung anheimfielen und wo nur das widerstandsfähigere Material erhalten blieb. Südlich der Rheinischen Bucht finden sich weitere Braunkohlenablagerungen im Westerwald, bei Bonn, im Siebengebirge, im Neuwieder Becken, am Laacher See, alle gleichalterig und in gleicher Fazies wie in der Rheinischen Bucht. Die kleineren, heute isolierten Vorkommen bei Limburg a. d. Lahn, im Neuwieder Becken, am Laacher See sind einst im Zusammenhang mit der Niederrheinischen Bucht und mit dem Westerwald gewesen. Sie wurden in einem ausgedehnten Sumpf- und Süßwasser-seengebiet abgesetzt, dessen Niveau nicht viel höher als das

Meer war. Die heutigen grossen Höhenunterschiede sind durch die jungtertiären tektonischen Bewegungen bedingt.

Im Gebiete des Laacher See sind die Braunkohlenflöze teilweise von vulkanischen Tuffen unterlagert und von Lavaströmen bedeckt. Von der Neuwieder Senke und vom Laacher See lässt sich die Braunkohlenformation teils durch ihre Schotter, Quarzite und Tone, teils durch Braunkohlenflöze die Mosel hinauf nach Südwest verfolgen bis zu den ausgedehnten Sand- und Tonablagerungen gleichen Alters der Trierer Mulde, die besonders in der Umgegend von Bitburg zusammenhängend sind.

Einzelne verbindende Reste sind zwischen dem Neuwieder Becken und der Trierer Mulde erhalten geblieben. So findet man die weissen Quarzgerölle, dem Devon auflagernd, an verschiedenen Stellen zwischen Koblenz und Trier, beispielsweise zwischen Nette und Mosel bei 300 bis 320 m Seehöhe oder bei Pisport a. d. Mosel bei 365 bis 370 m Seehöhe. Wichtig ist ein über 20 m mächtiges Braunkohlenvorkommen bei Eckfeld, zwischen Daun und Wittlich, das auf Unterdevon liegt und, weil längs Verwerfungen eingesunken, hier erhalten geblieben ist. Die Kohle ist stark gefaltet und geknickt und an Verwerfungen scharf abgeschnitten. Der kleine Rest deutet jedenfalls auf eine ausgedehnte Ablagerung hin, denn sowohl nach dem Pflanzenbefund wie nach der faziellen Ausbildung ist es den Bildungen am Niederrhein und im Westerwalde gleich. (34).

Viel ausgedehnter sind dann die Sand-, Ton- und Geröllablagerungen gleicher Ausbildung, wie sie sonstwo mit der Braunkohlenformation verbunden sind, auf den Hochflächen der Triastafel bei Bitburg, die sich nach Norden hin in vereinzelt Resten in die Eifel und in die Ardennen hinauf verfolgen lassen. So kennt man sie in der Schneifel, bei St. Vith, bei Vielsalm, bei Houffalize, bei Paliseul. Diese Vorkommen gehen auf dem alten Gebirge bis zu 500 m Seehöhe hinauf.

Auch auf den Höhen des Hunsrück und auf der Trias zwischen unterer Saar und Mosel sind ausgedehnte Ablagerungen von Quarzgeröllen und Quarzkonglomeraten sowie Sande und Tone nachgewiesen, die ebenfalls zu den miozänen Braunkohlenbildungen gehören dürften.

Gut untersucht sind diese Ablagerungen durch H. GREBE (21) auf dem Triasplateau der Umgebung von Bitburg zwischen Mosel, Sauer und Lieser. Hier ist das Plateau in einer Höhe zwischen 340 und 400 m mit z. T. recht mächtigen Ablagerungen von Quarzgeröllen, weissen Sanden, Tonen, Quarziten, Quarzkonglomeraten bedeckt. Bekannt sind besonders die hierher gehörenden ausgedehnten und technisch wichtigen Tone auf dem

Plateau von Speicher, die dort eine bedeutende Tonwarenindustrie hervorgerufen haben.

Vom Plateau von Bitburg aus greifen diese Ablagerungen auch auf unser Gebiet über, wo besonders die isolierten Blöcke von Tertiärquarzit auf den Zusammenhang mit den untermiozänen Ablagerungen der benachbarten Gebiete hinweisen.

H. GREBE hat zuerst auf die Verbreitung isolierter Quarzitblöcke im Gebiete der Trierer Gegend aufmerksam gemacht und dieselben als «Braunkohlenquarzit» gedeutet. Er erwähnt dieselben sowohl aus der Bitburger Gegend als auch von der Hochfläche zwischen unterer Saar und Mosel und kommt zum Schlusse, dass die jetzt isolierten Vorkommen vor der heutigen Talbildung im Zusammenhang standen. Er beschreibt die Braunkohlenquarzitblöcke als «stark abgerundet, die Oberfläche ist glatt, bisweilen wie poliert und matt glänzend. Das Gestein ist sehr dicht, graulich weiss, rötlich oder gelblich, bisweilen feinkörnig, sandig und enthält mitunter Quarzgerölle. Es fanden sich in mehreren dieser Blöcke Steinkerne von Helix». (21).

Die in unserm Gutland zerstreut auftretenden Quarzitblöcke, von denen die grössten bis einige cbm umfassen, schliessen sich den oben erwähnten Vorkommen an. L. VAN WERVEKE hat auf seiner geologischen Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg eine Anzahl dieser Blöcke unter der Bezeichnung «Tertiärquarzit» eingetragen, dazu aber in den Erläuterungen zu der erwähnten Karte bemerkt, dass über ihr Alter vor der Hand nichts auszusagen sei. (48).

G. BÆCKERROOT (7) identifiziert dieselben mit den «pierres de Stonnes» der Geologen des Pariser Beckens.³²⁾ Die «pierres de Stonnes» werden zum Aquitanien gestellt. Sie werden von CAYEUX als Quarzitsandstein bezeichnet. Ch. BARROIS und GOSSELET haben die Vorkommen untersucht und die Ausdehnung am Südrande der Ardennen gegen Osten bis zu einer Linie Stenay-Carignan festgelegt. Die Blöcke lagern auf allen Formationen vom Paläozoikum bis zur Kreide.

BÆCKERROOT hat nun weiter im Osten das Vorkommen der «pierres de Stonnes» in der Umgebung von Virton festgestellt, wo sich bis mehrere cbm umfassende Blöcke vorfinden. Durch diese Funde bei Virton ist das Verbreitungsgebiet aus dem Pariser Becken über unser Land bis in die Rheinprovinz erweitert worden.

³²⁾ So bezeichnet nach einer Lokalität südlich Sedan.

BÆCKEROOT erwähnt auch die bereits früher bekannten Blöcke von Kleinbettingen, Olm, Merl, Strassen, Tütingen, Grevenknopp, Mersch, Angelsberg, Blascheid. Er unterscheidet in unserm Gebiete *a*) grosse Blöcke, die auf eluvialem Wege entstanden, noch an ihrem ursprünglichen Vorkommen liegen, *b*) kleinere Blöcke, höchstens von Kopfgrösse von gleichem petrographischen Habitus, die mit weissen Quarzgeröllen aus den Ardennen und mit Rollstücken von Brauneisenerz gemischt, auf jungen Flussterrassen liegen, also vom Wasser aufgearbeitetes und von anderwärts verfrachtetes Material darstellen. Solche verfrachtete kleinere Blöcke erwähnt BÆCKEROOT aus verschiedenen Flussterrassen, so an der Alzette bei Mersch, an der Attert bei Redingen, bei Buschdorf, bei Colmar-Berg, an der Sauer bei Gilsdorf, bei Echternach, an der Mosel bei Mertert, bei Stadtbredimus. Die Blöcke lagern auf den verschiedensten Stufen der Trias und des Lias. Es sind nach BÆCKEROOT die Reste einer zusammenhängenden sandigen Formation, die einer ältern Fastebene auflagerte. Er schlussfolgert, dass unser Flußsystem sich zuerst auf dieser tertiären Fläche anlegte und sich dann später der ältern Fastebene anpasste. (7).

Fossilien sind in diesen Sanden, Tonen und Quarkonglomeraten bisher noch nicht gefunden worden. Aber die Lagerungsverhältnisse, die petrographische Ausbildung und die räumliche Verbindung mit Braunkohlen in der Vordereifel sprechen dafür, dass diese Ablagerungen der Luxemburg-Trierer Mulde der untermiozänen Braunkohlenformation angehören. Wir dürfen also annehmen, dass Rheinisches Schiefergebirge, Ardennen, Eifel, Hunsrück sowie die Luxemburg-Trierer Bucht bis in den Nordosten des Pariser Beckens hinein mit Süsswasserseen bedeckt waren, in welche die Flüsse grosse Mengen von Ton, Sand und Geröllen ablagerten und in welchen es stellenweise zur Bildung von Braunkohlenflözen kam.

Die Leitlinien der Entwicklung unsers Landes und der Nachbargebiete vom Tertiär bis zur Jetztzeit.

Die geologische Entwicklung unsers Landes und seiner Nachbargebiete erklärt sich aus zwei Arten von Bewegungen und zwar im Sinne der Richtung der hercynischen Falten und senkrecht dazu, welche beide auch die jüngste Tektonik bis zur Jetztzeit beherrschen.

Das Gebiet war im Tertiär im Allgemeinen wenig über dem Meere gelegen. Geringe Bodenbewegungen veranlassten marine Einbrüche oder drängten das Meer zurück und schufen so flache Süsswasserseen und Lagunen. Dass sich hierin ziemlich

mächtige Süßwasserablagerungen bilden konnten, zeigt, dass die flachen Wannen sich allmählich einsenkten, zeigt aber auch dass sie wenig über dem Meeresspiegel lagen, sonst wären sie, infolge kräftiger Anzapfung, rasch ausgelaufen. Dieser Zustand hielt an bis eine stärkere epirogene Aufwölbung die alten Massive der Ardennen, Rheinisches Schiefergebirge, Hunsrück in ihre jetzige hohe Lage brachte, was jedenfalls frühestens im jüngern Miozän, nach andern Andeutungen vielleicht erst im jüngern Pliozän geschah. Aber auch die jüngsten Bewegungen spiegeln immer die alte Richtungstendenz wieder. Im ganzen Tertiär ist die Sattelachse der Ardennen, des Boulonnais, des Artois ein richtungangebendes Element und diese Achse wurde immer nur zeitweilig von mesozoischen oder tertiären Transgressionen überwältigt. Immer wieder kommt in der Richtung der isopischen Zonen der jüngern Ablagerungen die Richtung des alten Gewölbescheitels der Ardennen zum Ausdruck. Es ist eine Ost-West gestreckte Kuppel, die im Osten durch die bereits paläozoisch angelegte Eifelsenke begrenzt wird.

Auch die leitenden Verwerfungen folgen den Leitlinien der Faltung. Man bemerkt ihre Abhängigkeit von der Richtung der faltenden Kraft. Sie sind ihrem Wesen nach nur eine besondere Form der Faltung, bedingt durch die starre Beschaffenheit des Materials.

Die Grundzüge der Struktur sind also permanent. Die kaledonische, hercynische und saxonische Faltung wiederholten sich nach den gleichen Leitlinien.

In Belgien hat das Studium der diluvialen und alluvialen Terrassen und Ebenen der Flussläufe gezeigt, dass auch diese jüngsten Bildungen bereits verbogen sind und zwar zeigen Verbiegungen sowohl des Talbettes als auch der höheren Terrassen der Maas eine Aufwölbung in der Richtung der alten Ardenner Aufwölbung, während in den Alluvionen der Schelde im Hennegau, die in dem Gebiet eines alten Einsenkungsgebietes liegen, sich die Tendenz zum Einbiegen bemerkbar macht. (18).

Solche Verbiegungen sind auch an den Hochterrassen der Kyll festgestellt. Genaue topographische Aufnahmen würden sie gewiss auch in unserm Lande zeigen. Das Flußsystem unsers Landes hat sich in der Abhängigkeit von diesen jüngsten Bewegungen entwickelt und die besonders kräftige Erosion der Flüsse des Öslings deutet auf eine sehr junge Aufwärtsbewegung der Ardennen hin.

Faltungen und Heraushebungen in den uns benachbarten Gebieten.

Die im vorhergehenden Abschnitt erwähnte Permanenz der Richtung der tektonischen Leitlinien beruht darauf, dass die

nachfolgenden Falten die alten Linien der vorhergehenden Faltung aufnehmen. Die Theorie der Permanenz der Faltenrichtung wurde wohl zuerst von JACQUOT i. J. 1850 angewandt, um die Fortsetzung des Saarbrückener Kohlensattels unter den sattelförmig gelagerten mesozoischen Schichten Lothringens aufzusuchen. (51). R. GODWIN-AUSTEN hat sie dann, ebenfalls als Ergebnis der Verfolgung des englischen Kohlengebirges unter den jüngern Faltungen des Londoner Beckens, i. J. 1858 als allgemeingültiges Gesetz aufgestellt.

E. SUCESS hat später die Bezeichnung «posthum» für solche Gebirgsbildung angewandt, welche die alten Linien vorangegangener Gebirgsbildung wieder aufnimmt. Man könnte hier mit LÖWL von einer Art «erblicher Anlagen» sprechen. (45).

Es handelt sich also gleichsam um eine periodische Wiederholung der Faltung, die in bestimmten Zeiten orogener Tätigkeit in derselben Richtung wirkt. Diese Zeiten werden von solchen der Ruhe oder «anorogenen» Zeiten (H. STILLE) abgelöst, in welchen die epirogenen Bewegungen, d. i. en bloc-Bewegungen der Erdkruste vor sich gehen.

Anmerkung. Es sei hier nochmals auf die verschiedene Deutungsweise von Orogenese und Epirogenese nach E. HAUG und H. STILLE hingewiesen, wobei zu bemerken ist, dass jede Auffassung ihre Vertreter und gleichsam ihre Schule hat.

Nach H. STILLE begreift die Orogenese episodisch auftretende Vorgänge, die mit Veränderungen der gegenseitigen Lagerungsverhältnisse der Gesteine verbunden sind (Faltungsvorgänge).

Die Epirogenese begreift säkulare Vorgänge, die das Gefüge des Bodens nicht ändern, sondern sich in weitspannigen Auf- und Abwärtsbewegungen des Bodens äussern (Hebungs- und Senkungsvorgänge).

Die kurzen, aber heftigen Episoden der Gebirgsbildung stehen den ruhigen, langandauernden Zeiten, in welchen Hebungs- und Senkungsvorgänge stattfinden, gegenüber. Es gibt also orogene Zeiten der Gebirgsbildung, die durch anorogene Zeiten der en bloc-Bewegung abgelöst werden.

Diese Aufeinanderfolge ist aber nicht allgemein gültig, weil auch gelegentlich in orogener Zeit epirogene Vorgänge auftreten können, die H. STILLE als «Synorogenese» bezeichnet.

Die Bildung der Geosynklinale, welche als Bildungsstätte des zukünftigen Gebirges der Orogenese vorangeht, wird als epirogener Vorgang vom orogenen Vorgang getrennt. Ebenso wird das spätere Emporsteigen des Gebirges en bloc nach der Faltenbildung zu den epirogenen Vorgängen gestellt, obwohl doch Geosynkinalbildung und

en bloc-Emporsteigen naturgemäss zur Gebirgsbildung als Ganzes gehören.

Nach E. HAUG gehört die Bildung der Geosynklinale bereits zu den orogenen Vorgängen, ebenso das spätere Emporsteigen des Gebirges nach der Faltenbildung, wodurch die Orogenese also den ganzen Werdegang eines Gebirges begreift.

Die Achse des Gebirges hat die gleiche Richtung wie die Achse der Geosynklinale und die posthum wiederkehrenden orogenen Bewegungen nehmen die Richtung der ältern orogenen Bewegung wieder auf. Alle orogenen Bewegungen verlaufen also in gleicher Richtung entsprechend dem Streichen des ältern gefalteten Untergrundes.

Daneben gibt es aber auch en bloc-Bewegungen, die durch Einbiegungen und Aufwölbungen weitspannige Mulden und Sättel ohne tiefgreifende Lagerungsstörungen schaffen, die in ihrer Richtung senkrecht zum Streichen der orogenen Bewegung stehen. Es sind also gleichsam weitspannige Querfalten, säkular sinkende oder aufsteigende Räume, die senkrecht zum Streichen der orogenen Bewegung gerichtet sind. Für die Bildung dieser weitspannigen Querfalten, welche bereits gefaltete Gebiete und die Vorländer im Werden begriffener Gebirge erfassen, reserviert HAUG die Bezeichnung *epirogene Vorgänge*. Durch sie werden die *aires d'ennoyage et de surélévation* geschaffen, die nicht gleichalterig mit der Gebirgsbildung sind, sondern ihr nachfolgen. (24).

M. BERTRAND hat in einer bedeutsamen Studie auf die posthumen *Faltungsvorgänge im Pariser Becken* aufmerksam gemacht. Er hat darauf hingewiesen, dass die alpinen Faltungen nur eine Fortsetzung der hercynischen Faltungen, nach Süden hin verschoben, sind. Die alpinen Faltungen selbst haben dann im Pariser Becken verschiedene Faltungsphasen ausgelöst, wobei diese jüngern Falten die Richtung der ältern hercynischen Faltung wiederholen. Also alle Falten des Pariser Beckens sind abgeschwächte Auswirkungen der grossen Orogenese im Gebiete des Alpiden und eine Wiederholung der ältern hercynischen Faltung des Untergrundes des Pariser Beckens.

So sind im Pariser Becken den paläozoischen Falten die Falten des Jura aufgelagert, der zwischen oberem Portlandien und Barremien aufgefaltet wurde (Boulonnais). Die Jurafaltung fällt in ihrer Richtung mit der aufgelagerten kretazischen, diese wieder mit der tertiären zusammen. Zwischen diesen einzelnen Faltungen liegen Diskordanzen, die auf die verschiedenen Faltungsphasen hinweisen, aber diese einzelnen Phasen sind in ihrer Richtung unter einander konkordant.

Senkrecht zu diesen Falten stehen weitspannige Querfalten, so dass Einsenkungs- und Aufwölbungsgebiete entstehen, die sich ebenfalls in den verschiedenen Perioden in gleicher Richtung, wenn auch vikarierend, wiederholen. (10, 11).

Dieses Gesetz der Posthumität gilt aber nicht für das Pariser Becken allein, sondern ist allgemein und die Faltungsphasen des Pariser Beckens lassen sich auch sonst auf dem alten hercynisch gefalteten Untergrund nachweisen.

Die Reihenfolge der verschiedenen Phasen lässt sich natürlich um so lückenloser aufstellen, je vollständiger die Sedimentationsreihe ist und lässt sich desto weiter in die jüngste Vergangenheit eines Gebietes hin festlegen, je jüngere Schichten zur Ablagerung kamen. Je ununterbrochener die Reihenfolge der Schichten bis zur Gegenwart, desto genauer lassen sich die einzelnen Phasen in der Zeit lokalisieren.

Im Pariser Becken liegt die jüngste Hauptfaltung nach dem Miozän und vor dem unterpliozänen Diestien, ist also wahrscheinlich vorpliozän. Die letzten Faltungen liegen nach DOLLRUS vielleicht sogar am Schlusse des Pliozän.

Auch in den Tertiärablagerungen westlich des Harzes lässt sich diese vorpliozäne Faltungsphase nachweisen.

In der Kölner Bucht ist sogar schwache Faltung des obern Pliozän unter dem Diluvium bemerkbar.

Auch im Westerwald ist die jüngste Hauptstörungsperiode jünger als frühpliozän.

Im Neuwieder Becken und im Rheintalgraben bei Darmstadt sind Gebirgsbewegungen jungpliozänen Alters unter alt-diluvialen Schotter bekannt.

Im obern Rheintalgraben (Unterelsass) ist das untere Miozän unter diluvialer Bedeckung noch von der Faltung ergriffen, die also jünger als untermiozän, aber älter als diluvial ist. (45).

Auch unser Gebiet wurde von diesen Bewegungen ergriffen, wenn wir die einzelnen Bewegungen auch mangels jüngerer Ablagerungen nicht festlegen können.

Hebungen, Faltungen und Verwerfungen in der Luxemburg-Trierer Bucht. Ihr Zusammenhang mit den Strukturformen v. Mitteleuropa.

Wie bereits erwähnt, sind die Faltungen und Verwerfungen in der Luxemburg-Trierer Mulde auf eine einheitliche Ursache zurückzuführen. Es sind Nachwirkungen der alpinen Faltung, welche im ausseralpinen Gebiete als «saxonische Faltung» bezeichnet werden.

Ardennen und Hunsrück bilden den Rahmen der mesozoischen Schichten der Luxemburg-Trierer Mulde. Die höhere

Lage des Rahmens ist durch eine Emporwölbung en bloc bedingt. Dabei wurden auch die mesozoischen Schichten emporgehoben, aber in einem geringeren Maße als der Rahmen. Die frühere Auffassung, dass das Gutland eingesunken und die umrahmenden Massive stehen geblieben seien, macht ernstliche Schwierigkeiten in der Erklärung der gegenseitigen Lage der Schichten. Alles ist gehoben, der Rahmen eher mehr als die umrahmte Mulde.

Der Emporwölbung ging eine Faltung voran, die in der Richtung der hercynischen Faltung wirkte. Dass es dabei in den mesozoischen Schichten zur Bildung von Sätteln und Mulden kam, ist klar. Häufig entstanden als besondere Form der Verbiegungen die streichenden Verwerfungen, was auf der geringen Mobilität des Gesteins und auf der geringen Überdeckung beruht. Aber auch der Rahmen wurde von der faltenden Kraft ergriffen, wobei es auch hier zu gleichgerichteten Störungslinien kam, die sowohl im Ösling wie in der Eifel und im Hunsrück SW—NE streichen.

Auf einer tektonischen Karte erscheinen die Längsverwerfungen in den mesozoischen Schichten besonders gehäuft auf dem Lothringer Hauptsattel (Sattel von Buschborn), auf dem Sattel von Sierck und auf dem Sattel von Born. (Vgl. Fig. 18 u. 20.) Das lässt sich aus der starren Unterlage erklären. Unter dem ersten Sattel liegt das Kohlengebirge, unter letzteren der Quarzitrücken von Sierck und der Grauwackenrücken von Cordel. Bei der erneuten Aufwölbung dieser starren alten Schwellen sind die jüngern Schichten gezwungen worden sich diesen Schwellen anzupassen, wobei es zu Zerrungen und zu Zerreißen kam. Hierbei konnten horstartige Bildungen entstehen. In den Mulden herrscht vielmehr Pressung. Die Querverwerfungen sind seltener, können aber auch das Bild kleiner tektonischer Gräben bieten. (51).

Die SW—NE streichenden Falten und Längsverwerfungen fanden am Westrand des Hunsrück andere Widerstandsverhältnisse als in den weichern mesozoischen Schichten. Deshalb weichen sie an dieser alten Masse ab und gehen in NNE-Streichen über, so dass die Verwerfungen wie Randbrüche aussehen.

Am Rande der Ardennen und der Eifel begegnete der aus dem Süden wirkende Druck einer homogenen Masse. Deshalb sieht man hier kaum Querzerreißen. Im Süden bilden die mesozoischen Schichten mit dem östlich sich anlehnenden Hunsrück eine ungleichartige Masse. Der Widerstand gegen den Druck war deshalb ungleichmäßig und es kam zu Querzerreißen, die besonders häufig sind im westlichen Hunsrück, sowie auf den Sätteln von Buschborn und von Sierck.

Die Querbrüche verlaufen NW—SE, stehen also senkrecht zum Streichen.

Hiermit ist aber noch immer keine tiefere Gesetzmässigkeit aufgedeckt. In dem scheinbar so verworrenen Netz der Störungen, wie dies beispielsweise auf den Kartenskizzen Fig. 18, 20 u. 34 zum Ausdruck kommt, treten bei näherem Zusehen gruppenweise wiederkehrende bestimmte Richtungen auf, die nicht auf unser enges Gebiet beschränkt sind, sondern für ganz Mitteleuropa Geltung haben. Nur ein Eingehen auf die Genesis dieser Richtungen kann eine leitende Idee in der scheinbaren Unregelmässigkeit geben und kausale Zusammenhänge mit der allgemeinen geologischen Entwicklung aufdecken.

Die Hauptstörungslinien, die nicht nur in der strukturellen Gestaltung der Luxemburger Mulde und ihres paläozoischen Rahmens eine wichtige Rolle spielen, sondern die Architekturformen von Mitteleuropa weitgehend beeinflussen, lassen sich ihrer streichenden Richtung nach in drei Gruppen teilen. (43a).

Es sind dies:

1) Die Störungen, welche im Streichen SW—NE verlaufen. Man spricht auch von *variscisch-erzgebirgischer Richtung* der Störungslinien. Hicher gehören in unsern Nachbargebieten die Lothringer Brüche (man spricht auch von Brüchen der lothringer Richtung), die zur Bruchzone am Südrande von Hunsrück und Taunus überführen, die Hauptbrüche im Innern der Luxemburg-Trierer Mulde, ferner die streichenden Verwerfungen und Überschiebungen des Öslings, der Ardennen, des Rheinischen Schiefergebirges, wie sie in dem Abschnitt über die Tektonik dieser letzteren Gebiete näher erwähnt wurden.

2) Die Störungen im Streichen SE—NW, auch als Störungslinien der *hercynisch-thüringer Richtung* bezeichnet. Die wichtigsten sind die Randbrüche am Westrande der Böhmisches Masse, des Thüringer Waldes, die Überschiebungen am Nordrande des Harzes, sowie die Randbrüche des Rheinischen Massives und der Niederrheinischen (Kölner) Bucht, die Hauptstörungslinien von holländisch Limburg und der belgischen Campine. Dahin gehören auch die Querverwerfungen des Hunsrücks, des Sattels von Buschbörn, sowie die vereinzelt Querverwerfungen des nördlichen Teiles der Trierer Mulde und der angrenzenden Vordereifel.

3) Die Störungen im Streichen SSW—NNE oder der *rheinischen Richtung*. Die wichtigsten Störungslinien dieser Richtung sind der Oberrheintalgraben und dessen Parallelbrüche, welche in die Wetterau, ins hessische Bergland und ins Leinetal fortsetzen. Typische Brüche der rheinischen Rich-

tung sind in unserm Gebiete die Brüche am Westrande des Hunsrücks, das Bündel von Brüchen im Gebiete des Moseltales, sowie die Randbrüche, welche die Eifelquersenne begleiten. (Vgl. Fig. 18, 20, 34).

Die variscisch-erzgebirgisch und hercynisch-thüringisch gerichteten Störungslinien sind streichende Störungen und entsprechen im allgemeinen einer Beanspruchung auf Pressung, verursacht durch den von der hercynischen und alpinen Gebirgsbildung ausgehenden Druck. Die rheinisch streichenden Störungen sind im allgemeinen Querbrüche und entsprechen einer Zerrungsbeanspruchung.

In ihren Anlagen gehen alle diese Störungslinien auf die paläozoische Zeit zurück, erfuhren aber bei den jüngern alpinen Gebirgsbewegungen eine Wiederbelebung, wobei die mesozoischen und tertiären Gesteinstafeln zerstückelt wurden. Längs diesen alten Störungslinien war schon gegen Ende des Paläozoikums der hercynische Gebirgsbogen in Schollen zerlegt worden, die in differenzierter Weise horizontal bewegt wurden.

Die Richtlinien SW—NE und SE—NW begegnen wir bereits in der Streichrichtung der ältesten Gebirgskerne von Mitteleuropa. Die ältesten Kerne des hercynischen Faltenbogens zeigen eine Anordnung in der SW—NE-Richtung, dagegen finden wir in dem Böhmischem Massive und in den Sudeten kristalline Kerne, die SE—NW angeordnet sind. Diese letztere Richtung dürfte ursprünglich «einen östlichen Einschlag darstellen, der westlich der russischen Tafel in den Bau Mitteleuropas eindringt». (43a).

Diese zwei Richtungen sind also bereits im vorkambrischen Baustil Europas angedeutet. Die hercynische Gebirgsbildung nimmt dann diese alten Richtungen wieder auf, denn die in unserm Gebiete und in Westdeutschland SW—NE streichenden hercynischen Falten haben am Aussenrande der Sudeten und im Innern Böhmens SE—NW gerichtete Erstreckung.

Diese horizontalen Faltungen und Zusammenschiebungen der ältesten Zeit wurden in der späteren Zeit, als die Kruste infolge Versteifung geringere Mobilität erreicht hatte, durch Vertikalstörungen und Transversalverschiebungen abgelöst, die zu den eingangs aufgezählten Störungslinien führten, wobei die hercynischen Faltengebirge in eine Anzahl von Schollen zerlegt wurden, so dass es im Laufe der Erdgeschichte zu der heutigen Aufteilung der einheitlichen hercynischen Faltenzüge in ver einzelte Rumpf- und Schollengebirge kam. Besonders die Alpenfaltung wirkte sich in unserm Gebiete in Vertikalstörungen und Transversalverschiebungen aus.

Auch die Brüche der rheinischen Richtung sind von alter Anlage, die jedenfalls bis ins Jungpaläozoikum

zurückreicht. In ihren ältesten Anlagen lassen sie sich auf Einbiegungszonen zurückführen, wodurch Quersenkungen in den alten Gebirgsaufwölbungen angelegt wurden, die zu neuen Sedimentationsräumen ausgeweitet wurden. Die flexurartigen Einbiegungsränder dürften dann später zu Zerreibungen und demgemäss zu Vertikalstörungen führen. Der von der alpinen Gebirgsbewegung in nördlicher Richtung ausstrahlende Druck wirkte sich weiter in Transversalverschiebungen aus.

Die ersten Andeutungen einer rheinisch gerichteten Einbiegungszone zeigten sich bereits im Oberdevon zwischen dem französischen Zentralplateau und den Oberrheinischen Massiven. Die Senkungsräume des obern Perm und der Trias zeigen dann in Südwestdeutschland ausgesprochen rheinische Richtung und in der obern Trias ist diese Einsenkungszone deutlich vom Mittelmeer bis nach Hannover zu verfolgen. Sie entwickelt sich zu der bereits öfter erwähnten Germanischen Quersenkung, die nach Süden in die Rhône-Saône-Senke fortsetzte. H. STILLE hat diese Einsenkungszone sogar bis in den Christianiafjord hinaus verlängert (Mittelmeer-Mjösenzzone). Als deutliche Reste bestehen bis ins jüngste Tertiär der Oberrheintalgraben und die Rhône-Saônesenke, die auch noch heute kräftig in der Oberflächengestaltung in Erscheinung treten.

Infolge der durch Zerrungsbeanspruchung bedingten Lockerung des Bodengefüges stehen mit den Störungslinien rheinischer Richtung zahlreiche Erzgänge und Thermalquellen sowie die zahlreichen tertiären vulkanischen Erscheinungen nicht nur von Süd- und Westdeutschland, sondern von Mitteleuropa überhaupt, in genetischem Zusammenhang. Sie beeinflussen auch die Gestaltung des Flussnetzes. Von Basel bis Mainz folgt der Rhein beispielsweise der rheinischen Richtung, von Bingen ab dann der hercynischen Richtung. Das Moseltal ist von Diedenhofen bis Trier von Brüchen der rheinischen Richtung umrahmt, die den Talverlauf vorzeichneten. Auffallend ist, dass wir in unserm Gebiete nur im Moseltal und im untern Sauertal stark mineralisierte Quellen und Sauerlinge kennen, die gewiss mit der Bruchtektonik in Zusammenhang zu bringen sind. Selbst die schwachen seismischen Erscheinungen unsers Gebietes gehen von den rheinisch gerichteten Störungslinien des Oberrheintalgrabens oder von den ihn begleitenden Parallelbrüchen aus.

Das Alter der Faltungen, Verwerfungen und Heraushebungen.

Eine erste Anlage zur Bildung der Luxemburg-Trierer Mulde geschah mit dem Einbiegen der Wittlicher Senke

nach dem Unterrotliegenden. Diese erste Anlage wirkte sich zu Beginn und während des Mesozoikums weiter aus.

Die Abwärtsbewegung war keine gleichmässige. Es kam im Verlauf derselben zur Bildung von Schwellen und Trögen, wie aus der wechselnden Mächtigkeit und Faziesausbildung des Mesozoikums des Gutlandes zu ersehen ist, worauf bereits mehrfach hingewiesen wurde. Besonders an der Randfazies der Schichten in der Nähe der alten Ardennermasse sind häufige Schwankungen zu beobachten, worauf die Unregelmässigkeiten im Übergreifen oder Zurücktreten der einzelnen Stufen zurückzuführen sind. So bedeutet beispielsweise der obere Muschelkalk eine Regression, desgleichen die «Roten Mergel» und der Salzkeuper, während Heraushebungen vom mittleren Lias bis zum untern Dogger auffällig sind. Dazwischen liegen dann Transgressionen.

Weiter lassen sich in den uns benachbarten Gebieten in der Kreide und im Tertiär wiederholt Bewegungen nachweisen, die sicher auch unser Gebiet betroffen haben.

Die heute bestehende Heraushebung von Hunsrück und Ardennen über das Mesozoikum erfolgte frühestens nach dem Untermiozän, worauf die tertiären Ablagerungen bei Bitburg hinweisen, die nach den neuern Untersuchungen dem Untermiozän (Rheinische Braunkohlenformation) angehören. Da die Verwerfungen im östlichen Teil der Luxemburg-Trierer Bucht nicht durch diese tertiären Bildungen hindurchsetzen, wären sie älter als Untermiozän, ohne dass man einen genaueren Zeitpunkt mangels Schichten zwischen Juraformation und Untermiozän bestimmen könnte, wobei aber die Heraushebungen jünger als die Verwerfungen sein dürften. Vieles spricht für ein jüngeres Alter der Heraushebungen und auch der Verwerfungen in unserm Gebiete. Selbstverständlich sind die Faltungen und Verwerfungen bereits viel früher angelegt worden. Es handelt sich ja um wiederholte posthume Bewegungen, bei denen der Zeitpunkt der jüngsten Wiederauflebung festgelegt werden soll. Jüngere Heraushebungen, Faltenbewegungen und Bewegungen längs Brüchen sind in allen umliegenden Gebieten in jüngerer Zeit als Untermiozän nachgewiesen. Dass das sicher als Untermiozän bestimmbare Braunkohlengebiet von Eckfeld in der Vordereifel gefaltet ist und längs Verwerfungen am Devon abstösst, beweist dass jüngere Bewegungen in nächster Nähe der Luxemburg-Trierer Mulde stattgefunden haben.

Sollten die tertiären Ablagerungen bei Bitburg nicht doch jünger sein und aus aufgearbeitetem Material der Braunkohlenformation bestehen? Auch L. VAN WERVEKE möchte diese Bildungen als pliozän ansehen. (51).

Einen Fingerzeig zur Lösung über die Frage des Alters der jüngsten Tätigkeit der Verwerfungen finden wir am Rande der mesozoischen Ablagerungen Lothringens, worauf L. VAN WERVEKE hinweist. (51).

In unserm Gebiete setzen die Verwerfungen in ihrer Streichrichtung aus der Trias in den Lias und Dogger fort. In der Grenzregion von Jura und Kreide haben sie Malm und Kreide betroffen. Jedenfalls ist die Schlusswirkung also jünger als die Kreide. Das sind die Beobachtungen im Westen. Im Osten findet man weitere Anhaltspunkte für die Bestimmung der jüngsten Tätigkeit der Verwerfungen in dem Verhalten der lothringer Spalten zu den Rheintalspalten. Die Rheintalspalten durchsetzen nirgends die lothringer Spalten, also können letztere nicht älter sein als die ersteren. Ein Abstossen der lothringer Spalten an den Rheintalspalten ist vielfach zu beobachten. Andererseits sieht man in der Zaberner Senke dass die Rheintalspalten neben der rheinischen Richtung (N 15° E) auch in die lothringische Richtung (NE) einbiegen. Das alles deutet darauf hin, dass die lothringer Spalten etwa gleichalterig mit denen des Rheintales sind. Die Rheintalspalten sind aber mitteloligozän angelegt und neue Bewegungen derselben fallen ins Miozän und ins Pliozän.

Die Verhältnisse sind bei uns die gleichen wie in Lothringen, wo, wie bei uns, auf den mesozoischen Schichten nur isolierte Blöcke von Tertiärquarzit vorkommen, die zwar auf eine jüngere tertiäre Bedeckung hindeuten, jedoch für eine Altersbestimmung der Verwerfungen keinen Anhaltspunkt geben. Aber wie in Lothringen ein Vergleich mit den Rheintalspalten den Schluss zulässt, dass die jüngste Tätigkeit der Verwerfungen bis ins Miozän und Pliozän hinaufreicht, so lassen Beobachtungen in der Vordereifel den Schluss zu, dass am Ostrand der Luxemburg-Trierer Bucht noch Bewegungen, die jünger als untermiozän sind, vor sich gegangen sind.

Die Heraushebungen sind aber bestimmt noch jünger. Die Verbiegungen jungpliozäner Ablagerungen auf Flurterrassen an der Kyll deuten auf sehr jugendliche Erhebungen hin. Hebungsphasen stellen sich also bis ins Jungpliozän ein. Mit ihnen steht die orographische Gestaltung unsers Gebietes und die Entwicklung seines heutigen Flußsystems in unmittelbarem Zusammenhang.

Benutzte Literatur

1. ASSELBERGHS, E., Contribution à l'étude du Dévonien inférieur du G. D. de Luxembourg. (Ann. Soc. géol. de Belg. tome 39, Liège 1912.)
2. " Siegenien, Siegenerschichten, Hunsrückschiefer et Taunusquarzit. (Bull. soc. belg. de Géol., de Paléont. et d'Hydrol., tome 36, Bruxelles 1926.)
3. " A propos de l'allure des couches éodévoniennes aux environs de Martelange. (Ann. soc. géol. de Belg., tome 49, Liège 1926.)
4. " Le Dévonien inférieur de la Prusse rhénane à l'ouest des bassins calcaires de l'Eifel. (Mém. Inst. géol. de l'univers. de Louvain, tome V, fasc. 1, Louvain 1928.)
5. " Le Dévonien inférieur du bassin de l'Eifel et de l'anticlinal de Givonne dans la région sud-est de l'Ardenne belge. (Mém. Inst. géol. de l'univers. de Louvain, tome I, fasc. 1, Louvain 1913.)
6. ANDRÉE, K., Geologie in Tabellen, Berlin 1922.
7. BAECKERROOT, G., Sur l'existence de la „Pierre de Stonne“ entre la Meuse et la Moselle, G. D. de Luxembourg. (Bull. Soc. géol. du Nord, tome 54, Lille 1929.)
8. BENECKE, E. W., Über die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. (Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsass-Lothr., Bd. I, Heft IV, Strassburg 1877.)
9. BERTRAND, L., Les grandes régions géologiques du sol français. Paris, 1935.
10. BERTRAND, M., Alpes et continent européen. (Bull. soc. géol. de France, tome XV, 3^e série, Paris, 1887.)
11. " Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. (Bull. soc. géol. de France, tome XX, 3^e série, Paris 1892.)
12. BUBNOFF, S. v., Grundprobleme der Geologie, Berlin 1931.
13. " Geologie von Europa, Bd. I, Bd. II, 1. Teil, Berlin 1926—1930.
14. " Die Gliederung der Erdrinde, Berlin 1923.
15. EBERT, A., Über alte und junge Tektonik im Gebiete des mittleren und unteren Ahrtales. (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Bd. 82, Heft 10, Berlin 1930.)
16. FLIEGEL, G., Zum Gebirgsbau der Eifel. (Verh. Naturhist. Ver. preuss. Rheinlande und Westf. Jahrg. 68, Bonn 1912.)
17. FOURMARIER, P., La tectonique de l'Ardenne. (Ann. Soc. géol. de Belg., tome 34, Liège, 1907.)
18. " Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique. (Ann. Soc. géol. de Belg., Mém. in 4^o, Liège 1934.)
19. FREYBERG, B. v., Zur Paläogeographie des Jungpaläozoikums in Deutschland. (Zeitschr. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. 87, Heft 4, Berlin 1935)

20. GÖTZ, C., Über die Veränderung des Muschelkalkes und Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach Westen am Südrande der Ardennen. (Jahrb. d. Preuss. geol. Landesanstalt, Bd. XXXV, Teil 1, Heft 2, Berlin 1914.)
21. GREBE, H., Über das Rotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trier'schen Gegend. (Jahrb. d. Preuss. geol. Landesanstalt, Berlin, 1882.)
22. " Über die Trias-Mulde zwischen dem Hunsrück- und Eifel-Devon. (Jahrb. d. Preuss. geol. Landesanstalt, Berlin 1884.)
23. " Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preussen. Blätter: Bollendorf (1892), Wallendorf (1892), Mettendorf (1892), Bitburg (1892).
24. HAUG, E., *Traité de Géologie*, 4^e tirage, 4 vol., Paris 1930.
25. JÉROME, A., Lias moyen et inférieur et Trias des environs d'Arion. (Bull. soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydr. tome XXII, Bruxelles 1908.)
26. JUNG, J., Contribution à la Géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. (Mém. Service de la Carte géol. d'Als. et de Lorr., N^o 2, Strasbourg 1928.)
27. KAISIN, E., Le style tectonique et la génèse mécanique de l'Ardenne. (Bul. soc. belge de Géol., de Pal ont. et d'Hydrologie, tome 45, fasc. 2, Bruxelles 1935.)
28. KOBER, L., Das alpine Europa und sein Rahmen. Berlin, 1931.
29. KRENKEI, E., Zur Gliederung der deutschen Varisziden. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Bd. 85, Heft 8, Berlin 1933.)
30. LAPPARENT, A. DE, *Traité de Géologie*, 4  d., 4 vol., Paris, 1900.
31. " L'histoire géol. des Vosges depuis le M sozoique. (Bul. soc. géol. de France, tome 25, Paris 1897.)
32. LEBLANC, E., Le contour oriental de l'anticlinal de Bastogne. (Mém. Inst. géol. de l'univers. de Louvain, Louvain 1923.)
33. LEPLA, A., Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preussen, Blatt Dasburg-Neuerburg, Berlin 1908.
34. LEPSIUS, R., *Geologie von Deutschland*, Bd. 1, das westl. und südl. Deutschland, Stuttgart 1887-1892.
35. LUCIUS, M., Die Tektonik des Devons im Grossherzogtum Luxemburg. (Beilagebd. zu den Mitt. der Ges. Lux. Naturfreunde, Luxemburg 1913.)
36. " Bericht über die geol. Beobachtungen beim Niederteufen des Bohrloches Bad-Mondorf. Luxemburg, 1933.
37. " Die Grundlagen der Paläogeographie, Mitt. d. Ges. Lux. Naturfreunde, Luxemburg, 1933.
38. MACAR, P., Les terrains pal ozoiques de la région de Charleville. (Mém. soc. géol. de Belg., Liège 1933.)
39. N. LAUX, Geolog. Profil des Erzbeckens Esch-R melingen-Düdelingen. (Mitt. d. Ges. Lux. Naturfreunde, 1918.)
40. " Le Toarcien et l'Aalénien dans le Bassin d'Esch. (Publ. Soc. Nat. lux. 1921 et 1922.)
41. PAECKELMANN, W., über Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 82, Heft 9, Berlin 1930.)

42. QÜTRING, H., Die Fortsetzung des Siegener Hauptsattels in den Ardennen. (Zeit. deutsch. geol. Ges., Bd. 85, Heft 3, Berlin 1933.)
43. RAUFF, H., Geologischer Führer durch die Gerolsteiner Mulde. (Preuss. geol. Landesanstalt, Berlin 1911.)
- 43a. SEIDLITZ, W. v., Grundzüge der Geologie von Deutschland. Jena 1933.
44. STAUB, R., Der Bewegungsmechanismus der Erde, Berlin 1928.
45. STILLE, H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin 1924.
46. TILMANN, N. und BEYENBURG, E., Profil durch den Soonwald. (Südl. Hunsrück.) (Zeitsch. deutsch. geol. Ges. Bd. 82, Heft 9, Berlin 1930.)
47. WEHRLI, H., Das „Oberrotliegende“ am Westrande des Hunsrücks zwischen Saarburg und Mettlach. (Ber. Naturhist. Ver. preuss. Rheinl. und Westfalen, Bonn 1932—1933.)
48. WERVEKE, L. VAN, Erläuterungen zur geol. Übersichtskarte der südl. Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg. (Commission für die geol. Landesuntersuchung von Els.-Lothr., Strassburg 1887.)
49. „ Die Frage des Vorkommens von Kohle in der Gegend von Longwy sowie im Grossherzogtum Luxemburg. (Mitt. d. geol. Landesanstalt v. Elsass-Lothringen, Bd. VI, Heft 2, Strassburg 1908.)
50. „ Geologisches Gutachten über die Frage, ob die Steinkohlenformation im Grossherzogtum Luxemburg aufgefunden werden kann. (Abgegeben am 24. Aug. 1903, veröffentlicht im „Bul. mensuel de l'assoc. des Ingén. et Indust. luxembourgeois, 8^e année, Luxembourg, 1908.)
51. „ Die Trierer Bucht und die Horsttheorie.
52. „ Die ursprüngliche Umrandung der Trierer u. Luxemburger Bucht u. die Versandungen im Lias innerhalb dieser Bucht.
53. „ Die lothringisch-luxemburgischen Minetteablagerungen. (N^o 51, 52, 53 erschienen als Sonderabdruck aus den Berichten über die Versamml. d. niederrhein. geol. Ver. 1910, herausgegeben vom Naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. und Westf., Bonn 1910.)
54. „ Übersicht ü. d. Bau u. d. geol. Entwicklung des Reichslandes Elsass-Lothringen u. des Grossherzogtums Baden, Strassburg 1913.
55. ZEPF, J., Morphologie des Kylltales. (Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 90. Jahrgang., Bonn 1933.)

Formationstabellen.

№ 1

Cambrium. (18).

a. Ardennen.

- | | | |
|--------------|---|--|
| 3. Salmien | { | oberes Salmien = Stufe von Salmchâteau mit <i>Dyctyonema flabelliforme</i> .*) |
| | | unteres Salmien = Stufe von Vieilsalm. |
| 2. Révinien | | |
| 1. Devillien | { | Stufe von Grand Halleux mit <i>Oldhamia radiata</i> ,
<i>O. antiqua</i> . |
| | | Stufe von Hourt. |

b. Brabanter Massif.

- | | |
|--------------|---|
| 3. Salmien | Stufe von Villers-la-Ville mit <i>Lycrophytus elongatus</i> .*) |
| 2. Révinien | Stufe von Mousty mit <i>Primitia solvensis</i> . |
| 1. Devillien | { Stufe von Tubize mit <i>Oldhamia radiata</i> , <i>O. antiqua</i> .
Stufe von Blanmont. |

*) Das obere Salmien wird von verschiedenen Forschern an die Basis des Silur gestellt.

		Gliederung auf Grund der Verbreitung der Graptolithen	Gliederung im Silurgebiet der Sambre-Maas		Gliederung im Brabanter Massif		
		Obersilur = Gotlandium =	Ludlow	—	Stufe von Colibean mit <i>Spirifer elevatus</i> . Grober + quarzhaltiger Schiefer		unbekannt.
Zone der <i>Monograptus Nilsoni</i>	Stufe von Thimensart. Schiefer, geschieferter Sandstein, Kalke mit <i>Monograptus Nilsoni</i> , <i>M. colonus</i> , <i>M. tumescens</i> .			Stufe von Vichenet. Schiefer und Phylladen mit <i>M. colonus</i>			
Wenlock	Zone der <i>Monograptus riccartonensis</i>		Stufe von Naninne	Schiefer und geschief. Sandstein mit <i>Monogr. vomerina</i>		Stufe von Corroy. Schiefer mit <i>Monogr. vomerina</i>	N.B. Die oberen Zonen des englischen Wenlock sind in Belgien nicht bekannt
	Zone der <i>Cyrtograptus Murchisoni</i>			Kalke und Kalkschiefer mit <i>Cardiola interrupta</i>			
Llandovery	Zonen der <i>Diplogr. tamariscus</i> und <i>Monograpt. convolutus</i>		Stufe von Neuville bei Huy; Schiefer, Kalke, Kalkschiefer		Stufe von Grand Manil. Schiefer, Quarzite Psammite		
Caradoc	Zonen der <i>Pleurogr. linearis</i>		Schichten von Le Roux mit <i>Encrinurus</i>		Schichten von Fauquez mit <i>Pl. linearis</i>		
	<i>Dicranogr. Clingani</i>		Schichten von Fosse mit <i>Trinucleus seticornis</i>		Schichten von Gembloux m. <i>Trin. seticornis</i> und <i>Climacogr. candatus</i>		
	<i>Climacogr. Wilsoni</i>		Schichten von Oxhe mit <i>Trinucleus concentricus</i>		Nicht bekannt		
Llandeilo	Zone der <i>Glyptograptus</i>		Stufe von Vitriaval-Bruyère. Dunkle Schiefer und Quarzite mit <i>Homalonotus bisulcatus</i> , <i>Orthis redux</i> , <i>Leptograptus validus</i>		Stufe von Rigenée m. <i>Ilaenus giganteus</i> u. <i>Primitia simplex</i>		
	N. B. Das untere Llandeilo ist in Belgien nicht bekannt.						
Arenig	Zone der <i>Dydimograptus bifidus</i>	Stufe von Huy. Dunkle Schiefer mit Quarzitäbänken mit <i>Aeglina binodosa</i> , <i>Caryocaris Wrighti</i> , <i>Dydimograptus bifidus</i>		Vielleicht gehört hiehin ein Teil der Quarzophylladen von Villers-la-Ville			
	Mittleres und unteres Arenig sind bis jetzt in Belgien nicht beobachtet worden.						
Tremadoc	Zone der <i>Dictyogr. flabelliformis</i> . Nach seinem Fossilgehalt müsste das obere Salmien hiehin gestellt werden.						

		Ardennen (Dinantmulde, Eifelmulde)		Luxemburg (Nach E. ASSELBERGHS)	Eifel und Hunsrück
Oberdevon	Famennien	Condroz- sandstein	Schichten v. Evieux mit <i>Archaeopteris hibernica</i> , <i>Bothriolepis canadensis</i> , <i>Dinichtys terrili</i> Schichten von Monfort mit <i>Dolabra unilateralis</i>		
		Famenne- schiefer	Schichten von Mariembourg Spirifer Verneuili Rhynchonella Dumonti Schichten von Senzeille mit <i>Rhynchonella Omaliusi</i>		
	Frasnien		(Zoneneinteilung im Süden d. Mulde v. Dinant) g) Zone mit <i>Buchiola palmata</i> , <i>B. retrostriata</i> f) " " <i>Spir. pachyrhynchus</i> , <i>Acervularia pentagona</i> e) " " <i>Camarophoria megistana</i> d) " " <i>Leiorhynchus formosus</i> c) " " <i>Pentamerus brevirostris</i> , <i>Phacellophyllum caespitosum</i> b) " " <i>Receptaculites Neptuni</i> , <i>Spir. bisinus</i> a) " " <i>Spir. Orbelianus</i> , <i>Spir. aperturatus</i> , <i>Spir. Malaisi</i>		Büdesheimer Schiefer (unteres Frasnien) Dunkle Schiefer mit verkiesten Goniatiden; <i>Tornaceras</i> , <i>Manticoceras intumescens</i> , <i>Bactrites</i> . Dolomitische Mergel mit <i>Rhynchonella cuboïdes</i>
Mitteldevon	Givetien		oben: Kalke und Kalkschiefer mit Stromatoporen unten: Kalke und Schiefer mit <i>Stringocephalus Burtini</i>	Stringocephalenstufe Stringocephalen Kalk Mergelkalk u. Korallenkalk Massenkalk Dolomite	<i>Stringocephalus Burtini</i> , <i>Uncites gryphus</i> , <i>Maeneceras terebratum</i> , <i>Cyrtoceras</i> , <i>Macrochilina</i> , <i>Megallodus cucullatus</i> , Stromatoporen, Korallen
	Couvinien		Schichten von Couvin: Schiefer u. Kalke mit <i>Calceola sandalina</i> u. <i>Rhynchonella angulosa</i> Schichten von Bure: Grauwacken und Kalkschiefer mit <i>Spirifer cultrijugatus</i> u. <i>Rhynchonella Orbignyana</i>	Crinoïdenschicht mit <i>Cupressocrinus</i> , <i>Melocrinus</i> , <i>Poteriocrinus</i> , <i>Rhipidocrinus</i> Calceolastufe	Calceola-Schichten: geschichtete Mergel u. Kalke. gelegentlich Korallenkalke - <i>Calceola sandalina</i> , <i>Atrypa reticularis</i> Trilobiten Favositen Cultrijugatus-Schichten: oben, mergelig-kalkige Gesteine mit <i>Spir. cultrijugatus</i> ; unten, oolithischer Roteisenstein
Unterdevon (Coblencien)	Emsien	Stufe von Burnot	Schichten von Hierges: Graue Schiefer u. Grauwacken m. <i>Spirifer arduennensis</i> , <i>Rhynch. pila</i> Schichten Quarzite von Rote u. grüne Ton-schiefer u. Grauwacken Winenne.	oberes Emsien: Schiefer von Wiltz mit <i>Spirifer arduennensis</i> mittl. Emsien: Quarzit von Berlé Rote u. grüne Schiefer von Clerf	Oberkoblenzschichten. Tonschiefer u. Grauwacke mit <i>Spirifer paradoxus</i> , <i>Sp. arduennensis</i> Koblenzquarzit
		Stufe von Vireux	Dunkle Grauwacken und Schiefer mit <i>Spirifer hercyniae</i> , <i>Rhynchonella daleidensis</i>	unt. Emsien Schiefer. Sandstein u. geschieferter Sandstein von Schüttburg mit <i>Spirifer hercyniae</i>	Unterkoblenzschichten. Tonschiefer, Grauwacken, Quarzite mit <i>Spirifer hercyniae</i> , <i>Tropidoleptus carinatus</i> , <i>Homalonotus armatus</i> , <i>Strophomena Murchisoni</i>
	Siegenien	Stufe von Houfalize	Oben: dunkle Schiefer mit <i>Spirifer primaevus</i> Im untern Teil Schiefer mit Grauwackenbänke (Grauwacke v. Montigny).	oberes Hunsrückien: Schichten von Ufflingen u. Martelingen (-Kautenbach) mit <i>Sp. primaevus</i> nicht aufgeschlossen	Oberer Hunsrückschiefer. Dachschiefer und Tonschiefer mit Trilobiten, Cephalopoden, Crinoïden Unterer Hunsrückschiefer. Tonschiefer mit Grauwackenbänke
			Grès d'Anor: feldspatführ. Sandstein m. <i>Hallerites Dechenianus</i> , <i>Rensselaeria crassicosta</i> , <i>Spirifer primaevus</i> , <i>Stropheodonta Sedgwicki</i> , <i>Pterapsis dunensis</i>		Taunusquarzit: Quarzite und Sandsteine mit <i>Spirifer primaevus</i> , <i>Kochia capuliformis</i>
Gédinnien		Grüne Schiefer von St. Hubert mit <i>Pterapsis Dewalquei</i> Bunte Schiefer von Oignies mit <i>Pterapsis rostrata</i> , <i>Pt. Tarquairi</i> Schiefer von Mondreputs mit <i>Spirifer sulcatus</i> , <i>Sp. Dumonti</i> , <i>Pterinea retroflexa</i> , <i>Grammysia cingulata</i> Konglomerat von Fépin		Gedinne-Schichten: Bunte Phyllite, Serizit-schiefer, Quarzite mit <i>Spirifer Mercuri</i>	

Lücke: Ardennenfaltung.

Liegendes: N W lokal Kambrium, im S vordevon. habkristalline Schiefer.

Die Stellung des Luxemburger Devon
nach J. GOSSELET und E. ASSELBERGHS

№ 4

Entspricht nach J. GOSSELET	Lokale Bezeichnung	Entspricht nach E. ASSELBERGHS
dem Hiergien	Schiefer von Wiltz	dem obern Emsien = Hiergien = oberes Burnotien
dem Burnotien	Quarzit von Berlé Rote Schiefer von Clerf	dem mittleren Emsien = Schichten von Wianne = unteres Burnotien
Die Stufe von Vireux fehlt im Oesling	Quarzophylladen von Schüttburg und Heinerscheid	dem unt. Emsien = Stufe von Vireux
dem obern Hunsrückien und der Grauwacke von Montigny = unteres Hunsrückien		N. B. Nach Asselberghs ist die Stufe von Vireux vorhanden. Ihr entsprechen die nebenstehenden Quarzophylladen.
dem Taunusien	Schiefer von Ulflingen und Martelingen (= Kautenbach)	dem obern Hunsrückien = oberes Siegenien
		unteres Hunsrückien } nicht bekannt Taunusien }

Karbon

№ 5

(Übersicht über die Altersstufen der uns benachbarten Steinkohlenegebiete, aufgestellt nach der 1927 in Heerlen angenommenen Stratigraphie).

Stufen		Nordfrankreich	Belgien (Mulde von Namür)	Saargebiet	
Rotliegendes				Rotliegendes	
Oberkarbon	Stéphanien	oberes		Hausbrandflöze	
		mittleres		Hirteler Flöze	
		unteres		Wahlschieder Flöze Holzer Konglom. ○○○○○○○○○○○○○○○○○○○○	
	Westphalien	oberes (C)			Hangende Flammkohle
					Liegende Flammkohle
		Assise de Bruay xxxxxxxxxxxxxxxx	Assise de Flénu xxxxxxxxxxxxxxxx	Fettkohle Rotheller Flöz	
		mittleres (B)	Fl. Rimbert	Fl. Petit-Buisson ●●●●●●●●●●●●●●●●	
			Assise d'Anzin xxxxxxxxxxxxxxxx	Assise de Charleroi xxxxxxxxxxxxxxxx	
		unteres (A)	Flöz Poissonnière	Flöz Naviron	
	Assise de Vicoigne		Flöz Stenaye xxxxxxxxxxxxxxxx Assise de Châtelet		
Namurlen	Assise de Flines	Assise d'Andenne Flöz „aux Terres“			
	Ampélite de Brouille	Assise de Chokier (mit Ampelit)			
Unterkarbon	Viséen	Assise de : Visé	Kohlenkalk		
		Tournai			
		Etroeungt			

- xxxxxxxxxx = marine Schichten
- = Lingula-Schichten
- = Konglomerat
- = Leitflöze

	Saar-Nahe-Gebiet	Wittlicher Senke ¹
Ober - Rotliegendes	<p>Kreuznacher Schichten : Oben feinkörnige rote Sandsteine, unten rote Schieferletten</p>	<p>Kreuznacher Schichten Rote Sandsteine u. Schiefer-tone</p>
	<p>Waderner Schichten : Porphyr- und Melaphyrkongl. u. Sandsteine —Diskordanz—</p>	<p>Waderner Schichten Obere rote Konglomerate u. Sandsteine</p>
Unter - Rotliegendes	<p>Söfterner Schichten : Porph. Brecc. und Tuffe, Sandst. Schiefer, Porphyr- u. Melaphyrdecken</p>	<p>Söfterner Schichten Porphyrbreccie und Tuffe. Untere rote Konglomerate.</p>
	<p>Tholeyer Schichten : Sandst., Konglom., Schiefer mit Eruptiveinlagerungen</p>	
	<p>Lebacher Schichten : Arkosen [schwarze Schiefer, Kohle ; <i>Archegosaurus</i>, <i>Acanthodes</i>, <i>Walchita piniformis</i></p>	
	<p>Cuseler Schichten</p>	
	<p>Arkose, Tone, Sandst. Kohlenflöze mit <i>Anthracosien</i>, <i>Callipteris</i></p>	
	<p>Sandst. u. Schiefer mit Kalkbänken <i>Callipteris conferta</i></p>	
Liegendes	Ottweiler Schichten	Devon

		Commern am Nordrand der Eifel	Luxemburg, südlich des Liasplateau	Lothringen
Keuper	Oberer	Rhät : Graue, kieselige, Sandst. u. schwarze, dünnblättrige Tone, darin <i>Avicula contorta</i> , Fischzähne, Fischschuppen	Rhät : Rote Tone, 3–8 m. Sandst. m. Konglom., dazwischen schwarze, feinblättrige Schiefertone. Nach unten herrschen diese vor. <i>Avicula contorta</i> . Fischzähnen und Schuppen. 10–15 m.	Rhät : Rote Tone 5–8 m. Sandst. m. Konglom. u. schwarzen Schiefertonen wechselnd, mit <i>Avicula contorta</i> 20–40 m.
	mittlerer	Steinmergel : Schieferletten m. Steinsalz-pseudomorphosen, Sandsteinschiefer und oolithische Kalkmergel. Spuren von Bleiglanz und Schwefelkies 17–18 m.	Steinmergelkeuper : Bunte Mergel mit Steinmergelbänken, gypsführend 40–60 m. Rote Mergel mit Gips 10–15 m.	Steinmergelkeuper : Bunte Mergel mit Steinmergelbänken, einzelne derselben oolithisch und fossilführend 40–60 m. Rote Mergel mit Gips 10–15 m.
		Salz- od. Gipskeuper : Rote Mergel u. grüne, tonige Quarzitbänke mit Steinsalz-pseudomorphosen u. Toneisenstein. 15–19 m.	Schilfsandstein : Toniger, heller Sandstein mit Pflanzenresten (<i>Equiseten</i> 0–4) m. Salzkeuper : Bunte Mergel mit Steinsalz-pseudomorphosen. Gips nicht häufig.	Hauptsteinmergel : Dünnplattige Dolomite 0–5 m. Schilfsandstein : Toniger, heller Sandst. mit Pflanzenresten 0–40 m. Salzkeuper : Bunte Mergel mit Steinsalz-pseudomorphosen. Steinsalz, Gips 80 m.
unterer	Lettenkohlegruppe : (Oberer) Grenz dolomit m. dünnen violetten Schieferletten mit <i>Lingula tenuissima</i> u. <i>Anaplophora lettica</i> . Bunte Mergel u. sandige Schieferletten mit <i>Estheria minuta</i>	Lettenkohle : Grenz dolomit, gelbe Dolomite mit <i>Myophoria Goldfussi</i> , zelliger Dolomit mit <i>Cardinia lettica</i> . 5 m. Bunte Mergel mit eingelagertem, tonigen pflanzenführendem Sandstein und mit Dolomitbänken 15–20 m.	Lettenkohle : Dolomite mit <i>Myophoria Goldfussi</i> u. <i>Cardinia lettica</i> , stellenweise zellige Dolomite ohne Versteinerungen 5 m. Bunte Mergel u. einzelne Dolomitbänke. Flammendolomit 15 m.	
Muschelkalk	Oberer	Unterer Dolomit *) mit <i>Myophoria Goldfussi</i> , graugelber Dolomit	Obere Dolomite u. Mergel (Dolomit-Region) mit <i>Myophoria Goldfussi</i> , <i>Card. lettica</i> , <i>Lingula tenuissima</i> , <i>Estheria minuta</i> 10 m.	Obere Dolomite und Mergel mit <i>Myophoria Goldfussi</i> , <i>Card. lettica</i> , <i>Lingula tenuissima</i> , <i>Estheria minuta</i> , 10 m.
		Nodosenkalk , oolithisch u. glaukonitisch mit Terebratelbetten, Oben viele Zähne u. Knochen v. Fischen u. Saurieren. 12–15 m.	Nodosuskalk , dünnbankige z. T. oolithische Kalke mit Mergel. <i>Ceratites nodosus</i> sehr selten 30 m.	Nodosuskalk : Bänke mit <i>Terebratula vulgaris</i> . Kalk, dünnbankig mit Mergeln wechsel-lagernd mit <i>Cerat. nodosus</i> . 50 m.
		Trochitenkalk ; Mergelig-sandige Dolomite, oolithisch u. glaukonitisch mit Encriniten- u. Terebratelbänken, 12 m.	Trochitenkalk : Oolithische u. glaukonif. dickbankige Dolomite mit Trochiten. 30 m.	Trochitenkalk : Oolithische u. glaukonif. dickbankige Dolomite m. Trochiten. 12–15 m.
	mittlerer	Anhydritstufe : Oben: mergeliger Dolomit mit <i>Lingula tenuissima</i> , 5–7 m. Unten: Bunte Mergelschiefer mit Steinsalz-pseudomorphosen u. Gips. 15–20 m.	Anhydritstufe : Oben, helle Dolomite, <i>Lingula tenuissima</i> , 10 m, unten rote u. graue Mergel mit Gips u. Steinsalz-pseudomorphosen. 50–60 m.	Anhydritgruppe : Oben helle Dolomite m. <i>Lingula tenuissima</i> , 10 m, unten, rote u. graue Mergel mit Gips und Steinsalz-pseudomorphosen, 50–60 m.
unterer	Muschelsandstein : Mergelige Sandsteine Schieferletten, Sandige Dolomite; mit Muschelbetten. 30–40 m.	Muschelsandstein : Oben, Dolomite mit <i>Myoph. orbicularis</i> 4–5 m, unten tonige, feinkörn., hellgelbe Sandst. 40–50 m.	Wellenkalk mit <i>Myophoria vulgaris</i> , Mergel und Dolomit, Terebratelbank, Mergel, Sandstein und Mergel, 50 m.	
Buntsandstein	Oberer	Voltziensandstein : Tonsandstein mit wenig Geröllen. Pflanzenreste. Blei-Kupfer- u. Eisenerze im Sandstein fein verteilt, 50–70 m. Zwischenschichten : Quarz u. Tonsandstein gemischt, darin eine Zone von Dolomitknauern. 10 m.	Voltziensandstein : Feinkörn. toniger roter Sandstein m. Pflanzenresten. Oeffers Spuren von Kupfererze. 15–20 m. Zwischenschichten : braunrote, grob bis feinkörn., manganfleckige Sandsteine und violette Tone. Dolomitknauern. 20 m.	Voltziensandstein , wie nebenstehend, 15 m. Zwischenschichten : Tonige, braunrote oft zellige Sandsteine mit roten u. violetten Mergeln, 15 m.
	mittlerer	Vogesensandstein : Konglomerate und grobkörnige Quarzsandsteine mit Bleiglanzknotten, 100–120 m.	Vogesensandstein : Mittelkörniger. Ziegelroter Sandstein. An der Basis Conglomerate. 60–180 m.	Vogesensandstein : Grober Sandstein mit wenigem, eisenschüssigen Bindemittel, in der untern Hälfte Tigersandstein u. Konglom., über 400 m.

*) Diese Abteilung wird vielfach zur Lettenkohlegruppe gestellt.

		Schwaben		Gliederung nach Ammonitenzonen		Frankreich		
Malm od. Weisser Jura		Lücke		Craspedites subditus Perisphinctes transitorius		oberes	Portlandien	supérieur
		γ	Lithographischer Plattenkalk von Solnhofen, Eichstädt, Nusplingen Korallenkalke von Nattheim. Zementmergel Krebsscheerenkalk Erosionsdiskordanz	Oppelia lithographica Pachyceras portlandicum		unteres		
		ε	Muschelmarmor, Kalke und Mergel mit Rhynchonella trilobata	Aulacostephanus eudoxus und pseudomutabilis		Virgulien Pterocécien	Kimmeriege	moyen
		δ	Albkalke mit Hoplites pseudomutabilis. Perisphinctes balderus, Oppelia tenuilobata	Oppelia tenuilobata und Perisphinctes polyplocus Sutneria Reinecki		Séquanien	Séquanien i. w. S.	
		γ	Kalkmergel mit Oppelia tenuilobata, Perisphinctes polyplocus, Sutneria Reinecki, Rynchon. lacunosa, Terebrat. bisuffarcinata	Hoploceras Wenzeli Peltoceras bimammatum		Rauracien		
		β	Peltoceras bimammatum - Werkkalke	Peltoceras transversarium und Aspidoceras perarmatum		Oxfordien	Système oolithique	
		α	Zeilleria impressa - Mergel	Quenstedticeras Lamberti Peltoceras athleta Cosmoceras Jason		Callovien		
Peltoceras transversarium - Schichten	Macrocephalites macrocephalus		Bathonien					
Dogger od. Bräuner Jura	Oberer	ζ	Ornatentone mit verkiesten Cosmoceras ornatum, Cordioceras cordatum, Card. Lamberti, Peltoceras athleta, Aspidoceras biarmatum	Quenstedticeras Lamberti Peltoceras athleta Cosmoceras Jason		Callovien	inférieur	
			Macrocephalites macrocephalus - Schichten	Macrocephalites macrocephalus				
		ε	Rynchonella - varians - Kalke	Oppelia Aspidoides		Bathonien		
			Dentalien mit Parkinsonia ferruginea	Parkinsonia ferruginea				
	Parkinsonia Parkinsoni - Schichten		Parkinsonia Parkinsoni					
	mittl.	δ	Parkinsonia bifurcata - Schichten	Parkinsonia bifurcata		Bajocien		
			Coronatenschicht mit Stephanoceras Humphriesi und Steph. Blagdeni. Unten Ostrea Marshi-Kalke. Darunter Belemn. giganteuston	Stephanoceras Blagdeni Stephanoceras Humphriesi				
		γ	Blaue, fossilarme Kalke mit Sonnina Sowerbyi unten	Sonnina Sowerbyi				
	unt.	β	Personatensandstein und (Aalener) Eisenoolith: Ludwigia Murchisoni, Pecten personatus	Lioceras concavum Ludwigia Murchisoni				Aalécien *)
			α	Lioceras opalinum tone Trigonia navis Lucina plana Lytoceras torulosum Nucula Hammeri	Lioceras opalinum Lytoceras torulosum			
Lias od. Schwarzer Jura	Oberer	ζ	Jurensismergel mit Lytoceras jurense u. Harpoceras radians	Lytoceras jurense Harpoceras radians			Toarcien	
			ε	Bituminöser Posidonienschiefer: Posidonia Bronni, Inoceramus dubius, Belemnites acuaris, Coeloceras crassus, Hildoceras bifrons, Ichthyosaurus, Plesiosaurus, Pentacrinus	Coeloceras crassum Hildoceras bifrons Harpoceras serpentinum Coeloceras annulatum			
	mittl.	δ	Amaltheenschichten	Spinatus - Kalk	Amaltheus spinatus		Charmouthien	
				Margaritastone	Amaltheus margaritatus			
				Lytoceras lineatum				
	γ	Numismalkalk	Deroceras Davoei - Kalk	Aegoceras capricornu				
			Waldheimia numismalis Dumortieria Jamesoni Gryphaea cymbium - Kalk	Phylloceras ibex Aegoceras Jamesoni				
	unt.	β	Turneritone	Ophioceras raricostatum	Ophioceras raricostatum		Sinémurien	
				Oxynoticeras oxynotum	Oxynoticeras oxynotum			
				Arietites Turneri	Arietites obtusus			
α		Arietenschichten	Arietites Bucklandi	Arietites semicostatus Arietites Bucklandi				
	Gryphaea arcuata Pentacrinus tuberculatus							
		Angulaten-schichten	Schlotheimia angulata		Hettangien			
		Psilonoten oder Planorbis-schicht.	Psiloceras planorbe					

*) Manche französische Geologen trennen vom Toarcien das Aalécien ab und schliessen mit diesem den Lias ab.

		Schwaben	Lothringen (nach Steinmann und L. van Werveke)	Luxemburg (nach L. van Werveke)	Province de Luxembourg (Légende établie par la Comm. de la carte geol. offic. de la Belgique)			Etagen
					Couches	Fossiles	Zones	
Dogger	mittlerer	δ Coronatenschichten	Helle Kalke m. Am. Humphriesi. (Verschied. Faziesausbildung) Koralienkalk, Other Kalk u. a.	Helle Kalke mit Am. Humphriesi	Calcaire subcompact et calcaire à polypiers	Stephanoceras subcoronatum	c	Bajocien
		γ Sowerbyischichten	Schichten von Charenes	Brauner, plattiger Kalk, geht allmähl. in graue Tone über. Sonninia Sowerbyi. (Schichten von Charenes)	Calcaire et marne; calcaire ferrugineux à entroques	Sonninia Sowerbyi	b	
	unterer	β Personatensandstein u. Aalener Eisenoolith	Eisenerzformation	Oben: graue, plastische, glimmerf. Tone. Schichten von Harpoc. Murchisonae: Eisenerzformation	Limonite oolithique ; calcaire ferrugineux, marnes micacées au sommet	Harpoceras Murchisonae Leioceras opalinum	a	Toarcien
		α Opalinuston	Sandige Mergel und Sandst. von Stürzenberg m. Harpoceras fallaciosum	Die Mergel und Tone gehen nach oben allmählich in Sandstein über. Schichten m. Trigonina navis u. Gryph. ferrug. (Branco). — Fallaciosum-schichten (Benecke)	Marne bleu-noire de Grandcourt à Septaria (Partie supérieure)	Pseudogrammoceras fallaciosum	2	
			Mergel von Bevingen und Oetringen m. Am. striatulum u. Astarte Voltzi	Graue Mergel m. A. striatulum u. Astarte Voltzi				
ζ Jurensismergel	Sandige u. glimm. Tone, fossilarm, Bel. accuaris (Schichten von Bacourt) Phosphoritisch. Knollenkalk m. A. bifrons, crassus, Bel. irregularis	Graue Mergel, fossilarm	Marne bleu-noire de Grandcourt à Septaria (Partie inférieure)	Hildoceras bifrons	1			
e Posidonien-schiefer	Tone mit Kalkknollen Monotis substriata Posidonienschiefer	Schiefrige Mergel mit Kalkknollen. A. bifrons, Monotis substriata Posidonienschiefer	Schiste bitumineux de Grandcourt	Harpoceras falciferum	a			
Lias	mittlerer	δ Amaltheenschichten	Sandige Mergel u. Kalke m. Am. spinatus (costatus)	Mergel und Sandsteine mit Am. spinatus	Macigno d'Aubange	Amaltheus spinatus	d	Virtonien
			Ovoïdenmergel m. Am. margaritatus Blättermergel mit Am. Lotharingicus	Mergel mit Kalkknollen. Ovoïdenmergel m. Am. margaritatus, Blättermergel	Macigno de Messancy - grès tendres et calcaires	Amaltheus margaritatus	c	
		γ Numismalstone	Ockerkalk m. A. Davoei u. Gryphaea obliqua Mergel mit Terebratula numismalis	Eisenschüssige Kalke mit A. Davoei u. Gryphaea obliqua	Argiles et marnes schistoïdes d'Ethe	Deroceras Davoei	b	
	unterer	β Turneritone	Fossilarme Tone mit Nagelkalkbänken	Fossilarme Tone mit Kalkkonkretionen u. Nagelkalkbänken	Sables et grès de Virton, passant vers l'Est aux marnes de Hondelange	Deroceras armatum Oxynoticeras oxynotum Asterocheras obtusum	3 2 1 a	Sinemurien
		α Arietenschichten	Brevis- od. Tuberculatus-Sch.	Obere Mergel und	Brevis- od. Tuberculatus-schichten	Marne de Strassen, passant vers l'ouest au faciès sableux (grès calcaire d'Orval)	Belemnites acutus Liogrypha arcuata	
	Bucklandi-schichten		Kalke	Bucklandi-schichten	Grès calcaire de Florenville; vers l'ouest la partie inférieure de l'étage a un faciès marneux (marne de Warcq.)	Arietites Bucklandi Liogrypha arcuata	a	Hettangien
	Angulaten-schichten	Angulaten-schichten	Hettinger Sandstein	Untere	Angulatus-schichten	Marne de Jamoigne. Vers l'Est le faciès sableux envahit la partie inférieure. (Sable de Metzert.)	Schlotheimia angulata Littorina elathrata	
	Planorbis-schichten	Planorbis-schichten	Mergel und Kalke	Planorbis-schichten	Marne d'Helmsingen; passe à l'ouest à des grès et calcaires	Psiloceras Johnstoni planorbis	a	

Die geologische Stellung
der luxemburger Minetteformation. (38, 39)

Benecke 1905	van Werveke 1901	N. Laux, 1921			Branco 1879			
		Schichten	Zonen	Stufen				
Schichten m. Sonninia Sowerby	Schichten von Charenes. Oben: plattige Kalke Unten: Mergel	Mergel und Kalke	Son- ninia So- werbyi	Bajoc- cien ↑	Am. Sowerby			
Harp. Murchis.	Eisenerz- formation	Graue Mergel	Harp. con- cavum	Oberes Aalénien	Am. Murchis. Oberregion			
Schichten m. Dum. sub- undulata u. Harp. opalinum		Rt. s. L.	Sandstein		Harp. Murchisonae	Unteres Aalénien	Am. Murchisonae Unterregion	
		Kalk.						
		O. rt. K. N. L.						
		u. rt. K. N. L.						
		Rt. K. H. L.						
		Gel. N. L.			Harp. opalinum			
		Gel. H. L.						
		Gr. L.						
		br. L.					Dumort. pseudorad. u. subundul.	Trig. navis Gryph. ferrug. Oberregion
	Schw. L.							
Grün. L.	Dumort. Levesquei	Gryph. ferrug. Trig. navis Unterregion						
Sch. mit Dum. Levesqui			Sandstein von Stürzenberg					
Sch. m. Harp. fallaciosum	Mergel von Bewingen	Dunkle Mergel und Tone		Harp. fallac.	Toarcien	Schichten m. Harp. striat.		
Schichten m. Harp. striatum			Mergel von Oetringen			Hellblaue Tone und gelber Sand a. d. Basis Harp. striat.	Harp. striatum	Schichten m. Astarte Voltzi
								Jusensisschichten
Bitum. Schiefer	Schichten von Bacourt	Bitum. Schiefer			Posidonien-Sch.			
	Posidonien- Schiefer							

Erklärung der Abkürzungen:

- Rt. s. L. = rotes sandiges Lager
 Kalk = Kalkige Zwischenschicht
 O. rt. K. N. L. = oberes rotes kalkiges Nebenlager
 U. rt. K. N. L. = unteres rotes kalkiges Nebenlager
 Rt. K. H. L. = rotes kalkiges Hauptlager
 Gel. N. L. = gelbes Nebenlager
 Gel. H. L. = gelbes Hauptlager
 Gr. L. = graues Lager
 br. = braunes Lager
 Schw. = Schwarzes Lager
 grün L. = grünes Lager.

№ 11.

Kreide. (6)

Obere Kreide	Danien Maestrichtien } Campanien } Senon Santonien } Coniacien, Emscher Turonien, Pläner Cénomaniien
Untere Kreide	Albien, Gault Aptien Barrémien } Hauterivien } Néocom Valangien }

Stufen			Pariser Becken	Belgien
Pliocän	oberes	Arno-st.		Amstellien : Kontinent. Tone mit Lignit Regression
	mittl.	Astien		Scaldien : graue, glaukonit. Sande mit <i>Corbula gibba</i>
	unteres	Pontien		Diestien : glaukonit. Sande mit <i>Terebratula perforata</i>
Miocän	oberes	Sarmatien		Anversien , glimmerreiche Tone mit Glaukonit, reich an Cetaceen
	mittl.	Helvetien		Boldérien . Glaukonit. Sande des Bolderberges mit Meeresfauna. Gerölle von Elsloo
	unteres	Burdigalien Aquitanien	Süßwasserkalke d. Beauce u. Mühlsteinquarzite von Montmorency	Lücke z. T. Bildungen der Rheinischen Braunkohlenformation
Oligocän Tongrien l. w. S. Néonummulitique	oberes	Chattien	Sande m. mariner u. lakusterer Fauna	marine Sande von Benceelles u. Voort Kontinentale plastische Tone von Andenne
	mittl.	Rupélien	« Obere Meeressande » von Fontainebleau = Stampien . Brakischer Kalksandst. von Etrechy Austernmergel Transgression	Marine Sande und Tone Transgression
	unteres	Tongrien	Brakische Cyrenenmergel Linnische Mergel Transgression	oben, brakische Sande Regression unten, marine Sande, Tone, Mergel m. Fauna von Latdorf Transgression
Eocän Parisien Mésonummulitique	oberes	Ludien	Lagunärer Gips v. Montmartre mit marinem Mergel; Säugetierfauna. Regression Mergel m. <i>Pholadomya ludensis</i>	Glaukonit. Sande von Assche mit Num. Orbigny
		Bartonien	Meeressande von Cresne Linnische Kalke von St. Ouen « Mittlere Meeressande » von Beauchamps = Auversien m. Num. variolarius	Sande von Wemmel Lédien . Sand u. Kalksand m. Num. variolarius
	mittl.	Lutétien	Pariser Grobkalk : Oben brakisch m. viel Cerithien Unt. marin. m. Num. laevigatus	Laekenien : Sande mit Num. laevigatus Bruxellen : Sande
	unteres	Yprésien	« Untere Meeressande » von Cuise = Cuisien Nummulites planulatus Transgression	Grobe. glaukonit. Sande von Panisel (Mons) Sande u. Tone von Ypern m. Nummulites planulatus Transgression
Pateocän Suessonien Eonummulitique	oberes	Sparnacien	Brakische u. lagunäre Fazies plastische Tone mit Braunkohle des Soissonnais	Landénien : Oben, kontinentale Fazies mit Lignit
	mittl.	Thanétien	Süßwasserkalk von Rilly Konglomerat von Cernay Regression z. T. glaukonit. Meeressande von Bracheux Transgressionskonglomerat	Unten: marine Fazies Heersien : Glaukonitsande u. Mergel
	unteres	Montien	Brakische Mergel v. Meudon Regression Marine Foraminiferenkalke Erosionsdiskordanz	Marine Kalke von Mons

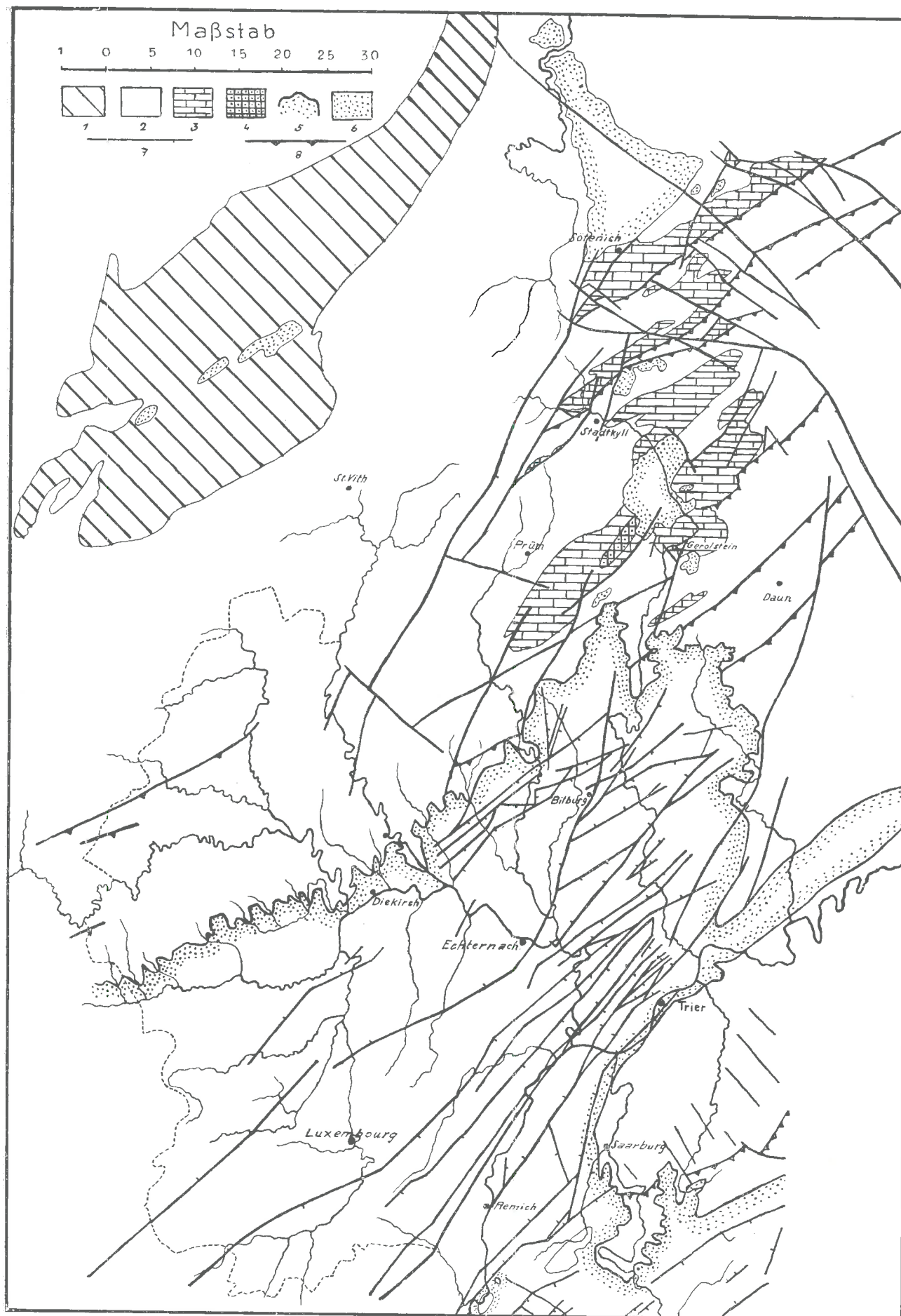


Fig. 18. — **Strukturkarte der Eifeler- und Luxemburg-Trierer Senke.**

Entworfen auf Grundlage der Karten von E. ASSELBERGHS (4), M. LUCIUS (35), H. QUIRING (43), L. VAN WERVEKE (48).

1. = Kambrium des Massivs von Stavelot; 2. = Unterdevon; 3. = Mitteldevon; 4. = Oberdevon; 5. = Heutige Umrandung der Luxemburg-Trierer Bucht. 6. = Mesozoikum in der Eifeler Quersenke; 7. = Verwerfungen; 8. = Überschiebungen.

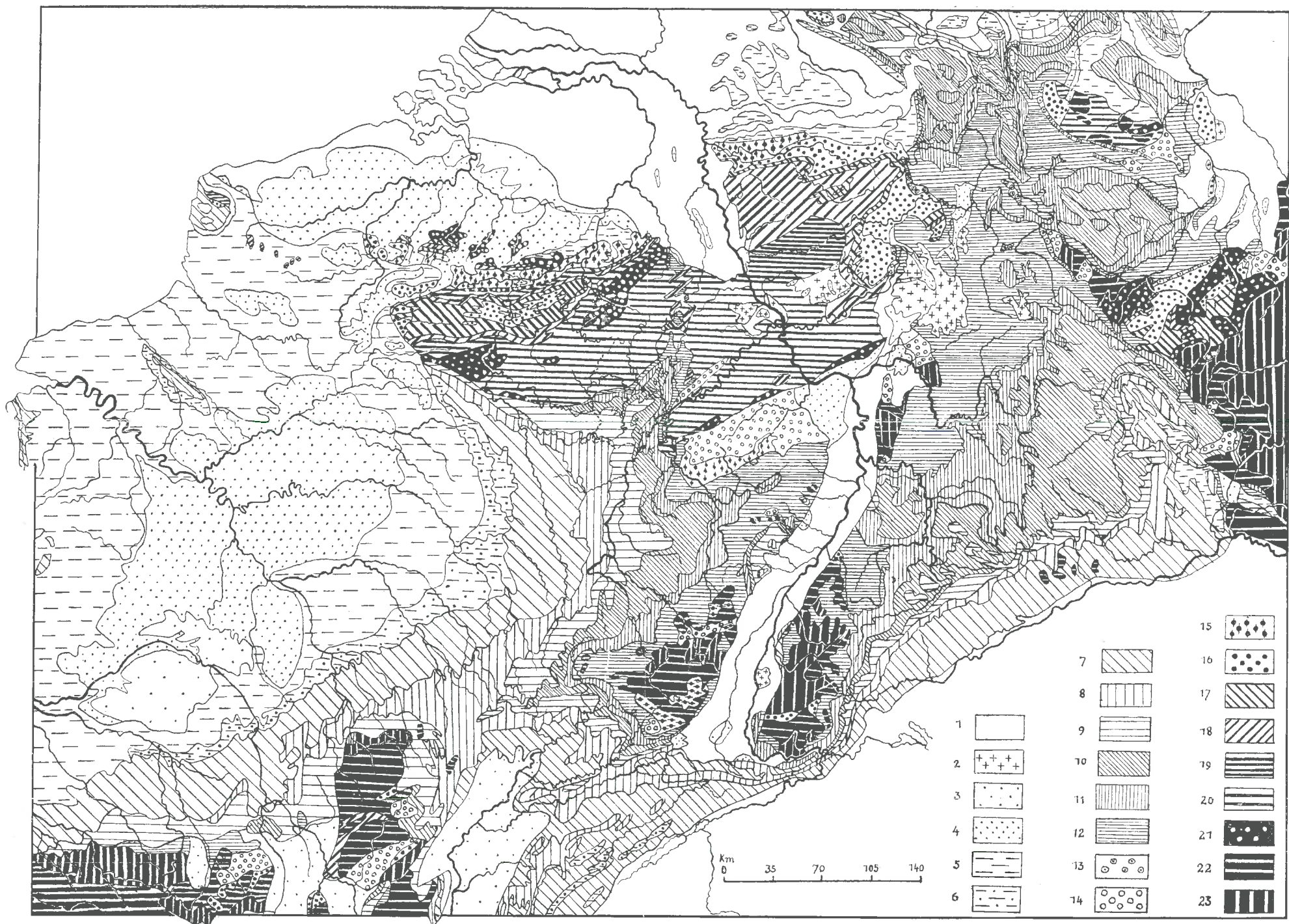


Fig. 33. — Stratigraphische Orientierungskarte des westlichen Mitteleuropa.

1. (Weiss) Alluvium und Diluvium; 2. Tertiäre Eruptivgesteine; 3. Jungtertiär; 4. Alttertiär; 5. Oberkreide; 6. Unterkreide; 7. Malm; 8. Dogger; 9. Lias; 10. Keuper; 11. Muschelkalk; 12. Buntsandstein; 13. Zechstein; 14. Rotliegendes; 15. Oberkarbon; 16. Unterkarbon; 17. Oberdevon; 18. Mitteldevon; 19. Unterdevon (des Siegerländer Blockes); 20. Unterdevon i. allgem.; 21. Kambrium und Silur (vordevonische Bildungen); 22. Alte Tiefengesteine; 23. Gneis und kristalline Schiefer; Alp. = Alpirsbach; E. Q. = Eifeler Quersenke; M. M. = Münchberger Gneismasse.

Entworfen auf Grundlage der „Geologischen Übersichtskarte von Mitteleuropa“ 1:3½ Mill. aus Andrees Handatlas, 1920.

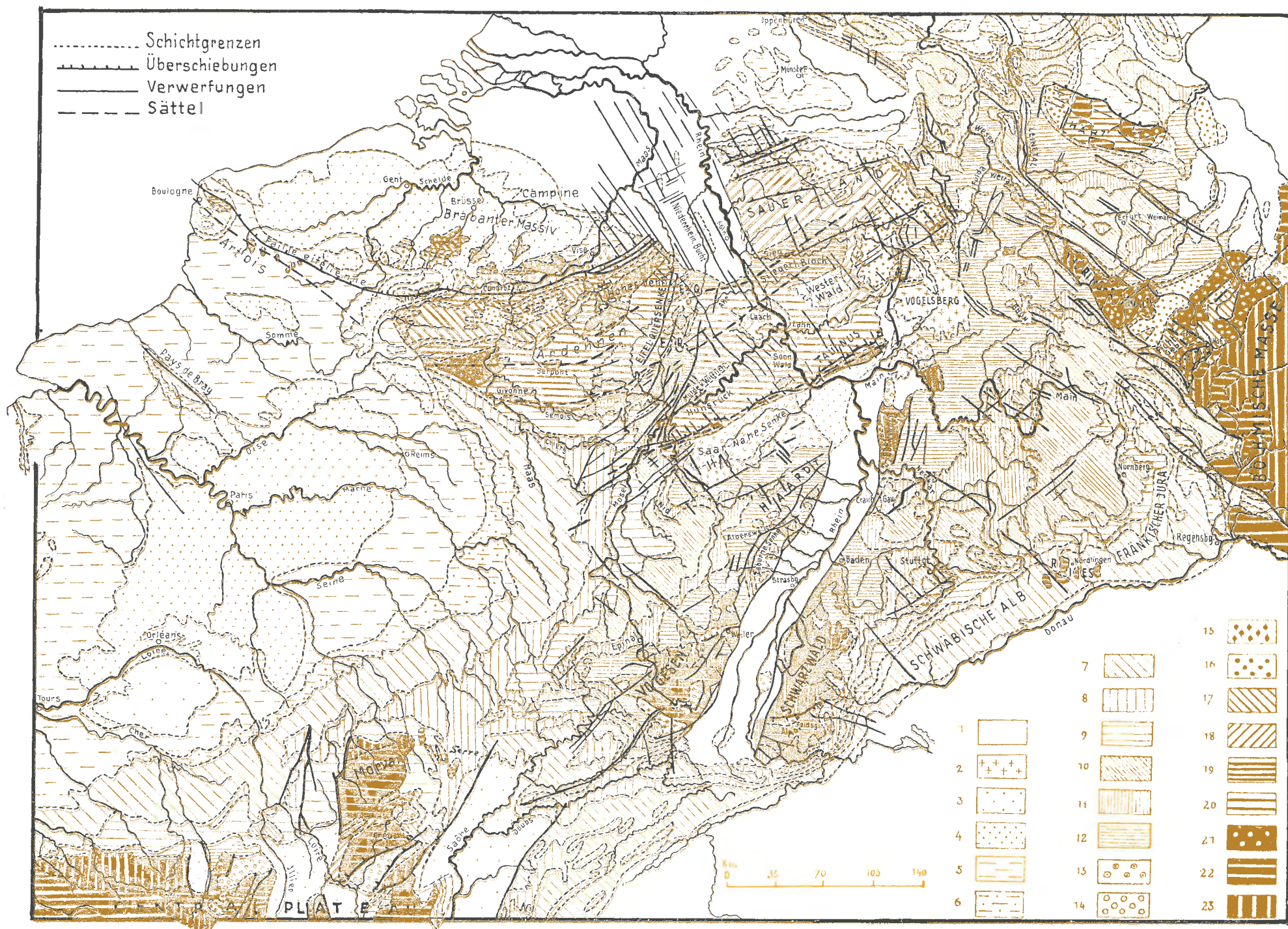
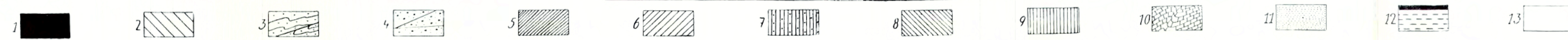
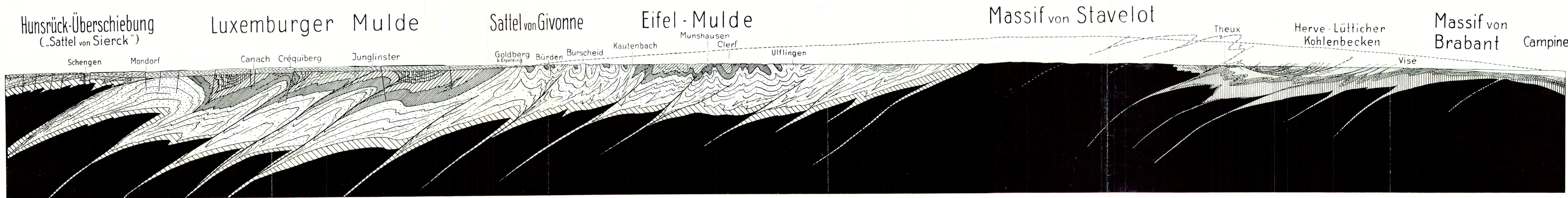


Fig. 34. — Tektonische Orientierungskarte des westlichen Mitteleuropas.

Entworfen auf Grundlage von L. BERTRAND (9), P. FOURMARIER (18), der geologischen Karte von Deutschland von W. SCHRIEL, Berlin 1930 und der geologischen Strukturkarte von Deutschland von J. Walther, Leipzig 1921.

Fig. 32. Querschnitt durch die östlichen Ardennen und durch die Luxemburger Mulde.
(Devonischer Unterbau der Luxemburger Mulde)



1. Vordevonische Gesteine; 2. Gédinnien; 3. Siegerner Stufe; 4. Quarzit von Sierck; 5. Unterkoblenzschichten; 6. Oberkoblenzschichten; 7. Mitteldevon im Unterbau der Luxemburger Mulde; 8. Unterdevon nördlich des Massivs von Stavelot; 9. Mittel- und Oberdevon nördlich des Massivs von Stavelot
10. Unterkarbon; 11. Oberkarbon; 12. Trias und Lias; 13. Kreide und Tertiär. — — — — Scheitel der Ardennengrossfalte. — — — — F Überschiebungen im Fenster von Theux.
Konstruiert auf Grundlage folgender Arbeiten: der belgische Teil nach FOURMARIER (18); das Ösling nach M. LUCIUS (35); das Gutland nach der vorliegenden Studie.

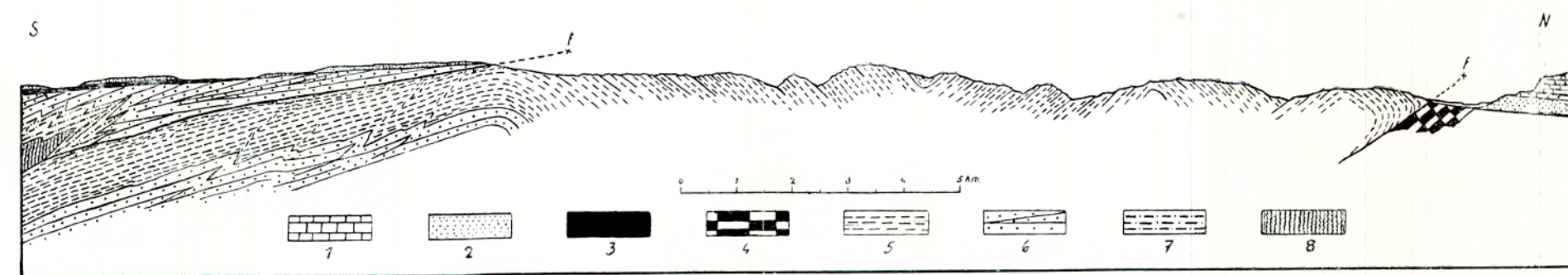


Fig. 9. Die Hunsrücküberschiebungen im Gebiete des Saartales.

Erläuterungen zu Figur 9:

1. Muschelkalk;
 2. Buntsandstein;
 3. Oberrotliegendes;
 4. Oberkoblenzschichten, z. T. Mitteldevon;
 5. Hunsrück-schiefer;
 6. Taunusquarzit;
 7. Gédinnestufe;
 8. Vordevonische Phyllite und metamorphe Gesteine;
- f = Überschiebung.

Konstruiert auf Grundlage des Blattes Trier-Mettendorf der „Geologischen Übersichtskarte von Deutschland“. Etwas schematisiert.

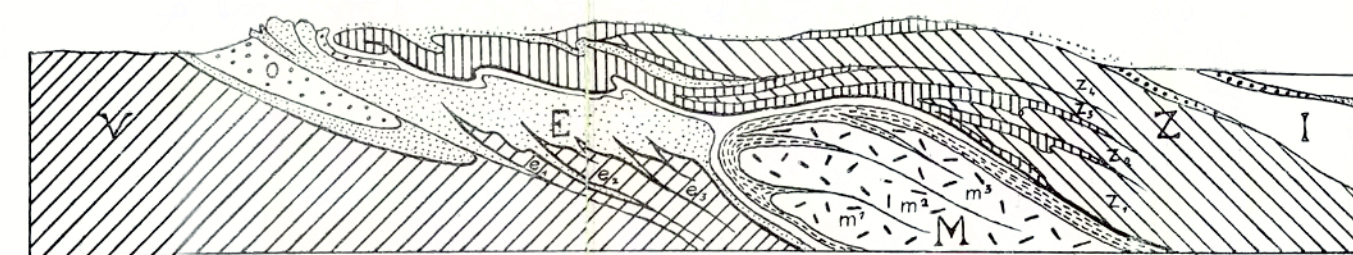


Fig. 5. Sammelprofil zur Veranschaulichung der KOBER'schen Terminalogie.

Bauplan und Gliederung eines Orogens, dargestellt nach L. KOBER.

Erläuterungen zu Figur 5.

- V = Vorland;
O = Sedimente der Saumtiefe;
E = Externiden, e₁-e₃ = Teildecken der Externiden;
M = Metamorphiden, m₁-m₃ = Teildecken der Metamorphiden;
Z = Zentraliden, z₁-z₄ = Teildecken der Zentraliden;
I = Interniden (Zwischengebirge);
Kristallin von M = haschiert;
Kristallin von Z = schraffiert von links nach rechts;
Normale Sedimentbedeckung von M = gestrichelt;
Normale Sedimentbedeckung von Z = senkrecht schraffiert;
Normale Sedimentbedeckung von E = punktiert.
Nur der Nordstamm eines Orogens ist dargestellt. Rechts von den Interniden (I) wiederholt sich das Bild mit den gleichen Bauelementen.