

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

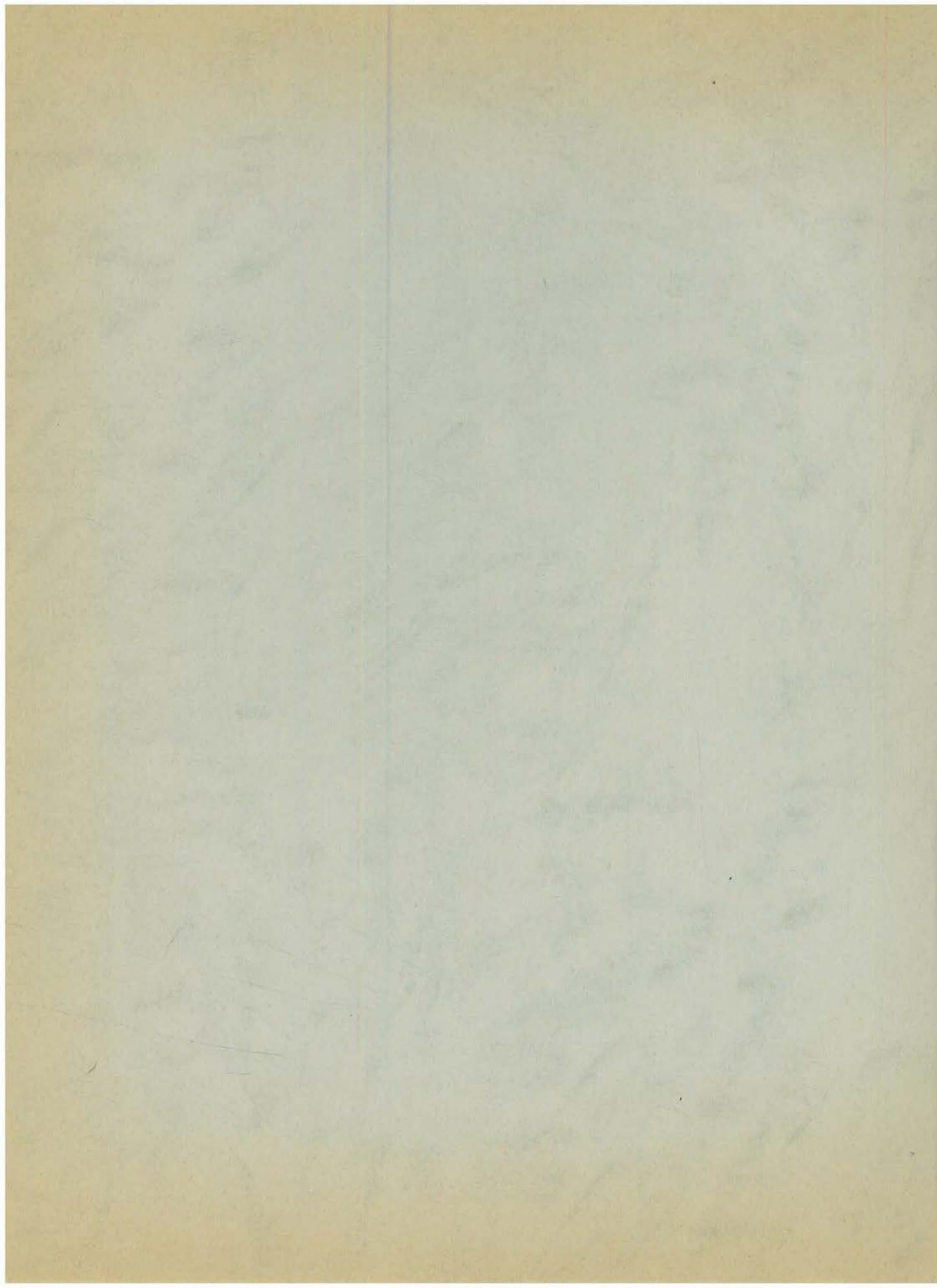
VOLUME XIX

**GEOCHEMISCHE
FAZIESUNTERSUCHUNGEN
IM OBEREN HAUPTMUSCHELKALK
UND UNTEREN KEUPER
LUXEMBURGS**

VON

KONRAD GITTINGER

LUXEMBOURG 1969
SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG



GEOCHEMISCHE FAZIESUNTERSUCHUNGEN
IM OBEREN HAUPTMUSCHELKALK
UND UNTEREN KEUPER LUXEMBURGS

von
KONRAD GITTINGER

Anschrift des Verfassers : Dr. K. GITTINGER, 3101 WIETZE bei Celle, DEA — Hauptlabor.

1969

Impr. Coopérative Luxembourgeoise, Esch-sur-Alzette

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XVIII

**GEOCHEMISCHE
FAZIESUNTERSUCHUNGEN
IM OBEREN HAUPTMUSCHELKALK
UND UNTEREN KEUPER
LUXEMBURGS**

VON

KONRAD GITTINGER

LUXEMBOURG 1969
SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	7
Dank	9
Geologischer Überblick	11

I. Stratigraphie und physikalische Gesteinsfazies

1. Methodik des Schichtenvergleichs; Einteilung und Benennung der Schichtenfolge	11
2. Zur Horizontbeständigkeit der lithologischen Einheiten; Vergleich mit anderen Gebieten	13
3. Zur Gliederung des Luxemburger Sedimentationsraumes im Oberen Muschelkalk und Unteren Keuper	16
4. Die Grenze Trochitendolomit - Oberer Hauptmuschelkalk	21
5. Der Obere Hauptmuschelkalk	22
6. Der Untere Keuper	33

II. Chemische Gesteinsfazies

1. Zur Dolomitisierung des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers in Luxemburg	43
2. Die Fe-Gehalte des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers in Luxemburg	50
3. Die Mangangehalte der Schichtfolge	58
4. Die Salinität der einzelnen Faziesbereiche	61
4.1. Fossilien als Anzeiger der Salinität	63
4.2. Bor als Anzeiger der Salinität	67
4.3. Das Verhältnis Mn : Fe als Kriterium zur Unterscheidung mariner und nichtmariner Sedimente	79
4.4. Strontium als Faziesindikator	80
5. Die Sauerstoff-Fazies der untersuchten Schichtenfolge	84
6. Die klimatischen Verhältnisse während der Ablagerungszeit der untersuchten Schichtenfolge	92
Zusammenfassung	93
Verzeichnis der Profile	95
Arbeitsverfahren	101
Schrifttum	102

EINLEITUNG

Die am häufigsten benutzten Merkmale in der Bestimmung von Horizont und Fazies liefern die Paläontologie und die Petrographie. Daneben gewinnt die Geochemie auf dem Gebiete der Faziesdiagnostik immer mehr an Bedeutung, vor allem, wenn Fossilien keine Aussagekraft haben oder gar fehlen. Eine rein geochemische Faziesdiagnose ist jedoch nicht möglich. Sie setzt stets petrographische und paläoökologische Ergebnisse voraus, die eine Normung der geochemischen Werte erlauben. Erst von da aus kann auf petrographisch und bionomisch nicht deutbare Vorkommen extrapoliert werden (KREJCI-GRAF 1966). Die vorliegende Arbeit versucht, mit Hilfe geochemischer Untersuchungen ein Bild des Ablagerungsraumes und der Faziesbedingungen im Oberen Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper Luxemburgs zu zeichnen. Den geochemischen Untersuchungen vorangestellt werden petrographische, paläontologische und regionalgeologische Untersuchungen, mit deren Hilfe eine Deutung und Verallgemeinerung der geochemischen Ergebnisse angestrebt wird.

KREJCI-GRAF (1966) gibt für das große Gebiet der Fazieskunde eine recht einleuchtende Unterteilung, der auch die vorliegende Arbeit in großen Zügen folgt :

- I. Fazies der Gesteine (Entstehung und Umbildung)
- II. Fazies des Ablagerungsraumes
 1. Salinität
 2. Redox-Potential (Eh) und pH
 3. Temperatur
 4. Biologische Fazies

Die Geländeaufnahmen fielen in die Zeit von Mai 1965 bis November 1965. Die chemischen Analysen wurden in der Zeit vom Januar 1966 bis September 1967 in den geochemischen Laboratorien des Geologischen Institutes der Universität Tübingen ausgeführt.

DANK

Mein hochverehrter Lehrer Herr Dozent Dr. W. Ernst förderte den Fortgang der Untersuchungen in jeder Hinsicht. Ihm gilt daher mein besonderer Dank.

Herr Professor Dr. R. Schöenberg ermöglichte die Durchführung der experimentellen Untersuchungen am Geologischen Institut der Universität Tübingen, wofür ich an dieser Stelle danken möchte.

Herr Hary aus Grevenmacher/Luxemburg bestimmte den Großteil der Makrofossilien, Herr Wille die pflanzlichen Fossilien, Herr Professor Dr. K. Mägdefrau die Wurzelböden, Herr Hemleben nahm sich der Mikrofossilien an.

Herr Dr. G. Stadler (Krefeld) führte die röntgenographische Untersuchung der Tonmergelproben aus. Herr Abadian half mir bei den Schwefelanalysen. Der Service géologique de Luxembourg unter Leitung von Herrn Bintz stellte das zur Geländeaufnahme nötige Kartenmaterial zur Verfügung. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft förderte die Arbeit durch Bereitstellung finanzieller Mittel. Auch diesen Herren bzw. Institutionen spreche ich an dieser Stelle für ihre große Hilfsbereitschaft meinen besten Dank aus.

Weiterhin möchte ich besonders den «Luxemburger Diplomanden» von den Universitäten Berlin und Tübingen für die gute Zusammenarbeit, vor allem während der Geländearbeit, meinen Dank aussprechen.

GEOLOGISCHER ÜBERBLICK (Dazu Abb. 1)

Der Bildungsraum der Luxemburger Trias ist ein Teilstück der Eifeler Senke (Eifeler Depression), die mit ihrer südlichen Fortsetzung, der Lothringer Furche (Lothringer Depression), eine wichtige Transversalgrenze bildet. Sie trennt Eifel, Hunsrück, das Saarland und die Vogesen von dem gallo-ardennischen Festland. Der Übergang der Eifeler Senke in die Lothringer Furche liegt innerhalb des Luxemburger Sedimentationsraumes; der nach Westen vorspringende Siercker Sattel (Siercker Schwelle) kann als Grenze zwischen den beiden Räumen angenommen werden (LUCIUS 1948). Schon während der variszischen Orogenese bildet sich die Eifeler Depression als eine diagonal den Faltenbau durchsetzende Quersenke heraus (SCHENK 1938).

Das Oberrotliegende ist noch an erzgebirgisch streichende Sammelmulden gebunden, erst im Vogesensandstein wird die gesamte rheinisch verlaufende Quersenke allmählich zum Sedimentationsraum. Im Schnittgebiet mit dem Wittlicher Becken bildet sich dabei ein Spezialtrogl heraus. Bei der Ausweitung der Eifeler Senke in der höheren Trias verlagert sich das Beckentiefste nach Südwesten und paßt sich in seiner Längserstreckung der Struktur des Untergrundes an. Im Rhät-Lias wird auch der bis dahin rheinisch verlaufende Beckenrand an den Ardennen durch das einsinkende Pariser Becken in die Streichrichtung des Grundgebirges einbezogen (SCHRÖDER 1952).

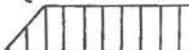
Die Schichtfolge der Trias wird im Osten durch einen Erosionsrand begrenzt. Im Westen gehen die einzelnen Schichtglieder in eine mehr oder weniger grobklastische Randfazies über, um schließlich auszukeilen. Die Verbindung nach Norden zur Mechnicher Trias ist ebenfalls durch Erosion unterbrochen, nach Süden läßt sich eine Verbindung zur Trias des Saarlandes und der angrenzenden Gebiete herstellen.

I. Stratigraphie und physikalische Gesteinsfazies

1. Methodik des Schichtenvergleichs; Einteilung und Benennung der Schichtenfolge

Eine Unterteilung und Korrelierung des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers in Luxemburg nach rein paläontologisch-chronologischen Gesichtspunkten verbietet sich von selbst, da weder Leitbänke noch entsprechende Leitfossilien in genügender Zahl gefunden werden.

Es wird deshalb eine stratigraphische Methode angewandt, die auf LOTZE (1952) zurückgeht und die von KNAPP (1961) im Hauptmuschelkalk der Eifel mit Erfolg angewandt wurde. Bei dieser Methode werden Schichtenprofile miteinander korreliert, indem die Mächtigkeiten, die Abstände und die besonderen Merkmale der einzelnen Bänke einer bestimmten Schichtenserie genau aufgenommen und miteinander verglichen werden. Dadurch lassen sich im Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper des Untersuchungsgebietes stratigraphische Einheiten unterscheiden, die sich durch ihren lithologischen Aufbau und ihren Fossilinhalt, also durch ihre « Fazies » vom Hangenden und Liegenden unterscheiden:

	NORMALFAZIES	RANDFAZIES
„km]“	Pseudomorphosenkeuper	„kalkiges Konglomerat“
„ku2]“	Grenzdolomit	„Zellendolomit“
„ku1]“	Bunte Mergel	„Bunte Mergel“
„k u l]“	„Lettenkohlendst.“ (sandig-dolom. Basissch)*	
„mo2]“	Grenzschiefer	Grenzschiefer (z.T. „Gilsdorfer Sdst.“)
„mo1]“	Ceratitenschichten	Ceratitenschichten
„mo]“	Trochitendolomit	Trochitendolomit

(* Bezeichnungen des Arbeitskreises Luxemburg 1967 *)

Abb. 2.

Diese Unterteilung der Schichtenfolge basiert auf der Gliederung von LUCIUS (1941 und 1948). Sie entspricht im Bereich der Normalfazies den Kartierungseinheiten der Diplomarbeiten (1963/64 und 1967) des Geologischen Institutes der Universität Tübingen unter Leitung von Prof. Dr. R. Schönenberg (siehe NEUMANN-REDLIN 1967).

Abweichungen von LUCIUS ergeben sich (u. a.) in der Grenzziehung zwischen den einzelnen Schichtgliedern. Diese Änderungen resultieren aus neuen Fossilfunden, besseren Großaufschlüssen und der genaueren, fein-stratigraphischen Profilaufnahme.

In der Benennung der einzelnen Schichtglieder folgt die Arbeit ebenfalls LUCIUS. Geändert wurden lediglich « Trochitenkalk » sinngemäß in Trochitendolomit und « Nodosuskalk » im Sinne von STOLLEY (1934) in Ceratitenschichten. STOLLEY bemängelt mit Recht den weitverbreiteten Namen « Nodosuskalk » als Bezeichnung für den Oberen Hauptmuschelkalk, da *Ceratites nodosus* nach den Untersuchungen von RIEDEL (1918) nur in den unteren

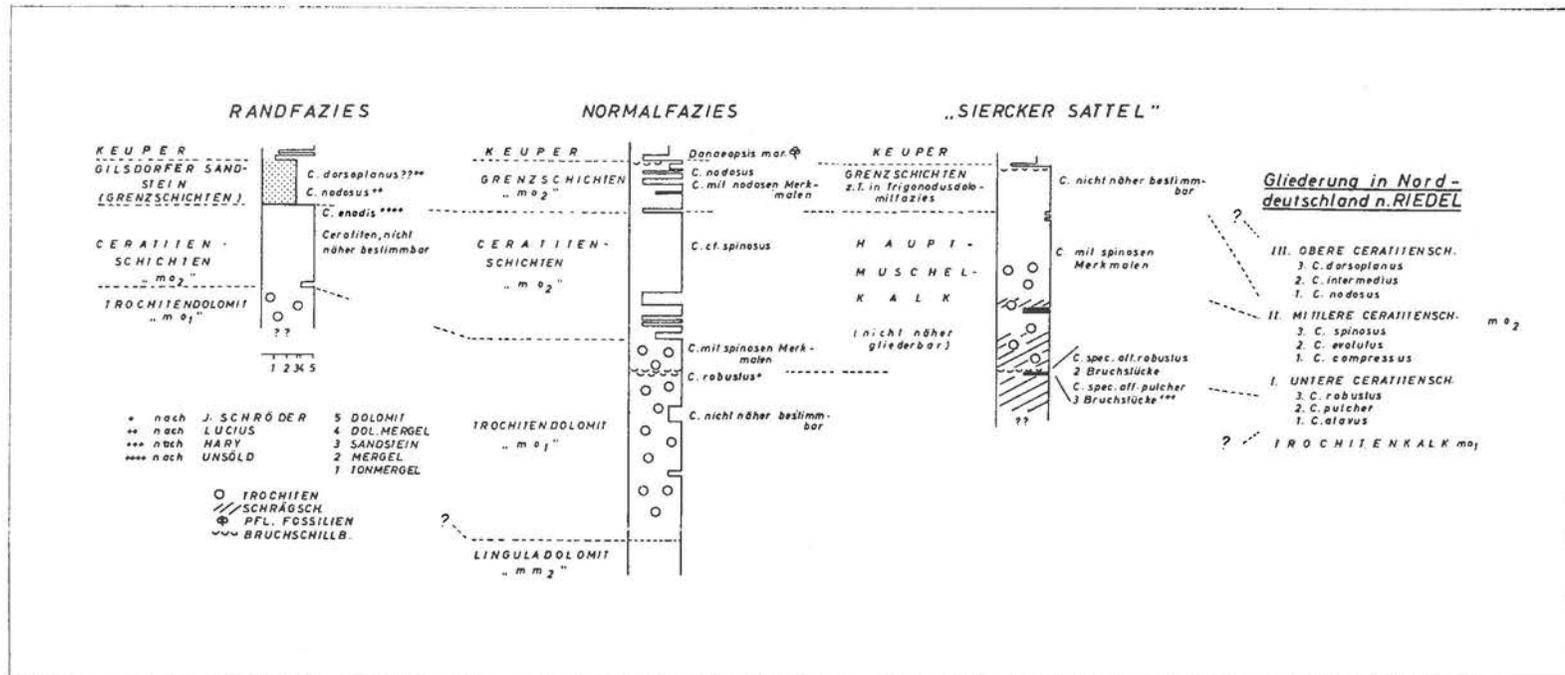


Abb. 4 Schematische Darstellung der Ceratitenfunde neueren Datums in Luxemburg, Vergleich mit den Ceratitenzonen RIEDELS in Norddeutschland.

Die Methode der Korrelierung durch Vergleich der feinstratigraphischen Profilaufnahmen kann zwar einen horizontalen Fazieswechsel, so z. B. den Übergang der dolomitischen Grenzschichten in die sandige Fazies (Gilsdorfer Sandstein) erfassen, ein vertikales Wandern der Fazies in höhere bzw. tiefere Horizonte jedoch nicht.

KLEINSORGE (1935) und FRANK (1937) lösen diese Frage für den nord- bzw. süddeutschen Raum, indem sie die lithologischen Einheiten und Grenzen mit den anderen Horizontalen, den Ceratitenzonen bzw. den sog. « Leitbänken » vergleichen.

Das Ergebnis ist nicht allzu überraschend: Die Grenzen der unterscheidbaren lithologischen Einheiten laufen weder zu den Ceratitenzonen noch zu den Leitbänken parallel. Leitbänke, auf größere Entfernungen horizontbeständig, existieren im Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper Luxemburgs nicht. Ceratitenfunde sind äußerst selten und darüber hinaus meist sehr schlecht erhalten. Von den insgesamt 12 Exemplaren bzw. Bruchstücken, die ich während der Geländearbeit fand, sind nur wenige einigermaßen genau einzuordnen. In Abb. 4 sind diese Funde zusammen mit anderen Ceratitenfunden neueren Datums dargestellt. Der Vergleich mit den Ceratitenzonen RIEDELS eröffnet folgende Aspekte: Der Trochitendolomit der Normalfazies entspricht zu einem großen Teil den Unteren Ceratitenschichten RIEDELS, belegt durch einen sicheren Fund von *Ceratites robustus*. Ein weiterer, leider nicht näher bestimmbarer Fund beweist, daß mindestens 13 m der insgesamt 30 m mächtigen Schichtfolge des « mo₁ » zeitlich den Ceratitenschichten RIEDELS zuzustellen sind. Die Ceratitenschichten (« mo₂ ») der Normalfazies entsprechen, wenn man einer Bestimmung von *Ceratites cf. spinosus* glauben darf, ungefähr den Mittleren Ceratitenschichten RIEDELS, die Grenzschichten, (« mo₂ ») belegt durch *Ceratites nodosus*, wenigstens z. T. den Oberen Ceratitenschichten RIEDELS.

Im Bereich der Randfazies identifiziert ein Fund von *Ceratites enodis* (Fundort « Weidenwiesen » bei Vichten) den obersten Teil der « Ceratitenschichten » (« mo₂ ») als unterste Zone der Oberen Ceratitenschichten (nach WENGER 1957). Die Randausbildung der Grenzschichten, u. a. der sog. « Gilsdorfer Sandstein » ist durch mehrere sichere Funde (LUCIUS) von *Ceratites nodosus* als Äquivalent der Normalfazies nachgewiesen.

Insgesamt 5 Bruchstücke von *Ceratites robustus?* bzw. *Ceratites pulcher?* aus dem unteren Teil des Strombergsteinbruches (Bereich Siercker Schwelle) weisen die dort anstehende, typische Trochitendolomitfazies als Untere Ceratitenschichten RIEDELS aus. Ein Exemplar mit spinosen Merkmalen aus den « Ceratitenschichten » (« mo₂ ») südlich von Palzem läßt auf ähnliche Verhältnisse wie im Bereich Echternach-Wellen schließen.

Alles in allem kann man im Oberen Hauptmuschelkalk Luxemburgs, wenigstens in bezug auf Rand- und Normalfazies in ganz groben Zügen von einer Horizontbeständigkeit der lithologischen Schichtglieder sprechen.

Die sehr markante lithologische Grenze Muschelkalk-Keuper ist zweifelsfrei rein fazieller Natur. Beim Rückzug des Muschelkalkmeeres in Richtung Beckentiefstes dürfte sie immer höhere Horizonte des Muschelkalks berührt haben. Eine Horizontbeständigkeit dieser Grenze innerhalb des Sedimentationsraumes würde einen ruckartigen Meeresrückzug voraussetzen. Beispiele aus anderen Muschelkalkgebieten schließen eine derartige Möglichkeit aus.

So löst z. B. bei Osnabrück die Lettenkohlenfazies die Ceratitenfazies schon zur Zeit der Mittleren Ceratitenschichten RIEDELS ab, bei Göttingen setzt sie sich erst am Ende der Oberen Ceratitenschichten durch (KLEINSORGE 1935). Ähnlich liegt der Fall am Nordwestrande der Böhmisches Masse (GEVERS 1926).

3. Zur Gliederung des Luxemburger Sedimentationsraumes im Oberen Muschelkalk und Unteren Keuper

Die Umrise des Luxemburger Sedimentationstrogos lassen sich wegen der fortgeschrittenen Abtragung im Osten und Norden nicht mehr genau ermitteln. Die wesentlichen Elemente — Becken — Schwellen — und Randgebiet zeichnen sich jedoch bei Rekonstruktionsversuchen deutlich ab. Klare Unterschiede ergeben sich schon bei der Auftragung der Mächtigkeiten. So erhält SCHRÖDER (1952) beim Vergleich der Gesamtmächtigkeiten des Muschelkalks der Eifeler Senke neben einem breiten Maximum zwischen Remich (im Süden) und Irrel (im Norden) eine deutliche Mächtigkeitsabnahme vor allem nach Westen in Richtung Ardennen. Dieses Bild läßt sich für den Oberen Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper noch weiter differenzieren, indem der Verteilung des klastischen Anteils an der Sedimentation nachgegangen wird.

Nach dem Sedimentationsschema von STRACHOW (1956) für die rezenten, subrezentem und mesozoischen Meere sammelt sich der gröbere Anteil (Sand und grober Aleurit) auf der Fläche des Schelfes an, der feinere Anteil (feiner Aleurit und Pelit) verteilt sich in Vertiefungen im Gebiet des Schelfes und auf dem zentralen tiefen Teil des Wasserbeckens. Übertragen auf die Verhältnisse in Luxemburg wäre demnach (siehe Abb. 5) das Beckensiefste des Luxemburger Troges zur Ablagerungszeit des Oberen Hauptmuschelkalks ungefähr im Bereich von Echternach (-Mertert) zu suchen.

Dabei ist noch mit weiteren, lokal begrenzten Tiefengebieten zu rechnen, so z. B. bei Grevenmacher (Profil Staustufe Grevenmacher). Hier schwillt die Mächtigkeit des Tonmergelanteils im oberen Teil der Grenzschichten sprunghaft an (Abb. 7 und 10). Für dieses Phänomen könnte einmal syndimentäre Tektonik (GITTINGER 1964), also eine kontinuierliche Absenkung zur Zeit der oberen Grenzschichten verantwortlich sein, zum andern könnte man hier (im Vergleich zu den anderen Profilen) an ein chronologisch späteres Einsetzen der «Keuperfazies» denken. Beide Möglichkeiten setzen ein lokales Tiefengebiet bzw. eine lokale Absenkung voraus.

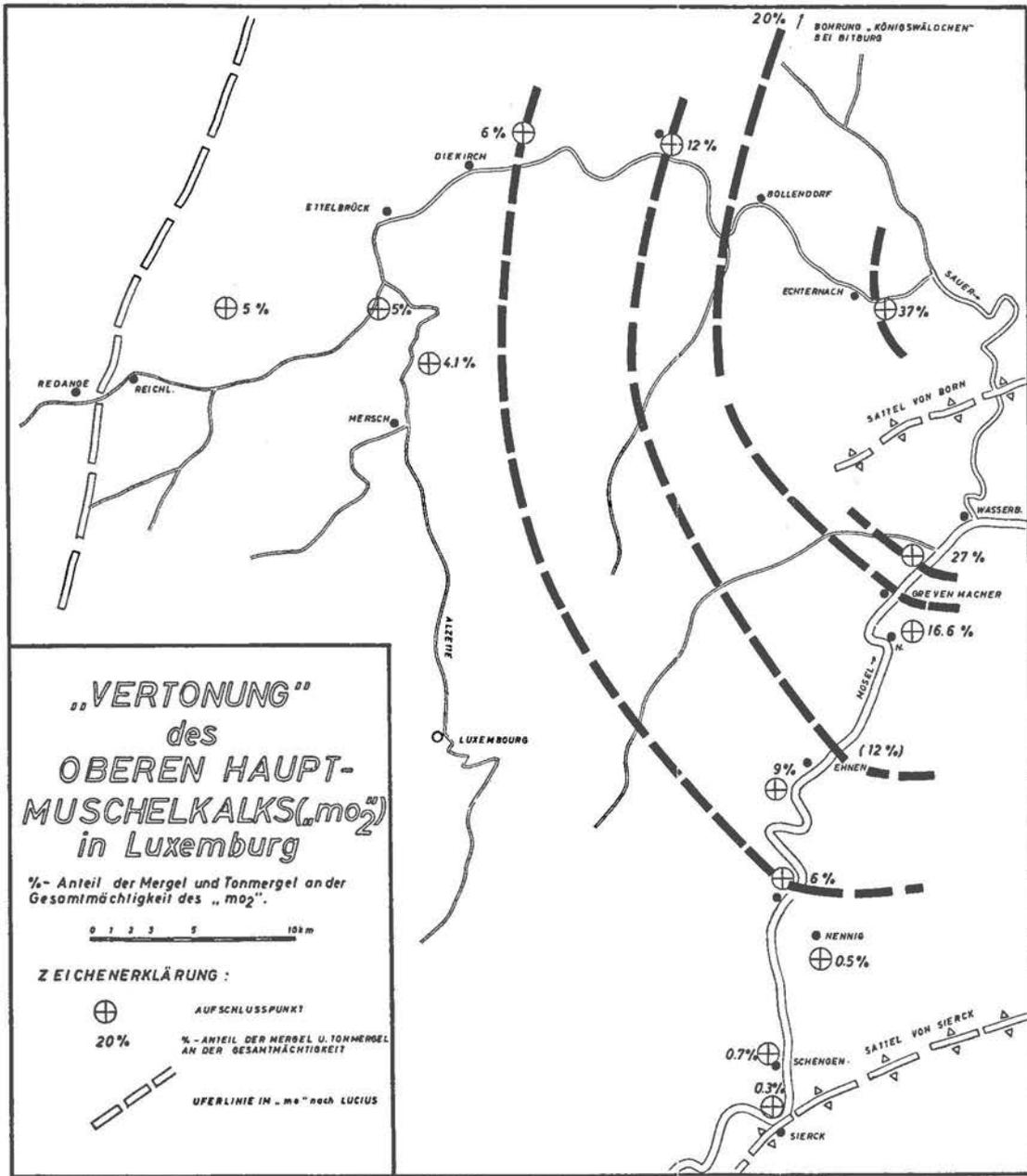


Abb. 5 Prozent-Anteil der Mergel und Tonmergel an der Gesamtmächtigkeit des «mo₂».

Aus Abb. 5 ist eine Abnahme des Tonanteils im Oberen Hauptmuschelkalk nach Westen in Richtung Ardennen, ebenso nach Süden in Richtung Siercker Schwelle, deutlich abzulesen. Die Abnahme des Tonanteils nach Westen erklärt sich mit der Annäherung an die Uferlinie des Muschelkalkmeeres. Dies wird z. B. auch in der Zunahme des grobklastischen Sedimentanteils deutlich (Abb. 10).

Die Abnahme des Tonanteils nach Süden, in Richtung Siercker Schwelle, muß jedoch andere Ursachen haben, da eine Randfazies in diesem Gebiet nicht ausgebildet ist. Betrachten wir die wesentlichen Veränderungen im Oberen Hauptmuschelkalk vom Beckentiefsten nach Süden in Richtung Siercker Schwelle. Im Bereich der Normalfazies — also im Bereich des Beckentiefsten — bleiben Glaukonit, Ooide und Trochiten auf den Trochitendolomit (« mo₁ ») beschränkt und dienen als Argumente zur Unterteilung des Oberen Muschelkalks in « mo₁ » und « mo₂ ». Nach Süden, in Annäherung an die Siercker Schwelle verwischen sich diese Gegensätze schon recht bald. Von Profil zu Profil wandert die Ooid-, die Glaukonit- und die Trochitenführung in immer höhere Horizonte des Oberen Hauptmuschelkalks hinauf — dazu Abb. 6.

Im Steinbruch « Stromberg » bei Contz-les-Bains (Bereich Siercker Schwelle) liegen beide Schichtglieder, « mo₁ » und « mo₂ » in der gleichen Fazies, einer ausgesprochenen Schwellerfazies vor. Auch die Häufigkeit der Ooidhorizonte nimmt in Richtung Siercker Sattel deutlich zu. Das Maximum der Dolomitmächtigkeiten wird in den Ceratitenschichten ungefähr bei Wellen-Nittel erreicht (Aufschluß « Reinbüsch » bei Wellen und « Kelsbach » gegenüber von Wellen), in den Grenzschichten verschiebt es sich weiter nach Süden in den Bereich von Ehnen (« Stirzenberg » bei Ehnen).

Nach dem Sedimentationsschema von STRACHOW erfolgt die Bildung der Ooide in unmittelbarer Küstennähe. Mit zunehmender Küstenentfernung ist unter gleichzeitiger Abnahme der Ooidbildung eine kontinuierliche Zunahme von organogenem und chemisch ausgefälltem Calciumkarbonat zu beobachten. Das Maximum dieser Ausfällung wird in der Mitte zwischen Küste und Schelfabhang erreicht, um dann in Richtung zur Tiefenregion wieder an Bedeutung zu verlieren. Die diagenetische Bildung des Glaukonits erfolgt nach STRACHOW am Schelfabhang, hauptsächlich in dessen oberem Drittel. Inwieweit ein derartiges Schema auf andere Gebiete übertragen werden kann, sei dahingestellt. So z. B. ist der Bildungsraum des Glaukonits noch immer stark umstritten. Außerdem können u. a. die Glaukonitkörner durch lokale Strömungen verdriftet werden, wie es wohl öfters im Trochitendolomit der Fall sein dürfte (Anhäufung von Glaukonit). Übertragen auf die Verhältnisse in Luxemburg läßt sich mit Sicherheit folgendes sagen: Das Wandern der Ooidführung etc. in immer höhere Horizonte bedeutet nichts anderes als einen Rückzug der Flachwasserfazies in Richtung auf die Siercker Schwelle. Bis zur Ablagerungszeit der oberen Ceratitenschichten reicht die Flachwasserfazies der Siercker Schwelle in den Raum von Ehnen (« Stirzenberg » bei Ehnen), zur Zeit der unteren Grenzschichten nur mehr bis Remich, in den oberen Grenzschichten bleibt sie auf die Siercker Schwelle beschränkt (« Stromberg » bei Contz, bei Schengen).

Das Maximum der Dolomitmächtigkeiten wandert mit der Flachwasserfazies nach Süden zur Schwelle hin.

Gleichzeitig vollzieht sich im Bereich des Beckens ein Vordringen der Tonmergelhorizonte nach Süden. Die Tonmergelhorizonte, die in den Ceratiten-

schichten von Wellen-Grevenmacher-Nittel nur im untersten Teil der Schichtfolge vorkommen, in den oberen Teilen (im Gegensatz zu den Profilen des Beckentiefsten) jedoch fehlen, schieben sich nun plötzlich zwischen die Dolomite der Grenzschichten ein (Profile « Reinbüsch » bei Wellen, « Kelsbach » gegenüber von Wellen u. a.).

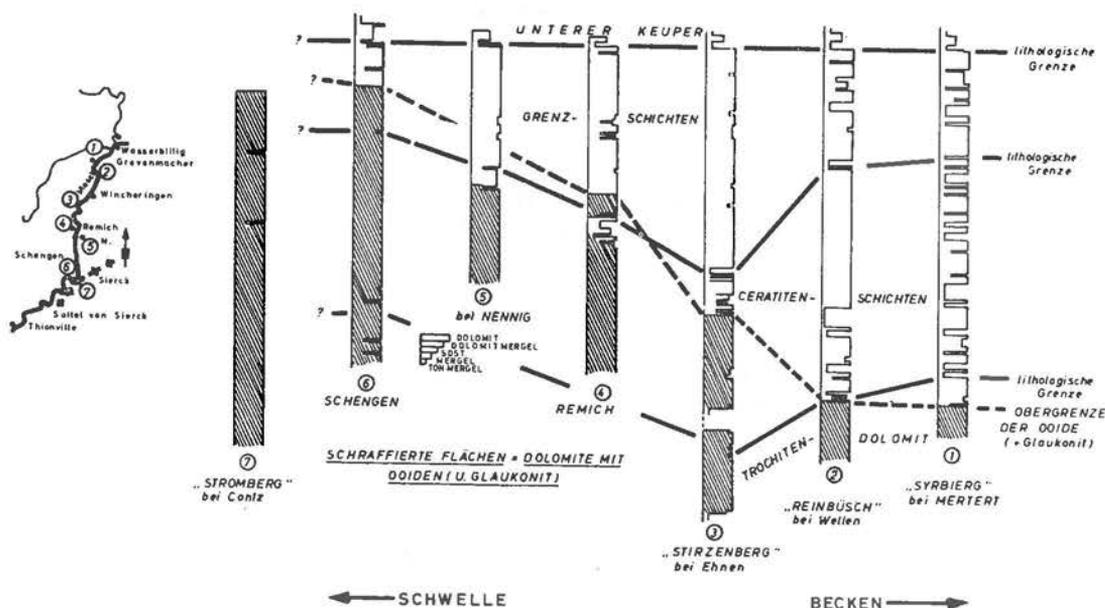


Abb. 6 Schematische Darstellung der Ooid- (und Glaukonitführung) im Oberen Hauptmuschelkalk der Normalfazies und Vergleich der Dolomitmächtigkeiten.

Zur Ablagerungszeit des Trochitendolomits müssen wir mit einem sehr flachen Sedimentationsbecken rechnen. Die Ausbildung des Trochitendolomits ist, wenn man von den eng begrenzten Räumen der Schwellen- bzw. Randfazies absieht, im ganzen Luxemburger Trog ungefähr gleich, die typischen Flachwassermerkmale (Ooide, Glaukonit, Trochiten, Schrägschichtungs- und Aufarbeitungshorizonte) sind fast in allen Trochitendolomitprofilen vertreten. Lediglich die Mächtigkeit des « mo₁ » schwankt in den einzelnen Bereichen. Erst zur Ablagerungszeit der Ceratitenschichten setzt also eine stärkere Differenzierung des Beckens ein. Die Flachwasserfazies zieht sich nach Süden bis auf die Höhe von Ehnen zurück, im Bereich des Beckentiefsten kommt es zur Ablagerung relativ mächtiger Tonhorizonte. Zur Ablagerungszeit der Grenzschichten weicht die Flachwasserfazies noch weiter in Richtung Schwelle zurück, im oberen Teil der Grenzschichten beschränkt sie sich auf das Gebiet der eigentlichen Schwelle. Gleichzeitig stoßen die Tonmergelhorizonte in den Grenzschichten weiter nach Süden in Richtung auf die Schwelle vor.

Diese Differenzierung läßt eine verlangsamte Senkung der Siercker Schwelle im Vergleich mit dem Gebiet des Beckentiefsten zur Ablagerungszeit des Oberen

Hauptmuschelkalks vermuten. Man könnte dabei an eine Kippung der Luxemburger Scholle um eine NW-SE verlaufende Achse denken.

Im Unteren Keuper scheint diese Entwicklung abgeschlossen zu sein. Die Mächtigkeit und die lithologische Ausbildung der Sandsteine und bunten Mergel des « ku_1 » bleibt von Grevenmacher im Norden bis Malling (Frankreich) im Süden nahezu konstant, der Einfluß der Siercker Schwelle auf die Sedimentation ist erloschen.

Das Beckentiefste verschiebt sich nach Süden und liegt im Unteren Keuper im Gebiet von Mertert-Langsur. Die vorwiegend klastischen Sedimente des « ku_1 » erreichen hier ihre weitaus größte Mächtigkeit (siehe Fazieskarte Abb. 11). Die biologische Fazies des sog. «Lettenkohlsandsteins» erlaubt uns für den unteren Teil des « ku_1 » eine weitere Differenzierung des Keuperbeckens. Die Wurzelböden im Bereich Canach-Oberdonven-Ehnen zeigen uns ein terrestrisches Hochgebiet an, das im Süden und Norden von einem schmalen, verbrackten (euryhaline Fossilien) und vermutlich sehr flachen Meere (Gezeitschichtung im Bereich Nennig-Rettel, Frankreich) umgeben war (Abb. 11). Dessen Küstenlinie können wir etwa westlich von Wallendorf annehmen, bei Wallendorf keilt der sog. «Lettenkohlsandstein» aus und ist weiter westlich vermutlich durch eine Schichtlücke bzw. durch terrestrische Äquivalente vertreten.

In den Bunten Mergeln des « ku_1 » verschiebt sich die Küstenlinie weiter nach Westen. Die letzten marinen bzw. brackischen Fossilien (*Rhizocorallium*) finden sich bei Cruchten/Alzette (Aufschluß «beim Bach» südlich von Cruchten). Die fossilileren « ku_1 » — Sedimente westlich der Alzette sind vermutlich terrestrische bzw. schwach saline Sedimente (Eindampfungsseen) wie die geochemischen Untersuchungen (Bor- und Sr-Gehalte, Mn:Fe-Verhältnis) gezeigt haben.

Noch flacher und ausgeglichener als zur Ablagerungszeit des sog. «Lettenkohlsandsteins» dürfte der Luxemburger Sedimentationstrog zur Ablagerungszeit des Grenzdolomits (« ku_2 ») gewesen sein. Lediglich mächtige Sandsteinpakete, die sich im Gebiet zwischen Wasserbillig und Herborn in die sonst einheitliche Tonmergel-Dolomitfolge einschieben (Abb. 13 und 14), erinnern noch an das Vorhandensein einer lokalen Absenkung.

Die Küstenlinie dürfte zur Ablagerungszeit der « ku_2 » — Sedimente noch weiter westlich als in den Bunten Mergeln des « ku_1 » gelegen haben. Marine (bzw. brackische) Fossilien finden wir in den « ku_2 » — Dolomiten bis etwa auf die Höhe von Diekirch (*Myophorien* u. a.), westlich davon liegt der « ku_2 » z. T. in der sog. «Zellendolomitfazies» vor, nach den Bor-Gehalten sind dies schwach saline Ablagerungen.

Interessant in diesem Zusammenhang ist eine Betrachtung der Sedimentationserscheinungen im Gebiet des Sattels von Born. Gleich dem Sattel von Sierck stellt er eine Wiederbelebung alter variszischer Elemente durch jüngere

Tektonik dar. Während wir jedoch im Bereich des Sattels von Sierck Hinweise auf ein Aufsteigen während der Ablagerungszeit des Oberen Hauptmuschelkalks haben, ergeben sich im Gebiet des Sattels von Born Argumente für eine Absenkung. Wie schon erwähnt, lag vermutlich das Beckentiefste des Oberen Hauptmuschelkalks ungefähr im Bereich von Echternach (-Mertert), im Unteren Keuper weiter südlich, ungefähr zwischen Mertert und Langsur. Wir können demnach eine « tektonische Reliefumkehr » im Gebiet des Sattels von Born annehmen.

4. Die Grenze Trochitendolomit (« mo₁ ») -- Oberer Hauptmuschelkalk (« mo₂ »). Dazu Abb. 7, 8 und 9

Bei der Grenzziehung Trochitendolomit — Oberer Hauptmuschelkalk wird am besten von der Gesamtheit der Merkmale der Gesteinsausbildung ausgegangen. Eine Grenzziehung dicht über dem Vorkommen der obersten Trochiten, wie sie z. B. SCHNEIDER (1957) im Saarland vornimmt, führt im Luxemburger Raum nicht zum Ziel, da die Trochiten in den oberen Bänken des « mo₁ » oft sehr selten sind. Auch die Abtrennung nach einer « Kalkbank von konglomeratischer Beschaffenheit », wie sie MAUBEUGE (1953) für das gleiche Gebiet erwägt, kommt ebensowenig in Betracht wie die Grenzziehung an einer Bonebedlage, wie es THEOBALD (1952) in Vorschlag bringt.

Im Gebiet der Normalfazies sind der Trochitendolomit und der Obere Hauptmuschelkalk in vieler Hinsicht voneinander verschieden. Die typischen Flachwasserkennzeichen des Trochitendolomits (Glaukonit, Ooide, Schrägschichtungslagen) verschwinden im Oberen Hauptmuschelkalk, ebenso die Trochiten. Den grobspätigen und kompakt gebankten Dolomiten des « mo₁ » stehen im « mo₂ » dünnbankige, helle, feinkristalline, zuckerkörnige Dolomite gegenüber. Der Kieselsäuregehalt (und damit die Verwitterungsbeständigkeit) nimmt vom Trochitendolomit zum Oberen Hauptmuschelkalk deutlich ab. Parallel zu diesen Unterscheidungsmerkmalen geht eine Vertonung, die an der Basis des « mo₂ » einsetzt und eine genaue Grenzziehung im Aufschluß erst ermöglicht.

In Richtung auf den Siercker Sattel verwischen sich, wie schon erwähnt, die Gegensätze recht bald, die Basistone des « mo₂ » erlauben jedoch eine sichere Grenzziehung bis etwa auf die Höhe von Palzem, wo wir die relativ mächtigen Basistone als 2 m dickes Dolomitmergelpaket wiederfinden (KULKE 1963). Im Bereich der Siercker Schwelle fehlen die Basistone ganz. Im P ofil « bei Schengen » lassen sich noch grobspätige, kompakte, trochitenführende Dolomite von feinkristallinen, hellen, trochitenarmen Dolomiten unterscheiden, im Profil « Stromberg » bei Contz ist die Angleichung soweit fortgeschritten, daß eine Unterteilung unmöglich ist.

Nach Westen lassen sich die Basistone des « mo₂ » bis in die Gegend von Reisdorf durchverfolgen und ermöglichen eine sichere Grenzziehung. Schwieriger wird es schon beim Profil « Fohrberg » bei Bettendorf, wo auf Grund des Vorkommens bzw. Fehlens von Trochiten eine vage Grenzziehung gerechtfertigt erscheint.

Weiter westlich bieten sich im Grenzbereich « mo₁ » / « mo₂ » keine Aufschlüsse mehr an. Westlich von Ettelbrück keilt der Trochitendolomit aus (LUCIUS).

KNAPP unterteilt den Hauptmuschelkalk der Eifel in « Trochitenschichten », « Tonplattenschichten » und « Oberen Dolomit ». Seine Grenze Trochitenschichten / Tonplattenschichten entspricht der hier beschriebenen Grenze « mo₁ » - « mo₂ ».

5. Der Obere Hauptmuschelkalk

5.1. Der Obere Hauptmuschelkalk im Gebiet der Normalfazies. Dazu Abb. 7 und 8

Der Obere Hauptmuschelkalk beginnt im Gebiet der Normalfazies mit einer Wechselfolge von Tonmergel-Dolomit, die er im Gebiet des Beckentiefsten (« Osweilerbour » bei Echternach, « Syrbierg » bei Mertert) bis zur Keupergrenze beibehält. Erst in Annäherung an die Siercker Schwelle bzw. an die Uferlinie des Muschelkalkmeeres ergeben sich fazielle Unterschiede, die eine Unterteilung in Ceratitenschichten und Grenzschichten rechtfertigen. Die Eigenschaften der Gesteine im Gebiet der Normalfazies (d. h. im Bereich des Beckentiefsten) seien kurz aufgezählt. Die sehr reinen Dolomite sind feinkristallin-zuckerkörnig, kieselsäurearm (Abb. 16), ebenso arm an Fossilien. Oft sind sie stark kavernös. Die etwa 6-10 cm langen, ovalen Kavernen, deren Boden z. T. mit wenigen mm rötlichem Ton ausgekleidet ist, können als typisch für die Dolomite des Oberen Hauptmuschelkalks im Gebiet des Beckentiefsten (« Osweilerbour », « Syrbierg ») bzw. für die Grenzschichten im Bereich Grevenmacher-Remich und Wallendorf angeführt werden. Im Profil « Osweilerbour » treten sie geradezu gehäuft auf. Diese Hohlräume sind anscheinend durch Auslaugung von Gipsanreicherungen entstanden, wofür noch nicht aufgelöste Gipsnester im Trochitendolomit bei Wasserbillig sprechen. Die Schichtober- und -unterseiten der Dolomite sind meist uneben wulstig und heben sich scharf von den hangenden bzw. liegenden Tonmergeln ab, kontinuierliche Übergänge von Tonmergel zu Dolomit sind selten.

Die Tonmergel sind graublau, graugrün, bei höheren Dolomitgehalten auch gelbgrau, z. T. schwach sandig und meist ohne Schichtungsmerkmale.

5.2. Die Veränderung des Oberen Hauptmuschelkalks vom Beckentiefsten in Richtung Siercker Schwelle. Dazu Abb. 7 und 10

Die einheitliche Wechselfolge Tonmergel-Dolomit des Beckentiefsten löst sich in Annäherung an die Siercker Schwelle schon auf der Höhe von Wellen in zwei lithologisch verschiedene Einheiten auf. Im unteren Teil, in den sog. « Ceratitenschichten » folgt über den Basistonen des « mo₂ » eine kompakte, 12 m mächtige Folge gut gebankter, zuckerkörniger Dolomite, die neben den typischen Kavernen die wulstigen Schichtober- und -unterseiten und vor allem die zahlreichen Tonzwischenlagen des Beckentiefsten vermissen lassen. Erst im oberen Teil, in den sog. « Grenzschichten » setzt sich die Fazies des Beckentiefsten wieder durch (Profile « Reinbüsch » bei Wellen, « Kelsbach » gegenüber von Wellen). Diese Entwicklung pflanzt sich in den Profilen « Stirzenberg » bei Ehnen und « bei Remich » fort. Im Profil « Stirzenberg » treten in den Ceratitenschichten die ersten Flachwasserkennzeichen (Ooide, Glaukonit) auf, im oberen Teil kommt Schrägschichtung in den Dolomiten hinzu. Die Grenzschichten behalten hier die Merkmale des Beckentiefsten im wesentlichen bei, die Tonmergelzwischenlagen lassen sich als Dolomitmergellagen noch erkennen. Bei Remich nimmt die Schrägschichtung der Dolomite in den Ceratitenschichten stark zu. Die Flachwasserfazies (Ooide) reicht hier bereits bis in den unteren Teil der Grenzschichten hinein. Der obere Teil der Grenzschichten schließt sich noch an die Entwicklung bei Ehnen an. Bei Nennig prägt sich der Gegensatz Ceratitenschichten / Grenzschichten am deutlichsten aus. Die vorwiegend schrägschichteten Ceratitenschichten erinnern mit ihren Ooidlagen, Glaukonitanhäufungen und Trochiten lebhaft an die Fazies des Trochitendolomits. Lediglich die feinkristalline Struktur der Dolomite trifft darauf nicht zu. Anders die Dolomite der Grenzschichten, in denen Glaukonit, Trochiten und Ooide fehlen. Zahlreiche Hohlräume herausgelöster Fossilisohlen geben den Dolomiten, vor allem im obersten Teil ein poröses Aussehen. Diese Dolomitfolge sieht aus wie der schwäbische *Trigonodusdolomit* bei Rottweil. Auch biofaziell läßt sich eine Parallele ziehen. In den Grenzschichten bei Nennig kommen neben anderen Fossilien *Laxonema Joh. Böhmi* und *Anaplophoro lettica* vor, zwei Faziesfossilien, die aus dem *Trigonodusdolomit* Schwabens beschrieben werden (SCHMIDT 1928). Die Ausbildung der Grenzschichten in der *Trigonodusdolomitfazies* beschränkt sich innerhalb des Untersuchungsgebietes auf den engeren Bereich von Nennig. Im Gebiet der Randfazies bei Niederfeulen (« Kochert » bei Niederfeulen) beschreibt LUCIUS in konglomeratischen Schichten *Trigonodus Sandbergeri*, sonst ergeben sich keine Hinweise auf das Vorhandensein der *Trigonodusdolomitfazies* im Luxemburger Raum (Abb. 10). (Nach älteren Arbeiten soll ungefähr im Luxemburger Raum und in angrenzenden Gebieten der oberste Teil des Muschelkalks in der *Trigonodusdolomitfazies* vorliegen, dazu siehe auch VOLLRATH 1959, S. 100, Abb. 24).

Im Profil Schengen fallen in den Ceratitenschichten Horizonte mit Dolomitgeröllen auf. Die Ooid- und Schrägschichtungen der Ceratitenschichten

reichen hier bereits weit in die Grenzschichten hinein. Aber erst im Profil « Stromberg » bei Contz tritt eine typische Schwellenfazies im Oberen Hauptmuschelkalk auf. Die im folgenden kurz beschriebenen Beobachtungen beruhen neben den Aufnahmen im Gelände im wesentlichen auf einer Reihe von Anschliffen und Dünnschliffen aus diesem Aufschluß.

Die Flachwasserkennzeichen (Ooide, Glaukonit, Schrägschichtungslagen) verteilen sich hier auf den ganzen Oberen Muschelkalk (soweit aufgeschlossen), ebenso die Trochiten. Schrägschichtung kennzeichnet vor allem den unteren Teil des Profils, der vermutlich ein Äquivalent der Trochitendolomitfazies ist. Hardgrounds, oder besser gesagt, Aufarbeitungshorizonte und Horizonte mit Dolomitgeröll sind ebenfalls in der ganzen Profilabfolge zu finden, vorzugsweise im unteren Teil. Über die Strömungsverhältnisse geben abgerollte Trochiten und Schillbänke (z. T. mit Dachziegellagerung) Auskunft. Kennzeichnend für den oberen Teil des Profils sind 1/4 - 1 mm dicke Sandsteinlagen zwischen den kompakten Dolomiten; sie lassen im Verwitterungsbild die Dolomite als feingeschichtete Sedimente erscheinen. Sandsteinbänke treten im Zusammenhang mit der Siercker Schwelle im Trochitendolomit zwischen Rettel und Hunting (Aufschluß « Im Zelterholz »), in den obersten Ceratitenschichten von Remich und Ehnen und in den Grenzschichten bei Malling (südlich von Rettel/Frankreich) auf; es scheint also jeweils am « Fuß » der Schwelle zu Sandablagerungen zu kommen. Hinweise auf eine Verbindung zwischen den Sandsteinschaltungen im Kerngebiet der Schwelle (« Stromberg ») und diesen Sandbänken am « Fuß » der Schwelle bestehen zwar nicht, ein Zusammenhang ist jedoch wahrscheinlich.

Fassen wir alle diese Beobachtungen zusammen, so prägt sich für das Kerngebiet der Siercker Schwelle ein Bild aus, das uns in ähnlicher Art vom Beispiel der Bahamabänke (PURDY 1963, NEWELL & RIGBY 1957) her schon geläufig ist.

Die Sedimentation im Kerngebiet der Schwelle (« Stromberg-Profil ») erfolgte unter geringer Wasserbedeckung (Ooide, Schrägschichtungslagen) und z. T. bei starker Strömung (abgerollten Trochiten, Lagerung der Schillbänke, Schrägschichtung in den Dolomiten, Sandeinschaltungen, Dolomitgeröllhorizonte), zeitweilig ist sogar ein Trockenfallen im Kerngebiet der Schwelle anzunehmen (Aufarbeitungshorizonte, Dolomitgerölllagen). Aber nicht nur durch die Gesteinsfazies kommt man zu diesem Schluß. In horizontal verkieselten Partien, die vor allem für den oberen Teil des « Strombergprofils » kennzeichnend sind, haben sich Algen überliefert, die mit Kleinformen von Schnecken (kleiner als 1 mm) vergesellschaftet sind, dazu kommen noch verkieselte Ooide. Im Bereich der Verkieselungssäume sind diese Algenstrukturen häufig auch in den Dolomiten zu beobachten. Aus der Lofen-Fazies des Dachsteinkalkes (in den sog. « Lofenriten ») beschreibt FISCHER (1966) Algenmatten, die ebenfalls mit Schnecken vergesellschaftet sind. In Anlehnung an GINSBURG 1957 und 1960 (fide FISCHER 1966) nimmt er eine Entstehung unter Flachwasserbedingungen evt. sogar im Gezeitenbereich an.

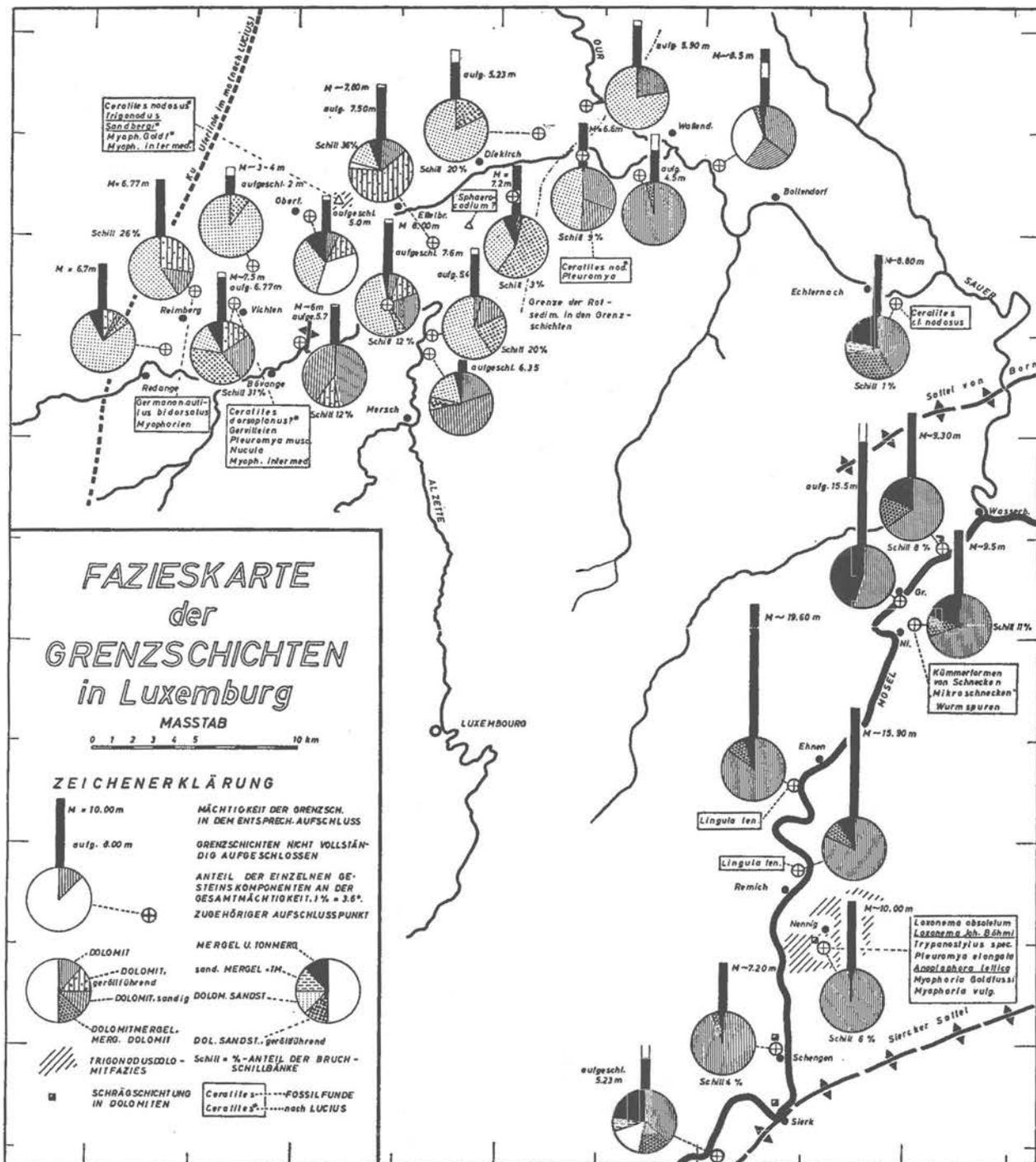


Abb. 10.

Zur Ergänzung der Profilvereihe soll das Grenzschiehtenprofil südlich der Siercker Schwelle bei Malling (Frankreich) dienen. Die Flachwassermerkmale des Schwellengebietes sind hier bereits verschwunden. Die Tonmergel-Dolomitfolge erinnert an die Fazies des Beckentiefsten. Die Existenz der Siercker Schwelle zeigt sich nur mehr in kompakten Sandsteinbänken (Abb. 7, Profil 1), die

wir z. B. im Trochitendolomit südlich von Rettel in ähnlicher Ausbildung wiederfinden.

Die Siercker Schwelle bildete im Gebiet Sierck-Nennig zur Ablagerungszeit des Vogesensandsteins (« s m ») eine Uferzone mit einem reliefreichen Hinterland (LUCIUS 1948). Im Oberen Buntsandstein war das Gebiet eingeebnet, einzelne Klippen wurden erst zur Ablagerungszeit des Muschelsandsteins (« mu ») überflutet (KULKE 1963). Im Mittleren Muschelkalk (« mm ») ist die ganze Schwelle von einem Sedimentmantel bedeckt. Zur Ablagerungszeit des Oberen Muschelkalks (« mo ») setzt wahrscheinlich eine erneute Hebung bzw. Wiederbelebung der Schwelle ein, die bis in die Grenzschichten anhält (Ausbildung einer Schwellenfazies). Im Unteren Keuper ist diese Entwicklung abgeschlossen, wie wir aus den Mächtigkeiten und der biologischen Fazies des « ku » ablesen können.

5.3. Die Veränderung des Oberen Hauptmuschelkalks vom Beckentiefsten nach Westen in Richtung auf die Ardennen. Dazu Abb. 8, 9 und 10

Bei Annäherung an die Ardennen treten im Oberen Hauptmuschelkalk schon bei Wallendorf nennenswerte fazielle Unterschiede auf. Die einheitliche Tonmergel-Dolomitfolge des Beckentiefsten überliefert sich nur noch in den Ceratitenschichten und trägt hier z. T. schon die Merkmale einer Flachwasserfazies (Ooide, Glaukonit). In den Dolomiten der Grenzschichten sind die Flachwassermerkmale noch ausgeprägter (Ooide, Glaukonit, Schrägschichtung). Die Tonmergellagen des Beckentiefsten lassen sich nur noch schwer in den einzelnen Dolomitmergellagen der Grenzschichten erkennen (eine vollständige Profildarstellung des « mo₂ » bei Wallendorf gibt KNAPP 1961).

Weiter westlich, auf der Höhe von Moestroff-Hoesdorf setzt eine Entwicklung ein, die praktisch für den ganzen Oberen Hauptmuschelkalk der Randfazies Geltung besitzt: Die Dolomite der Grenzschichten werden durch vorwiegend klastische Sedimente abgelöst, während die Ceratitenschichten weiterhin als Flachwasserdolomite vorliegen.

Die Veränderung der Ceratitenschichten in Richtung zur Uferlinie erinnert in manchem an die Entwicklung des Oberen Hauptmuschelkalkes in Richtung auf die Siercker Schwelle. Eigentlich erst in den randlichsten Profilen macht sich der Einfluß des Festlandes durch Versandung der Dolomite und zunehmende Rotsedimentation bemerkbar. Die Grenzschichten dagegen präsentieren sich als eine vom Festland stark beeinflusste Sedimentserie. Die Kennzeichen festländischer Sedimentation schieben sich zur Ablagerungszeit der Grenzschichten weit in das marine Becken vor. Auch die Rotsedimentation, in den Ceratitenschichten auf einen schmalen Randsaum beschränkt, greift in den Grenzschichten weit in das Becken hinein. Wir sehen also, daß wir schon allein durch den

unterschiedlichen Einfluß des Festlandes zwei grundverschiedene Sedimenttypen erhalten, deren Unterscheidung selbst in den randlichen Profilen keine Schwierigkeiten bereitet.

Die Ausbildung der Ceratitenschichten westlich Wallendorf im Bereich von Reisdorf, Diekirch-Colmar schließt sich eng an die Entwicklung bei Wallendorf an. Am « Fohrberg » bei Bettendorf gehen die Flachwasserkennzeichen (Glaukonit, vereinzelt Ooide) durch die ganze Schichtfolge hindurch, die Tonmergelzwischenlagen des Beckentiefsten lassen sich noch als Dolomitmergellagen erkennen. Auch in den Profilen « Kieselbach » bei Nieder-Schieren und Colmar-Usines ist der Einfluß des Festlandes noch nicht zu spüren. Die gleichen hellen, glaukonitischen und z. T. flasrigen Dolomite dieser beiden Aufschlüsse finden wir am « Herrenberg » bei Diekirch wieder. Die Mächtigkeit der Ceratitenschichten reduziert sich hier bereits auf 8 m (LUCIUS). Die eigentliche Randfazies der Ceratitenschichten setzt erst westlich von Ettelbrück ein. Am « Lopert » bei Ettelbrück sind die Ceratitenschichten durch buntangelaufene, steinmergelartige Dolomite und Mergel (mit *Ceratiten*) vertreten (LUCIUS). Bei Oberfeulen liegen die Ceratitenschichten, wenigstens ihr oberer Teil, als glaukonitische, rotgefleckte Dolomite vor. Nordöstlich von Bövingen (« bei Boevange ») ist am Talhang der Attert ein Teil des « mo₂ » aufgeschlossen. Im unteren Teil, der möglicherweise die Ceratitenschichten vertritt, liegen die rot und grünlich gefärbten Dolomite in der sog. « Zellendolomitfazies » des Grenzdolomits (« ku₂ ») vor, ein einmaliger Fall in Luxemburg. (Der Aufschluß liegt im Bereich einer kleinen tektonischen Aufwölbung (LUCIUS), vermutlich wirkte sich diese jüngere tektonische Anlage schon zur Ablagerungszeit der Ceratitenschichten auf die Sedimentation aus).

Der Einfluß des Festlandes setzt sich eigentlich erst bei den ufernahen Profilen der Ceratitenschichten durch. Im Profil « Weidenwiesen » bei Vichten und « Schankengraecht » bei Reimberg sind die Ceratitenschichten durch rote, sandige Dolomite — dolomitische Sandsteine vertreten, dazu kommen zahlreiche Bruchschillagen. In der « Hundsgraecht » bei Platen vertritt eine fossillere, sandige Dolomitbank vermutlich die letzten marinen Äquivalente der Ceratitenschichten. westlich davon keilen die Ceratitenschichten aus.

Die Entwicklung der Grenzschiefer nach Westen ist vor allem durch den stark zunehmenden Einfluß des Festlandes auf die Sedimentation geprägt. Schon auf der Höhe von Moestroff-Hoesdorf (Profil « Galgenberg » bei Moestroff) verzahnt sich die dolomitische Fazies der Grenzschiefer mit der sandigen Fazies, dem sog. « Gilsdorfer Sandstein ». Der Gilsdorfer Sandstein ist ein mittelgrobkörniger Sandstein mit einem oft stark schwankenden Karbonatgehalt (3-58 Gew. %). Schrägschichtung, Rippelmarken, Einreglung von Muschelschalen und Kieselgeröllagen lassen auf eine Ablagerung und Entstehung in strömendem Wasser schließen. Diese Sandsteinfazies ist ungefähr entlang einer Linie von Bettendorf (NE) nach Merzig (SW) entwickelt, (sie findet sich ebenso im Tal der Alzette z. T. wieder). Aufschlüsse: « Niederberg » bei Gentingen, « Fohrberg » bei Bettendorf, « Gemeinebusch » bei Bettendorf, « Broderbour » bei Gilsdorf, im

« Hardt » bei Diekirch, « auf der Nuck » bei Ettelbrück und im Steinbruch « Gilson » (bei Merzig). Die einheitliche Ausbildung der Grenzschichten entlang dieser Aufschluß-Linie läßt auf einen Festlandszufluß schließen, der sich im marinen Bereich als Sandsteinzug weit in das marine Becken hinein fortsetzte (Gilsdorfer Sandsteinzug).

Beiderseits dieser Linie verändert die « sandige » Fazies der Grenzschichten ihre Ausbildung schon auf geringste Entfernungen; die Sandsteine werden durch Dolomite verdrängt, die grobklastische Sedimentation bleibt jedoch in allen Profilen erhalten. So sind z. B. südöstlich von Ettelbrück (Aufschluß « Kieselbach » bei Nieder-Schieren) die Grenzschichten durch eine Folge von fast weißen Dolomiten vertreten, die in einzelnen Horizonten Kieselgerölle führen. Oft kann man auch von Konglomeratlagen mit dolomitischen Bindemittel sprechen. Einen Eindruck, wie stark das Verhältnis Dolomit-Sandstein jeweils von Aufschluß zu Aufschluß wechseln kann, vermittelt die Fazieskarte Abb. 10.

Die ufernahen Grenzschichtenprofile « Weidenwiesen » bei Vichten und « Schankengraecht » bei Reimberg setzen sich aus Sandsteinen und konglomeratischen Dolomiten bzw. Schilldolomiten zusammen. In der « Hundsgraecht » bei Platen überliefert sich davon noch eine dünne, konglomeratische Dolomitbank mit Fossilsteinkernen. Weiter westlich keilen die marinen Äquivalente der Grenzschichten aus.

Der starke Gegensatz Ceratitenschichten — Grenzschichten, der sich vor allem, wie man sieht, durch den unterschiedlichen Einfluß des Festlandes auf die Sedimentation ausprägt, läßt gleichzeitig eine Belebung des Festlandreliefs und damit der Erosion an der Wende Ceratitenschichten — Grenzschichten vermuten.

6. Der Untere Keuper (dazu Abb. 11, 12, 13 und 14)

Der Übergang von der marinen Epoche des Oberen Muschelkalks zur kontinentalen Epoche des Mittleren Keupers spiegelt sich in den marinen und kontinentalen Elementen des Unteren Keupers in Luxemburg wieder.

Das unterste Glied des « ku », der sog. « Lettenkohlsandstein » besitzt mit seinen marin-brackischen und terrestrischen Horizonten bereits deutlichen Keupercharakter. Die darüber folgenden « Bunten Mergel » des « ku₁ » bestehen aus buntfarbenen, terrestrischen und schwach salinaren Sedimenten. Den Abschluß des Unteren Keupers bildet der sog. « Grenzdolomit » (« ku₂ »), dessen fossilführende Dolomite wiederum einen zunehmenden marinen Einfluß erkennen lassen. Er leitet zu den hochsalinaren Ablagerungen des Mittleren Keupers über.

6.1. Die Grenze Muschelkalk - Keuper

Die Grenze Muschelkalk - Keuper ist in Luxemburg, wie schon erwähnt, rein fazieller Natur. Die vorwiegend karbonatischen Sedimente des Muschelkalks werden durch die vorwiegend klastischen Sedimente des Unteren Keupers ab-

gelöst. Parallel dazu geht ein biofazialer Umschlag von vorwiegend marinen zu euryhalinen Fossilien an dieser Grenze vorstatten.

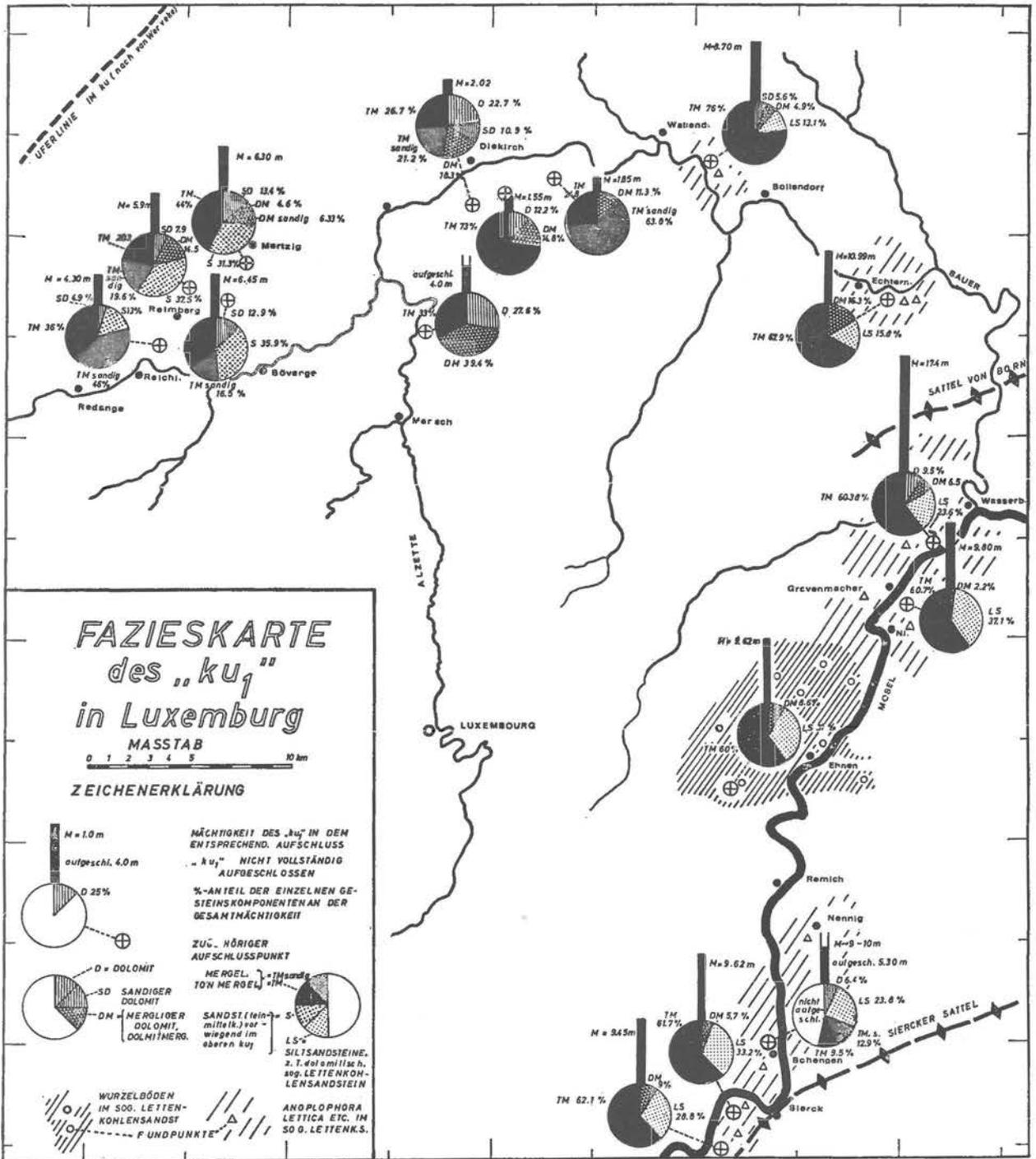
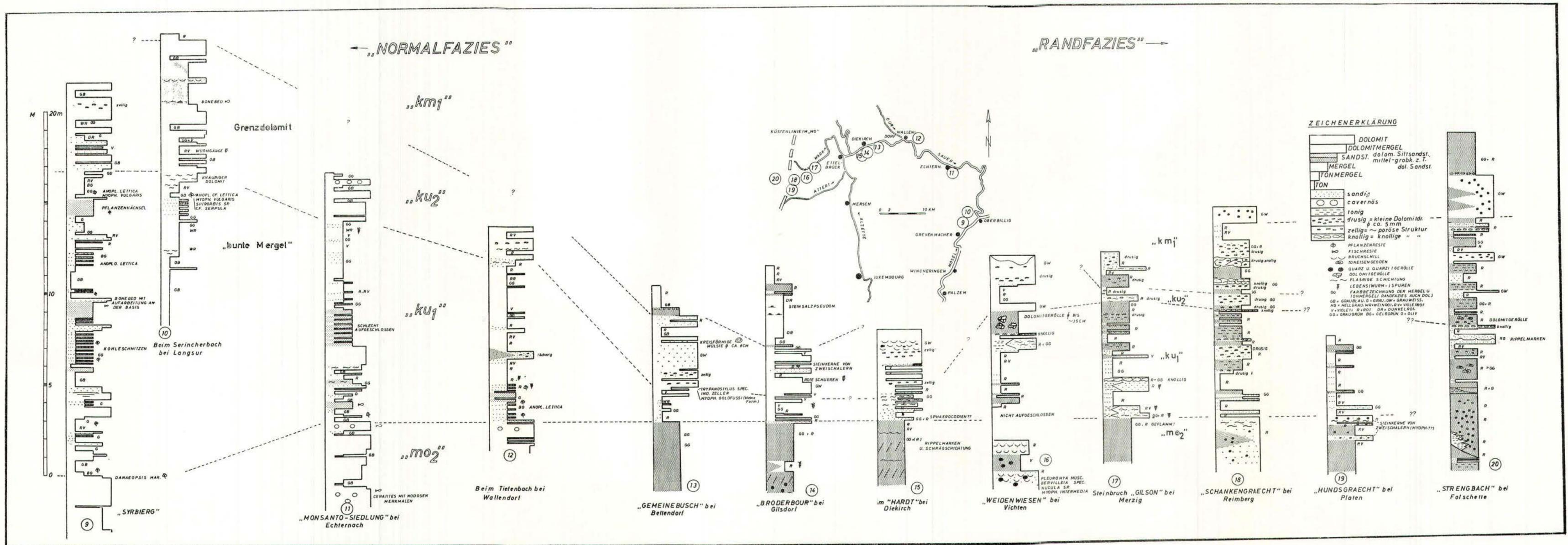


Abb. 11.



Als Zeitgrenze kann sie in Luxemburg nicht gefaßt werden, am ehesten noch im Profil « Syrbierg » bei Mertert, wo WILLE (mündliche Mitteilung) die Grenze durch palynologische Untersuchungen einengen kann. Sie fällt dort ungefähr mit der lithologischen Grenze zusammen.

Mit ziemlicher Sicherheit erfolgte dieser Fazieswechsel an verschiedenen Stellen zu verschiedener Zeit, er ist also in der Randfazies älter als in der Normalfazies. Einen Hinweis auf das ungefähre Alter des Faziesumschlages geben die Funde von *Ceratites nodosus* und ein Fund von *Ceratites dorsoplanus* (LUCIUS) aus den Grenzschichten der Randfazies. Demnach setzte der Faziesumschlag frühestens im obersten Drittel der Oberen Ceratitenschichten RIEDELS ein.

Interessante Zusammenhänge ergeben sich bei der Betrachtung des unmittelbaren Grenzbereichs Muschelkalk - Keuper im Gebiet der Normalfazies. Im Gebiet des Beckentiefsten im Unteren Keuper (« Syrbierg » bei Mertert) gehen die Muschelkalkdolomite kontinuierlich (über mergelige Dolomite - Dolomitmergel) in sandige, pflanzenhäckselführende Tonmergel über. Schon die mergeligen Dolomite enthalten Blattfragmente von *Danaeopsis marantacea*. Weiter südlich bei Wellen (« Reinbüsch ») heben sich die Keupertone scharf von den Muschelkalkdolomiten ab. Der Muschelkalk endet hier mit einem Kondensationshorizont (Fe 5,61 Gew. %, Mn 0,112 Gew. %, CaCO_3 34,9 Gew.%, MgCO_3 3,3 Gew. %), der z. T. in dünne Bonebedlagen übergeht. Noch weiter südlich, etwa auf der Höhe von Wormeldingen - Ehnen schließt der Muschelkalk mit einer Schillbank ab, die lokal (bei Gostingen) schlecht gerundete Dolomitgerölle (NEUMANN-REDLIN 1967), also die Merkmale einer Aufarbeitung, führt. Bei Nennig ist der Übergang « mo » / « ku » wiederum schroff, Aufarbeitungserscheinungen fehlen jedoch. Im Gebiet der Siercker Schwelle (bei Schengen) haben wir einen kontinuierlichen Übergang Muschelkalk/Keuper, euryhaline Fossilien finden sich schon in den obersten Muschelkalkdolomiten. In den Profilen NNW des Beckentiefsten bei Echternach (« Monsanto-Siedlung ») und bei Wallendorf haben wir gleiche Verhältnisse wie etwa bei Nennig. In der Ausbildung der Muschelkalk/Keupergrenze (in engerem Sinne) deutet sich also schon eine Entwicklung an, die später durch die Biofazies des sog. « Lettenkohlsandsteins » viel deutlicher zum Ausdruck kommt — wir finden ein terrestrisches Hochgebiet (Wurzelböden), das im Norden und Süden von einem vermutlich flachen Meere umgeben war (*Anoplophora lettica*, Pflanzenhäcksel), dazu Abb. 11.

6.2. Der sog. « Lettenkohlsandstein » (= sandig-dolomitische Basisschichten (ku_{1a}) des Arbeitskreises Luxemburg 1967, siehe NEUMANN-REDLIN 1967)

Die Ausbildung der Schichtfolge ist im Gebiet der Normalfazies recht einheitlich. Die Eigenschaften der Gesteine seien kurz aufgezählt. Die Fein-Schluffsandsteine sind gut, z.T. plattig gebankt und haben einen stark wechselnden

Karbonatgehalt (6,4-33 Gew. %), ebenso wechselt die Farbe je nach Dolomitgehalt von grüngrau zu gelb. Sie gehören nach ihrer biologischen Fazies verschiedenen Ablagerungsbereichen an (Abb. 11).

Die Tonmergel sind graublau-graugrün, im Gebiet der Wurzelböden (« bei Greiveldingen ») violett-rotviolett. Oft finden wir eine Feinschichtung Tonmergel-Sandstein (bei Rettel und bei Nennig), die an Gezeitenschichtung erinnert. In Annäherung an das Beckentiefste des Unteren Keupers schieben sich zusätzlich Dolomitbänke in die Tonmergel-Sandsteinfolge ein (« Reinbüsch » bei Wellen, « Monsanto-Siedlung » bei Echternach), im Bereich des Beckentiefsten (« Syrbierg » bei Mertert) tragen diese Dolomite z. T. die typischen Kennzeichen der Muschelkalkdolomite (u. a. Kavernen und uneben wulstige Schichtflächen). Parallel dazu nimmt der Tonmergelanteil der Schichtfolge und der Karbonatgehalt der Sandsteine in Richtung zum Beckentiefsten zu.

Im Profil « Syrbierg » überwiegen die Tonmergel und Dolomite; die Sandsteine liegen z. T. als sandige Dolomite vor (Abb. 11). Nach Westen in Richtung Ardennen sind im Profil « Tiefenbach » bei Wallendorf die letzten Äquivalente des sog. « Lettenkohlsandsteins » vertreten, in den Profilen westlich davon (« Gemeinebusch », « Broderbour » etc.) bestehen die geringmächtigen Sedimente zwischen dem Muschelkalk und Grenzdolomit (« ku_2 ») aus Tonmergeln und dünnen Dolomitlagen, auch die Keuperprofile im Tal der Alzette (z. B. beim « Bach », südlich von Cruchten) zeigen die gleiche Entwicklung wie im Raum Gilsdorf etc.

Sandsteine treten erst in den randnahen Keuperprofilen wieder auf, und zwar nicht im unteren Teil des « ku_1 », sondern direkt unter den Dolomiten des « ku_2 », so daß eine Gleichstellung mit dem « Lettenkohlsandstein » kaum in Frage kommen dürfte (im Gegensatz zu LUCIUS). Der « Lettenkohlsandstein » scheint vielmehr westlich von Wallendorf, also in Richtung Ardennen, auszuweichen. Darauf deutet auch ein Aufschluß im Muschelkalk - Keuper - Grenzgebiet bei Brecht in der Eifel (siehe KNAPP 1961) hin. (Zum Zeitpunkt der Geländeaufnahmen war hier der gesamte Untere Keuper durch eine Straßenverbreiterung aufgeschlossen). Die Schichtfolge zwischen Muschelkalk und Grenzdolomit (« ku_2 ») besteht hier vorwiegend aus bunten, (überwiegend roten) Tonmergeln, in die sich geringmächtige sandige Partien einschieben. Der « Lettenkohlsandstein » ist vermutlich durch eine ca. 20 cm dicke Sandsteinbank mit *Anoplophora lettica* vertreten. Also auch hier scheint der « Lettenkohlsandstein » auszuweichen. Das westliche Festland kommt deshalb als Liefergebiet für die Sandsteine des « Lettenkohlsandsteins » kaum in Frage. Die Frage nach der Herkunft dieser Sandsteine bleibt offen, eine Lösung könnte das Beispiel des Schilfsandsteins nach WURSTER (1964) geben.

6.3. Die Bunten Mergel des « ku_1 »

Die Bunten Mergel des « ku_1 » bestehen im Gebiet der Normalfazies aus einer Folge von düsterbunten Mergeln und dünnen, z. T. fossilführenden Dolomit-

bänken. Geringmächtige Sandeinschaltungen treten in allen Horizonten auf. In Annäherung an das Beckentiefste nimmt der Sandgehalt in den Bunten Mergeln stark zu («Acht» bei Wellen), im Bereich des Beckentiefsten («Syrbiert» bei Mertert) sind pflanzenführende Sandsteinhorizonte häufig. Nach Westen in Richtung auf die Ardennen reduziert sich die Mächtigkeit der Schichtfolge auf kürzeste Entfernung, (Abb. 11), in den Profilen zwischen Reisdorf-Moesdorf (Alzettetal) und Diekirch bestehen die Sedimente zwischen dem Muschelkalk und Grenzdolomit («ku₂») aus einer geringmächtigen Folge von Tonmergeln und dünnen Dolomitlagen. Erst in den «randnahen» Profilen macht sich der Einfluß des Festlandes wieder stärker bemerkbar, im unteren Teil der Schichtfolge zwischen «mo₂» und «ku₂» überwiegen sandige Tonmergel und Dolomite, im oberen Teil mittel-grobkörnige Sandsteine, die lokal («Weidenwiesen» bei Vichten) große Dolomitgerölle führen.

Westlich dieser Aufschlüsse kann diese Schichtfolge nicht mehr unterschieden werden (Aufschluß «Strengbach» bei Folschette).

6.4. Der Grenzdolomit («ku₂»), dazu Abb. 14

Die recht einheitliche Wechselfolge von hellen Dolomiten und graublauen Tonmergeln ist im Gebiet der Normalfazies fast überall gleich ausgebildet. Lediglich im Gebiet von Langsur-Herborn unterbrechen relativ mächtige Sandsteinbänke die eintönige Schichtfolge. Nach Westen nimmt die Mächtigkeit und der Tonmergelanteil der Schichtfolge rasch ab, die typischen Schilldolomite des «ku₂» bleiben bis auf die Höhe von Diekirch erhalten («Hardt» bei Diekirch). Hier finden wir lokal Quarz- und Quarzit-Gerölle in den Dolomiten des Grenzdolomits. Das für den Grenzdolomit von Crailsheim (Baden-Württemberg) beschriebene «ku₂» — Faziesfossil *Trypanostylus* sp. ind. ZELLER (SCHMIDT 1928) findet sich im Grenzdolomit Luxemburgs sowohl im Bereich der Normalfazies (Einbruchstrichter südlich von Grevenmacher), als auch im Bereich der Randfazies («Gemeinebusch» bei Bettendorf).

Bei Ettelbrück entwickelt sich aus dem dichten Grenzdolomit ein kavernöser, bunter, vielfach mit Geröllen durchsetzter Dolomit, der sog. «Zellendolomit» (Steinbruch an der Straße von Bissen nach Boevange, «Schankengraecht» bei Reimberg, Steinbruch «Gilson» bei Merzig). Diese Fazies ist jedoch nicht bei allen «randnahen» Grenzdolomitprofilen ausgebildet, der «ku₂» ist z. T. auch als dichter, heller Dolomit, also in seiner «normalen» Fazies ausgebildet (Straßenanschnitt beim «Lellingerhof», SW von Colmar-Usines, «Weidenwiesen» bei Vichten). Vermutlich ist diese unterschiedliche Ausbildung in einem relativ engen Bereich auf verschiedene Ablagerungsbedingungen zurückzuführen.

(Die Bezeichnung «Zellendolomit» (LUCIUS) ist an sich für diese Fazies des «ku₂» unzutreffend. Die Dolomite sind nicht zellig, sondern von einer Vielzahl kleinster, ovaler, ca. 1-5 mm langer Dolomitdrusen erfüllt, die dem Gestein

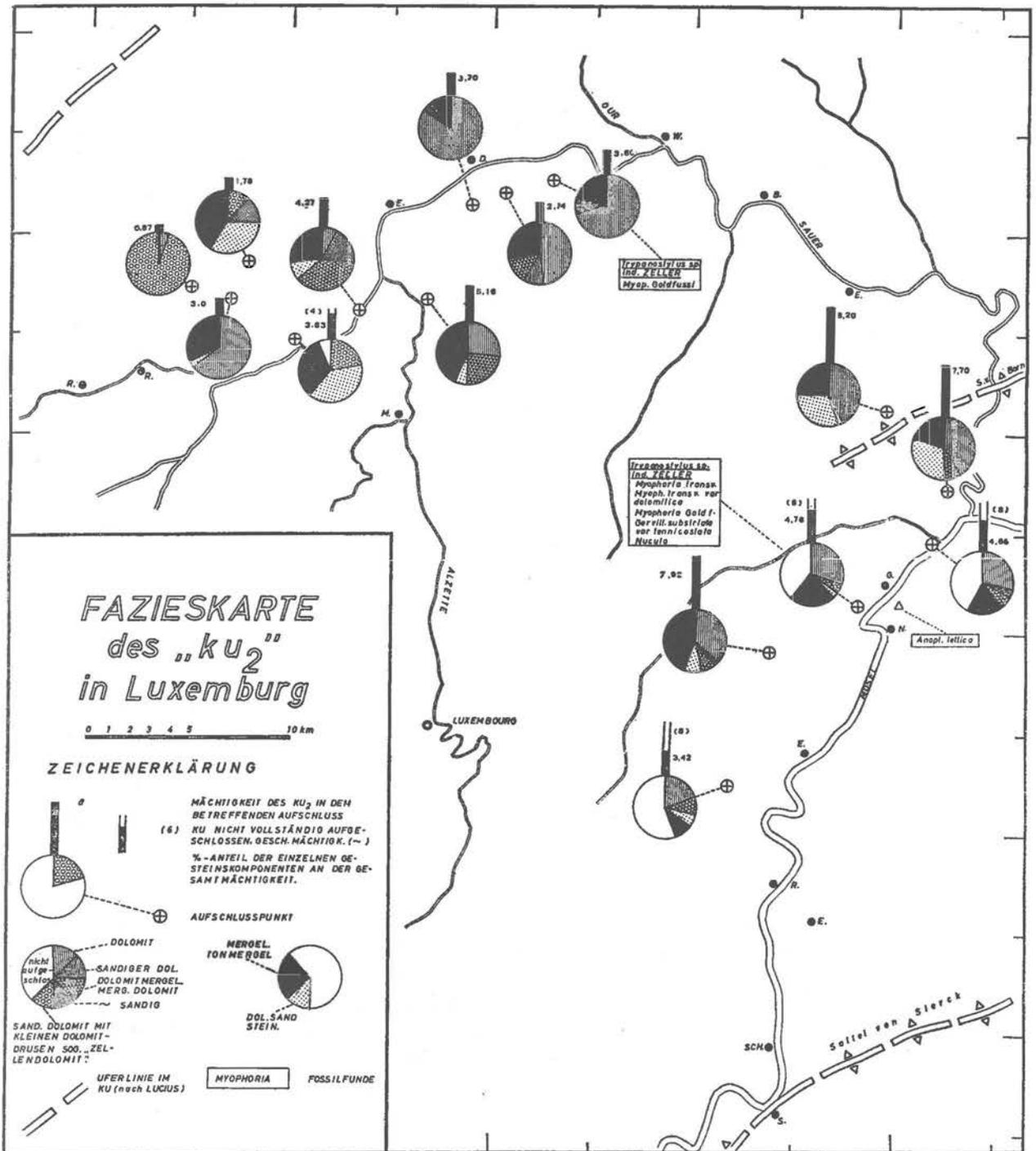


Abb. 14.

das Aussehen eines « versteinerten Badeschwamms » geben; es müßte deshalb richtiger « Drusendolomit » zu dieser Fazies gesagt werden).

In der gleichen drusigen Fazies liegen z. T. auch die dolomitischen Sandsteine des « ku_1 » (« Schankengraecht » bei Reimberg, « Gilson » bei Merzig) vor. Eine sichere Abtrennung des « Zellendolomits » bereitet deshalb Schwierigkeiten. Westlich der beiden genannten Profile ist der Grenzdolomit nicht mehr abzutrennen (« Strengbach » bei Folschette).

Die Grenze zum Hangenden der Schichtfolge, dem sog. « Pseudomorphosenkeuper » (« km_1 ») wurde jeweils an der letzten Dolomitbank des « ku_2 » gezogen. Darüber folgen bunte Mergel mit Gipsbändern und Steinsalzpseudomorphosen, die diese lithologische Abtrennung rechtfertigen, (z. B. Profil Echternacher Brück, siehe NEUMANN-REDLIN 1967).

II. CHEMISCHE GESTEINSAZIES

1. Zur Dolomitisierung des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers in Luxemburg

Die Entstehung der Dolomite des Muschelkalks und Keupers zwischen Nied (Saarland) und Ardennen ist schon seit langem Gegenstand zahlreicher Arbeiten (u. a. COHEN 1882, VAN WERVEKE 1915/16, LUCIUS 1948).

Vor allem steht die Frage, ob die Dolomitisierung primär oder sekundär sei, im Vordergrund. VAN WERVEKE faßt die Möglichkeit einer sekundären Dolomitisierung ins Auge, die Zufuhr von Magnesium erklärt er durch Mineralquellen, welche an Spalten und Verwerfungen aufgestiegen seien. Diese Darstellung wird wiederum von GOETZ (1915) bestritten, der eine primäre Ausfällung in einem seichten Meer annimmt. Mit noch größerer Entschiedenheit und weniger Vorbehalten tritt auch LUCIUS für eine primäre Entstehung der Dolomite ein, sie sollen in einem flachen, geschlossenen Meere direkt ausgefällt worden sein. Er begründet seine These damit, daß der Dolomitgehalt der Sedimente eine regionale und nur auf die Stufen der Trias beschränkte Erscheinung sei. Tatsächlich sind uns Dolomitisierungserscheinungen im Lias und Dogger Luxemburgs fremd. Die genannten Arbeiten stützen sich nur auf eine sehr geringe Anzahl von chemischen Analysen. Bei geochemischen Untersuchungen wird am besten von einer Statistik der Beobachtungen ausgegangen, dadurch können Fehlschlüsse aus rein zufälligen Zusammenhängen weitgehend ausgeschlossen werden. Etwa 1500 Proben aus dem Oberen Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper Luxemburgs wurden auf ihren Ca- bzw. Mg-Gehalt hin untersucht, (die

komplexometrische Analysenmethode siehe unter «Arbeitsverfahren» 2a). Der chemischen Analyse sind Beobachtungen im Dünnschliff und Anschliff zur Seite gestellt, allerdings brachten Anfärbeversuche mit Alizarinrot-S keine brauchbaren Ergebnisse, die angefärbten Sedimente waren durchweg dolomitisch.

1.1. Untersuchungsergebnisse

In Abb. 15 sind die Ca- und Mg-Analysenwerte für den Oberen Hauptmuschelkalk dargestellt. Die Werte sind jeweils auf das Mol-Verhältnis Ca : Mg der Dolomite umgerechnet. In dieser Darstellung heben sich deutlich Bereiche mit einem Mg-Überschuß bzw. -Unterschluß ab. Im Gebiet der Randfazies zwischen Reichlingen und Ettelbrück finden wir durchweg stöchiometrische Dolomite (nach der chemischen Analyse), in den Profilen «Weidenwiesen» bei Vichten und Oberfeulen sogar einen geringen Mg-Überschuß ($\text{Ca}_{49.1}\text{Mg}_{50.9}$ bzw. $\text{Ca}_{49.9}\text{Mg}_{50.1}$). Von der Randfazies nimmt in Richtung auf das Beckentiefste der Mg-Anteil der «Dolomite» deutlich ab, im Gebiet des Beckentiefsten (bei Echternach) finden wir den geringsten Mg-Anteil im «mo₂» ($\text{Ca}_{56.9}\text{Mg}_{43.1}$). Vom Beckentiefsten in Richtung Siercker Schwelle steigt der Mg-Anteil wieder kontinuierlich an und erreicht in den Grenzschichten bei Remich ein Maximum ($\text{Ca}_{49}\text{Mg}_{51}$). Weiterhin können wir eine vertikale Änderung des Mg-Anteils der «Dolomite» feststellen (gleiche Abb.). Die Dolomite, (korrekter die kalkigen Dolomite nach RUCHIN 1958) des Trochitendolomits im Bereich der Normalfazies (eingeklammerte Werte) haben einen geringeren Mg-Anteil als die Dolomite des Oberen Hauptmuschelkalks. Ebenso nimmt der Mg-Anteil von den Ceratitenschichten zu den Grenzschichten z. T. zu (so z. B. bei Remich: Ceratitenschichten $\text{Ca}_{52.1}\text{Mg}_{47.9}$, Grenzschichten $\text{Ca}_{49}\text{Mg}_{51}$). Diese vertikale Zunahme des Mg-Anteils in den Dolomiten vom «mo₁» zu den Grenzschichten ist nicht kontinuierlich, sondern nur auf der Basis der statistischen Mittelwerte zu erfassen. Das geht z. B. aus Abb. 16 hervor, (das Ca : Mg-Verhältnis ist hier als Gew. % - Verhältnis dargestellt, ein stöchiometrischer Dolomit hätte demnach die Zusammensetzung Ca : Mg = 1 : 0,84).

Eine vertikale Zunahme des Mg-Anteils der Sedimente vom Oberen Hauptmuschelkalk zum Unteren Keuper ist nicht gegeben. Im Bereich der Normalfazies (Abb. 17) neigen die Sedimente mit hohen Karbonatgehalten zu kalkigen Dolomiten, mit Abnahme des Karbonatgehaltes steigt gleichzeitig der Mg-Anteil in den Sedimenten an, bei niederen Karbonatgehalten nähert sich das Verhältnis Ca : Mg der Idealzusammensetzung eines stöchiometrischen Dolomits.

Im Gebiet der Randfazies (Abb. 18) liegen die Analysenwerte vom «mo₂» bis zum Mittleren Keuper alle im Bereich der Ideal-Linie der stöchiometrischen Dolomitzusammensetzung.

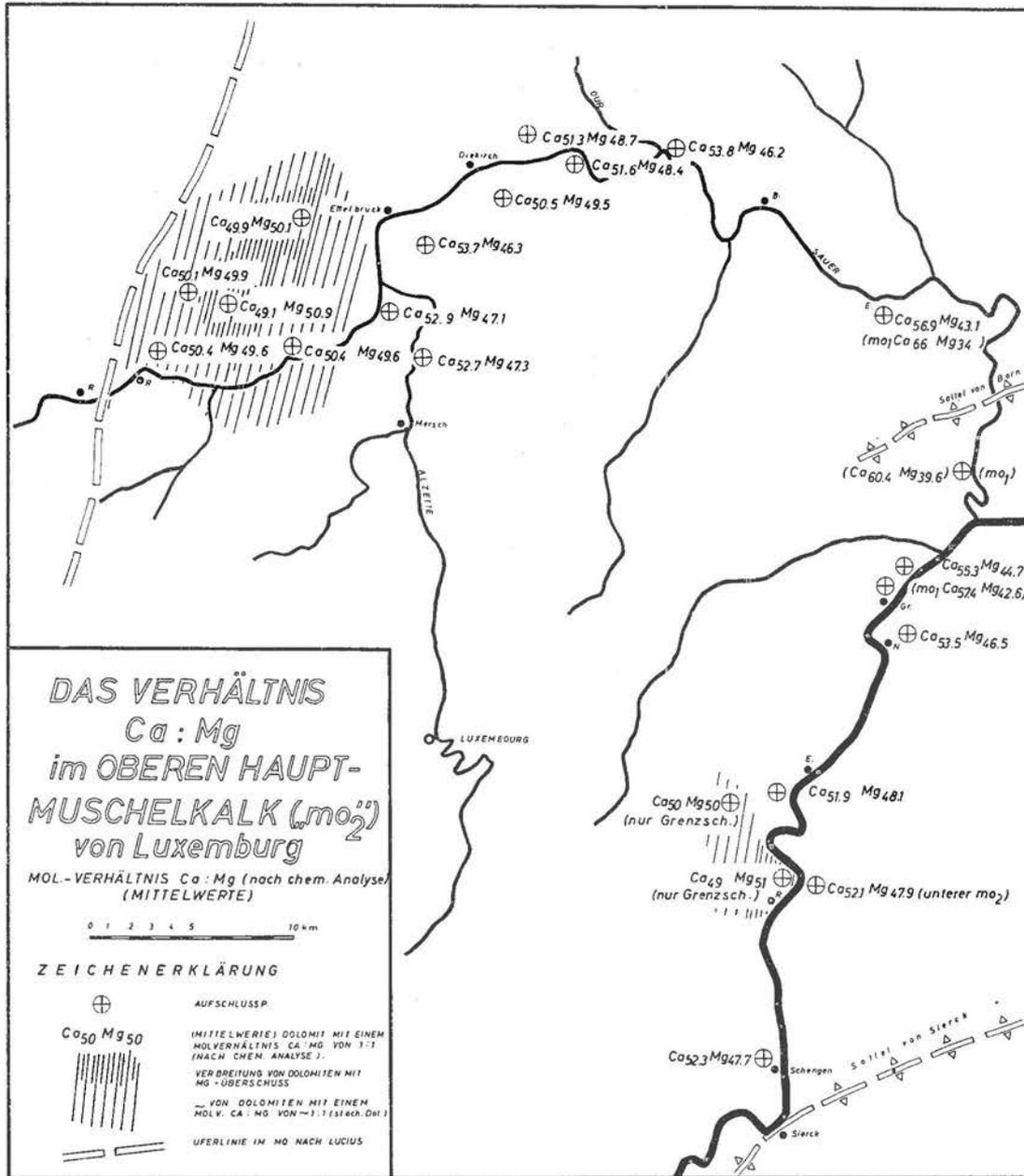


Abb. 15 Das Mol-Verhältnis Ca : Mg (nach der chemischen Analyse) der karbonatischen Gesteine im Oberen Hauptmuschelkalk.

Die mehr oder weniger vollständige Dolomitisierung der Muschelkalksedi-
mente klingt südöstlich der Siercker Schwelle sehr rasch aus. SCHNEIDER
(1957) beschreibt aus dem Trochitenkalk der Merziger Mulde (Saarland) noch
MgO-Gehalte zwischen 0,3 und 12%, im Gebiet der Saargemünder-Pfälzer
Mulde sind nur noch die Bruchschillkalke schwach dolomitisiert (3 -6% MgO),

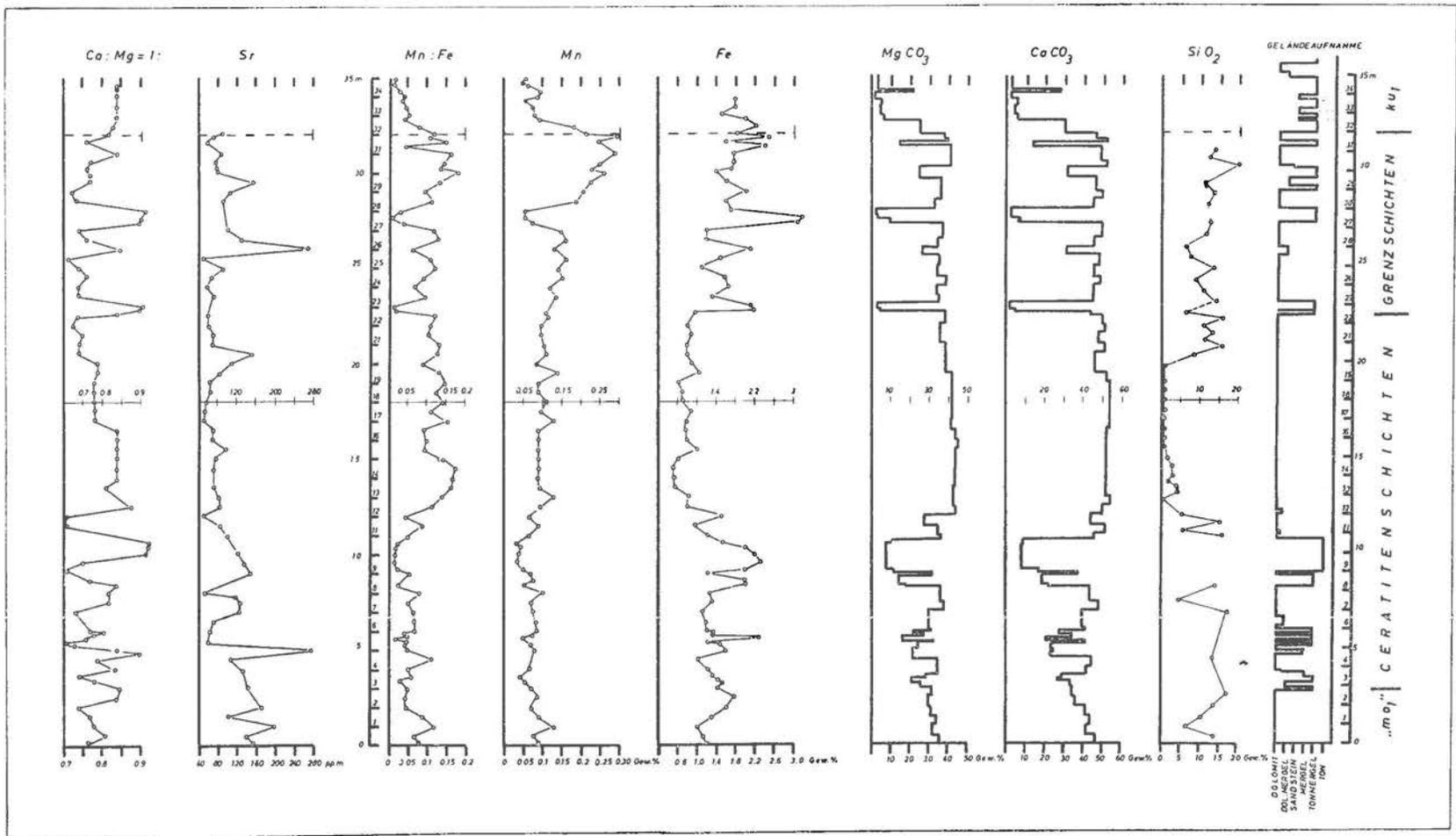


Abb. 16 Oberer Hauptmuschelkalk der Normalfazies, Aufschluß « Reinbüsch » bei Wellen.

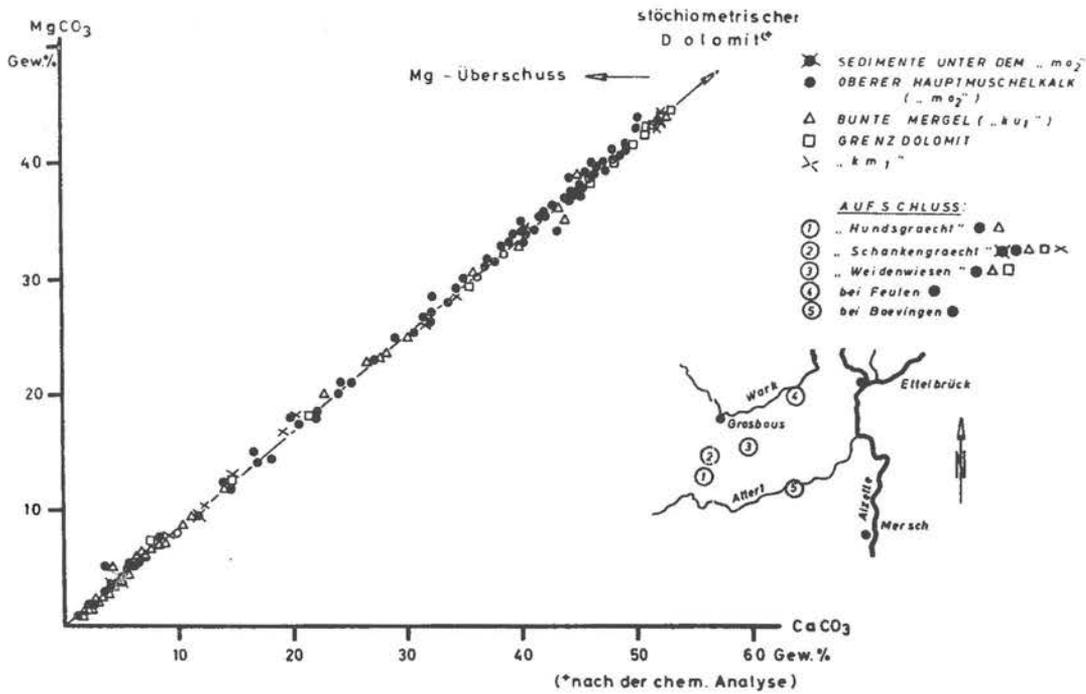


Abb. 17 Das Verhältnis $CaCO_3 : MgCO_3$ der Sedimente des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers im Bereich der Normalfazies.

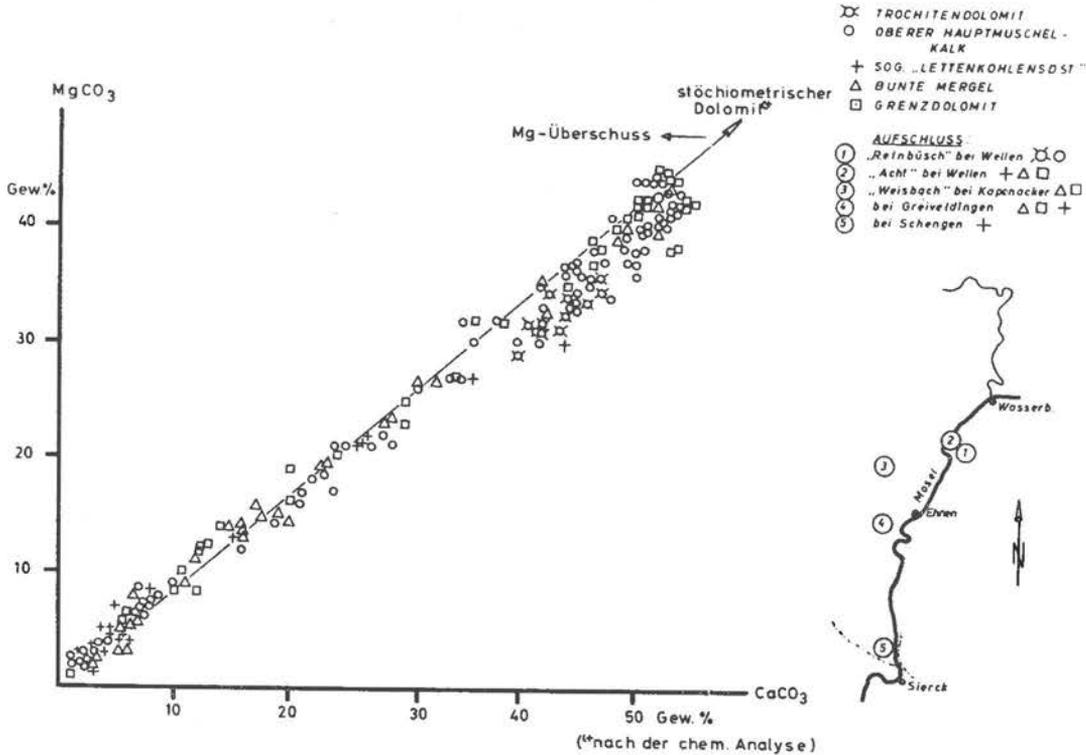


Abb. 18 Das Verhältnis $CaCO_3 : MgCO_3$ der Sedimente des Oberen Hauptmuschelkalks, des Unteren Keupers und des Mittleren Keupers (unterster Teil) im Bereich der Randfazies.

die oolithischen Kalke weisen nur mehr sehr geringe MgO-Gehalte von 0,05 - 0,80% auf. (Da mit Hilfe der Röntgenanalyse Calcium-Gehalte unter 5% nicht mehr genau erfaßt werden können, stimmen die Karbonatwerte der chemischen Analyse mit den Werten der entsprechenden Röntgenanalyse (siehe S. 70 und S. 71) nicht immer überein. Die bei der Röntgenanalyse angegebenen Werte sind außerdem Schätzwerte.)

1.2. Deutung der Ergebnisse

Auf die Frage, ob die Dolomitisierung der Muschelkalk- und Keuper-Sedimente in Luxemburg frühdiagenetisch (also primär) oder spätdiagenetisch (sekundär) ist, geben uns die vorliegenden Analysenwerte keine Auskunft. Für eine Interpretation erscheint deshalb eine nähere Betrachtung der Sedimentationsverhältnisse Mg-haltiger Karbonate im marinen Bereich notwendig.

Die frühdiagenetische Bildung rezenter Dolomite ist uns aus verschiedenen Teilen der Erde bekannt. WELLS (1962) fand in der Umgebung der Halbinsel Qatar (Persischer Golf) im Gezeitenbereich Protodolomite mit der Zusammensetzung $Ca_{54}Mg_{46}$. Die Salinität der Porenwässer beträgt hier etwa 28%. Andere rezente Dolomitbildungen werden von den Bahama-Inseln und den Florida-Keys beschrieben (SHINN 1964, SHINN, GINSBURG & LLOYD 1964). Ihre Entstehung erfolgte ebenfalls unter hochsalinaren Bedingungen. Ebenso bilden sich die rezente Dolomite auf der Insel Bonaire/Niederländische Antillen in hyperhalinen Seen. DEFFEYES, LUCIA & WEYL (1964) beschreiben hier Karbonatsedimente, die aus Aragonit, Calcit und Dolomit bestehen. Der Dolomitgehalt der Sedimente kann bis auf 95% ansteigen. Weitere rezente Dolomitvorkommen sind aus dem Gebiet der Young-Husband-Halbinsel (Südastralien) bekannt (ALDERMANN 1959, SKINNER 1963). Die Dolomitentstehung erfolgt hier in hyperhalinen Lagunen.

Die Primär-Dolomite der rezente Vorkommen sind im allgemeinen Protodolomite. Sie entstehen nicht durch direkte Fällung aus wässriger Lösung indem ihr Löslichkeitsprodukt überschritten wird, sondern metasomatisch aus kristallinem Kalziumkarbonat durch Mg-Aufnahme aus den Lösungen im frühdiagenetischen Stadium.

Den grob-zuckerkörnigen Dolomiten des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers in Luxemburg mit ihrem mehr oder weniger zerstörten, aber noch kenntlichen Gefüge und mit Fossilien kann kaum eine derartige Entstehung zugrunde gelegt werden. Schon das Vorkommen stenohaliner Fossilien (*Ceratiten*) schließt eine frühdiagenetische Dolomitbildung nach dem Modell der rezente Dolomite aus. Dagegen sprechen auch Umlösungserscheinungen an Ooiden und Fossilstrukturen. Die Ooide liegen zu einem großen Teil als sog. « Pseudoooide » vor, das sind runde, mesokristalline Gebilde in einer kryptokristallinen Grundmasse. An den hin und wieder auftretenden Glaukonitkernen erkennt man die wahre Natur dieser Gebilde. Im « mo_2 » bei Nennig hat sich der

innere Schalenbau der Ooide sogar z. T. noch erhalten. Die Algen und Kleinschnecken des Schwellengebietes überliefern sich nur in verkieselten Partien, in den Dolomiten nur im Bereich der Verkieselungssäume. Abdrücke von *Ceratiten* (also Aragonitschalern) sind in den Dolomiten der Normalfazies äußerst selten und meist sehr schlecht erhalten, in den sandigen und tonigen Sedimenten der Randfazies sind Ceratitenfunde relativ häufig, vermutlich auch eine Folge einer sekundären Dolomitisierung. Man könnte hier noch die Erhaltung der Trochiten und anderer Fossilien anführen, was sich nach dem vorher Gesagten wohl erübrigt. Eine spätdiagenetische Dolomitisierung darf als sicher gelten.

Offen bleibt die Frage nach dem «Wie». Die Dolomite Luxemburgs dürften sich aus Kalken gebildet haben. Dieser Vorgang kann sowohl während der Frühdiagenese als auch im Stadium der Spätdiagenese stattfinden. Wie wir gesehen haben ist eine Dolomitisierung im Stadium der Spätdiagenese wahrscheinlich. Die vorliegenden Analysenwerte zeigen, daß diese spätdiagenetische Dolomitisierung sowohl großräumig (Luxemburg) als auch in eng begrenzten Schichtbereichen (Trochitenkalk des Saarlandes) in den Karbonatgesteinen und karbonatischen Sedimenten auftreten kann. Nach USDOWSKI (1967) ist die sekundäre Dolomitisierung als Reaktion von Kalken mit zirkulierenden Porenlösungen aufzufassen. Das für die Dolomitisierung erforderliche Mg geht bei der Verwitterung der Gesteine in Lösung und wird durch Flüsse ins Meer transportiert. Aus dem Meerwasser wird im wesentlichen CaCO_3 abgeschieden, das mit vorkonzentriertem Meerwasser reagieren und frühdiagenetischen Dolomit bilden kann. Das für die spätdiagenetische Dolomitisierung benötigte Mg befindet sich in Porenwässern. Es stammt teilweise aus dem Meerwasser, das bei der Sedimentbildung im Porenraum eingeschlossen wurde. Weiteres Mg gelangt durch die allochemische Umkristallisation von organisch gebildeten Mg-*Calciten* in die Porenlösungen. Diese Darstellung der Dolomitisierung von USDOWSKI ist sehr einleuchtend, beantwortet jedoch nicht die Frage, warum sich die sekundäre Dolomitisierung auf bestimmte Gebiete und Schichtfolgen beschränkt.

Eine Möglichkeit unter vielen anderen zur Lösung dieser Frage ist die Refluxionshypothese von ADAMS & RHODES (1960). Übertragen auf die Verhältnisse in Luxemburg spricht für eine derartige Annahme der «lagunäre» Charakter des Muschelkalkmeeres in Luxemburg, das vermutlich durch die Siercker Schwelle, wenigstens während der Ablagerungszeit des Oberen Muschelkalks, mehr oder weniger vom Lothringer Becken etc. getrennt war.

Überhaupt scheint die Siercker Schwelle eine sehr wichtige Rolle bei der sekundären Dolomitisierung der Gesteine im Luxemburger Raum gespielt zu haben. Jenseits der Schwelle, also in Richtung Saarland, nimmt der Mg-Anteil in den karbonatischen Sedimenten sehr rasch ab und erreicht im Trochitenkalk der Saargemünder-Pfälzer Mulde nur noch unbedeutende Werte, diesseits der Schwelle, also im Luxemburger Raum, liegen die Gesteine mehr oder weniger als Dolomite vor. Wenigstens im Oberen Muschelkalk trennt die Siercker Schwel-

le vermutlich das Luxemburger Muschelkalkmeer vom Lothringer Becken mehr oder weniger ab. In dieser Zeit könnte eine Vorkonzentration von Mg im Meerwasser diesseits der Schwelle (also im Luxemburger Raum) stattgefunden haben, damit wäre auch die lokale Erscheinung der sekundären Dolomitierung in bestimmten Gebieten erklärt.

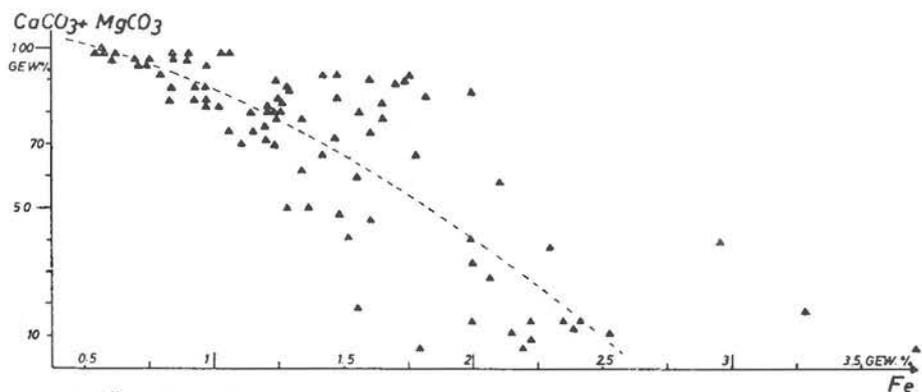
Man ist leicht geneigt die fossileren, feinkörnigen Dolomite im unteren Teil des « ku₁ » der Randfazies (« Schankengraecht » bei Reimsberg) als Primärdolomit anzusehen. Die äußerst geringen Sr-Gehalte (Abb. 35) und das Verhältnis Mn : Fe (Abb. 34 und 35) deuten auf eine Entstehung der Dolomite im nichtmarinen Bereich hin, die Bor-Gehalte auf eine hohe Salinität des Absatzmediums (dazu Abb. 41). Eine Entstehung der Dolomite in diesem Bereich, ähnlich dem Modellfall der Dolomite der Etoschapfanne in Südafrika (GEVERS 1930) ist möglich, jedoch nicht näher zu belegen, da sonst keine Hinweise darauf vorliegen.

2. Die Fe-Gehalte des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers in Luxemburg

Im Gegensatz zu den zahlreichen Arbeiten über die sedimentären Eisenerzlagerstätten und deren Genetik gibt es über die Verteilung des Eisens in den Sedimenten sehr wenig Arbeiten. Speziell für den Muschelkalk und Keuper in Luxemburg werden meist nur einzelne Analysenwerte angeführt, die man in keinen Zusammenhang bringen kann. Es schien deshalb sinnvoll, eine nähere Untersuchung der Verteilung des Eisens in den einzelnen Faziesgebieten vorzunehmen. Untersucht wurde nur der salzsäurelösliche Fe-Anteil der Sedimente, (die Analysenmethode siehe unter Arbeitsverfahren 2b). Um Fehlschlüsse aus rein zufälligen Zusammenhängen auszuschalten, geht die Untersuchung wiederum von einer Statistik der Beobachtungen aus. Die rund 1600 Analysenwerte sind (hauptsächlich) statistisch aufbereitet und dargestellt. Die Auftrennung der Fe-Werte in Fe²⁺ und Fe³⁺ war aus analytischen Gründen nicht möglich. Die in Frage kommenden Bestimmungsmethoden schienen für eine Serienbestimmung entweder zu umständlich oder aber zu ungenau.

2.1. Untersuchungsergebnisse

Die Fe-Gehalte (die Aussage bezieht sich jeweils nur auf den salzsäurelöslichen Fe-Anteil der Sedimente, siehe oben) der einzelnen Sedimenttypen hängen unmittelbar vom jeweiligen Karbonat- bzw. Ton-Gehalt der Probe ab (Abb. 19). Zu einem statistischen Vergleich sollten deshalb nur Sedimente mit gleichen oder ähnlichen Karbonatgehalten herangezogen werden. In Abb. 20 sind die Fe-Gehalte (Mittelwerte) der einzelnen « mo₂ » — Aufschlüsse zusam-



ABHÄNGIGKEIT DER FE - GEHALTE VOM KARBONATANTEIL (bzw. Ton-
anteil). Beispiel: mo_2 Wellen „Reinbüsch“.

Abb. 19.

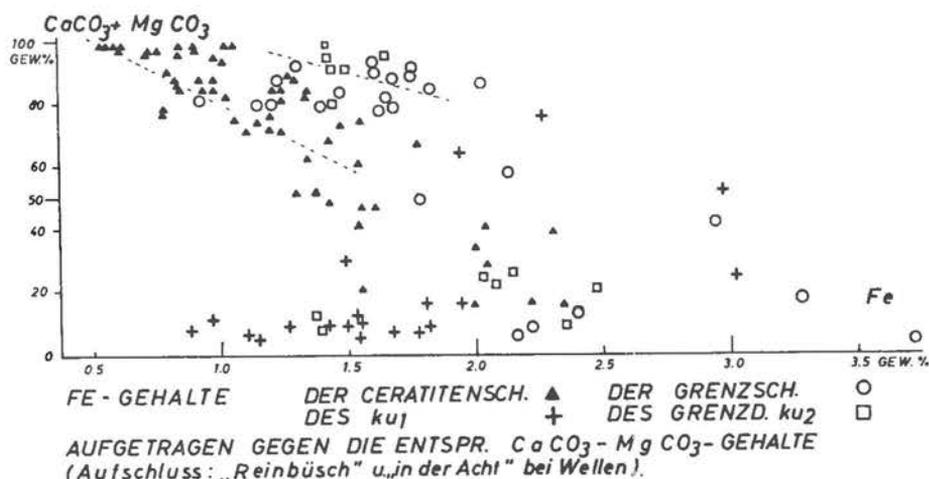


Abb. 23.

mengefaßt. Berücksichtigt sind bei dieser Darstellung nur die Sedimente mit einem Karbonatgehalt von über 70 Gew.%. Auch in der Größenordnung von 70-100 Gew.% Karbonat ist noch eine Abhängigkeit der Fe-Gehalte vom Karbonatgehalt gegeben, der Fehler wird jedoch weitgehend durch die Statistik aufgehoben.

Die Darstellung zeigt uns relativ niedrigere Fe-Gehalte im Gebiet der Uferlinie (« Schankengraecht », « Hundsgraecht »), die zunächst beckenwärts noch weiter abnehmen (« Weidenwiesen », bei Oberfeulen). Erst von hier aus erfolgt eine kontinuierliche Zunahme der Fe-Gehalte in Richtung zum Beckentiefsten, im Bereich des Beckentiefsten (bei Echternach) erreichen die Fe-Gehalte ein Maximum. Vom Beckentiefsten zur Siercker Schwelle nehmen die Fe-Gehalte wiederum gleichmäßig ab und erreichen im Gebiet der Siercker Schwelle (bei Schengen) ungefähr die Größenordnung wie an der Uferlinie.

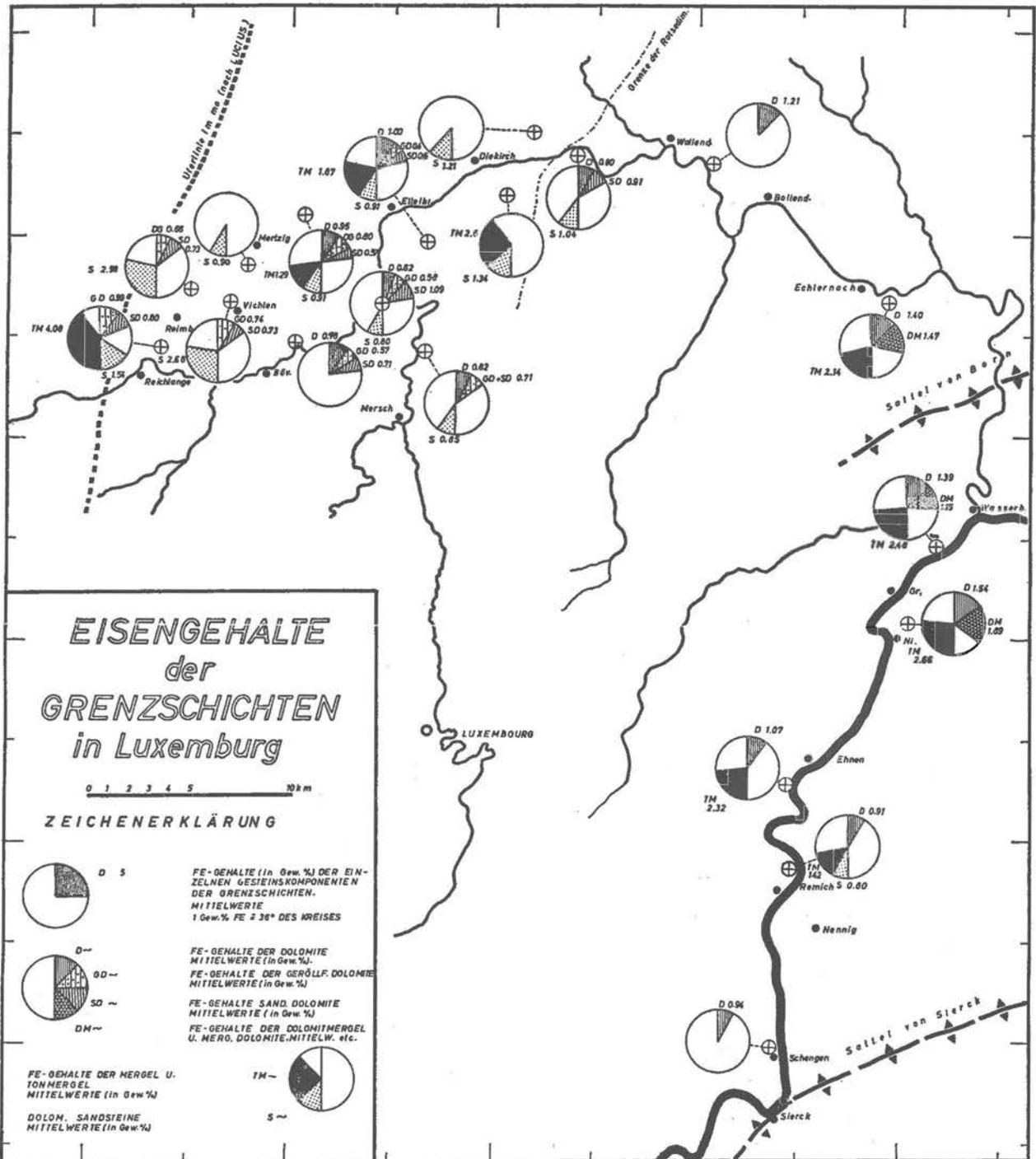


Abb. 21 Die Eisengehalte (HCl-löslicher Fe-Anteil) der Sedimente der Grenzschichten (oberer «mo₂»).

Fe-Gehalte. Ganz allgemein kann man eine Abnahme der Werte von der Uferlinie zum Becken feststellen. Die sandigen Dolomite deuten diese Entwicklung nur z. T. an. Die Fe-Gehalte der Sandsteine fallen durch ihre große Streuungs-

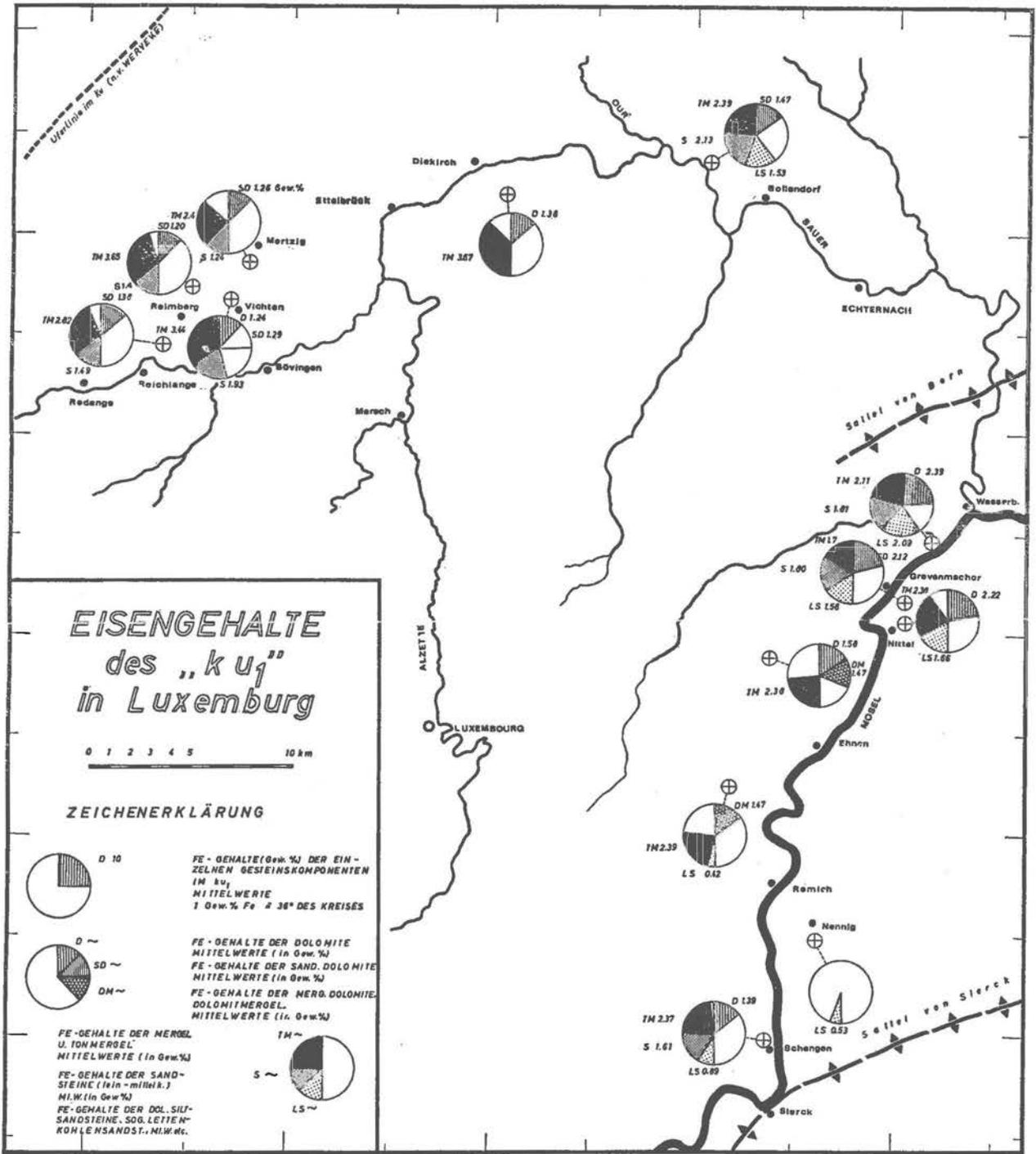


Abb. 22 Die Eisengehalte (HCl-löslicher Fe-Anteil) der Sedimente des « ku₁ » (« Lettenkohlsandstein » und Bunte Mergel).

breite auf, im Bereich der Gilsdorfer Sandsteinrinne haben wir Fe-Gehalte (Mittelwerte) zwischen 0,90 und 1,34 Gew.%, denen Fe-Gehalte von 1,54-2,98 Gew.% in den Grenzschantensandsteinen im Gebiet von Reichlingen-Vichten

gegenüberstehen. Noch unterschiedlicher fallen die Fe-Gehalte der Mergel und Tonmergel aus.

In Abb. 22 sind in gleicher Weise die Fe-Gehalte der Sedimente des «ku₁» abgebildet. Die Dolomite zeigen wiederum eine ähnliche Fe-Verteilung wie die Dolomite des «mo₂». Allerdings liegen hier die Fe-Gehalte z. T. weit über denen des Oberen Hauptmuschelkalks. Das Fe-Maximum wird im «ku₁» bei Mertert (Aufschluß «Syrberg») erreicht, dem vermutlich Beckentiefsten im «ku». Ähnlich verhalten sich die Fe-Gehalte des sog. «Lettenkohlsandsteins». Im Bereich der Wurzelböden (bei Greiveldingen) haben wir die niedrigsten Fe-Gehalte in den Sandsteinen, in Richtung zum Beckentiefsten nehmen die Werte stark zu und erreichen im Bereich des Beckentiefsten ein Maximum («Syrberg»). Auch von Greiveldingen nach Süden nehmen die Fe-Werte zu (bei Nennig und bei Schengen).

Die Fe-Gehalte der Mergel und Tonmergel des «ku₁» liegen im Gebiet der Normalfazies fast konstant zwischen 2,37 und 2,39 Gew.%. Lediglich in den Aufschlüssen «Acht» bei Wellen und «Syrberg» bei Mertert haben wir mit 1,7 bzw. 2,11 Gew.% abweichende Werte, vermutlich eine Folge der zunehmenden Versandung.

In der Randfazies liegen die Fe-Gehalte der Mergel und Tonmergel z. T. weit höher und zwar zwischen 2,4 und 3,67 Gew.%.

In der vertikalen Profilabfolge können wir ein Ansteigen der Fe-Werte zur Grenze Muschelkalk-Keuper feststellen — Abb. 16. Auch liegen im allgemeinen die Fe-Gehalte der Grenzschichten höher als die der Ceratitenschichten (Abb. 23). An der Grenze «ku»/«km» nehmen die Fe-Gehalte der Mergel sprunghaft zu (Abb. 40).

2.2. Deutung der Ergebnisse

Um die Verhältnisse zu klären, bedarf es einer näheren Betrachtung der Herkunft und des Charakters der Eisenverbindungen. Im Laufe der Gesteinsverwitterung auf dem Festland wird Eisen (und Mangan) als Bikarbonat, seltener als Sulfat frei. Bei Anwesenheit von Sauerstoff ist diese Lösungsform instabil und das 3-wertige Eisenhydroxyd (bzw. 4-wertige Manganhydroxyd) fällt als Verwitterungsneubildung aus. Nur wo Sauerstoff vollkommen fehlt, ist Eisen (und Mangan) in echter Lösung zu erwarten. Nach STRACHOW liegt das Eisen (und Mangan) in den Flüssen vorwiegend als Hydroxydsol vor und wird in dieser Form, also als Schwebeteilchen in das Meer transportiert: Daneben dürfte die Verfrachtung von unverwittertem Fe- (und Mn) — Material durch die Flüsse auch eine Rolle spielen. Offen bleibt die Frage, warum das kolloidale Eisenhydroxyd nicht in Küstennähe ausgeflockt wird. Eisenhydroxydsol werden von Salzlösungen schon unterhalb der Konzentration des Meerwassers ausgeflockt. Die Flockungsgeschwindigkeit von Solen hängt nicht nur von der Konzentration des Elektrolyten ab, sondern auch von der des Sols. Nach den Versuchen von HARVEY (1938) flockt Eisenhydroxyd bei Sol-Konzentrationen, die etwa 20

mal höher sind als die im Meerwasser, erst nach einigen Tagen aus. Wir dürfen also annehmen, daß sehr verdünnte Elektrolyte nur langsam ausflocken. Man könnte einen Transport und eine Verteilung im marinen Bereich schon hiermit erklären. Zusätzlich wird das Ausflocken der Sole durch die sog. « Schutzkolloide » noch verzögert. Die Bildung von Schutzkolloiden geht auf die Anwesenheit von Humussubstanz und auch von Kieselsäure zurück (CORRENS 1942, PETRASCHKEK 1961). Erst wenn durch Oxydation die organischen Schutzkolloide allmählich zerstört werden, kann das Eisenhydroxydsol durch die elektrolitische Wirkung des Meerwassers ausgeflockt werden (CORRENS 1942). Der Transport und die Akkumulation der Eisensole im marinen Bereich erfolgt nach den Untersuchungen von STRACHOW nach den mechanischen Gesetzen des Sedimenttransportes und der Sedimentablagerung. Nach CORRENS enthält die Fraktion kleiner als $0,2 \mu$ das kolloidale Eisenhydroxyd, die Verteilung des Eisens in den Sedimenten dürfte deshalb annähernd parallel zu der Verteilung der pelitischen Fraktion verlaufen. Bei den Fe-Gehalten der Dolomite ist dies, wie wir schon gesehen haben, auch der Fall. Auch bei den Sandsteinen des sog. « Lettenkohlsandsteins » deutet sich diese Entwicklung an. Der mechanische Transport der Eisenhydroxydsole erklärt auch die niederen Fe-Gehalte der Gilsdorfer Sandsteinrinne, die vermutlich die marine Fortsetzung eines Festlandszuflusses war. Durch eine relativ starke Strömung in diesem Bereich wurde eine Akkumulation der Fe-Sole verhindert, beckenwärts ließ vermutlich die Intensität der Strömung nach, gleichzeitig steigen die Fe-Gehalte der Sandsteine (Merzig 0,90 - Gilsdorf 1,34 Gew.% Fe).

Die Abnahme der Fe-Gehalte in den konglomeratischen und sandigen Dolomiten der Grenzsichten von der Uferlinie in Richtung auf das Becken beruht vermutlich auf einer Einschwemmung von unverwittertem, klastischen Eisenmaterial. In den Mergeln und Tonmergeln scheinen die Verhältnisse nicht so einfach zu liegen, sieht man davon ab, daß die gewählte Art des Aufschlusses (HCl-Aufschluß) höchstwahrscheinlich eine ganze Reihe von Eisenverbindungen gar nicht erfaßt (so z. B. den Pyrit, der nach MACHATSCHKI 1953 nur in Salpetersäure, nicht in Salzsäure löslich ist).

Etwas weiter bringt uns das Studium der Fe-Gehalte der einzelnen Kornfraktionen (Abb. 24).

In den Muschelkalktonmergeln der Randfazies (1 und 2) und in den « ku »-Mergeln der Normalfazies (7, 8, 9 und 10) ist im wesentlichen die Hauptmasse des HCl-löslichen Fe-Anteils an die Fraktion kleiner als 2μ gebunden. Das Eisen dürfte also wieder zu einem großen Teil in der schon beschriebenen Weise ins Sediment gelangt sein (dazu auch Abb. 40). Im Gegensatz dazu konzentriert sich die Hauptmenge des Eisens in den Muschelkalktonmergeln der Normalfazies in den gröberen Fraktionen. Die Kurven der Fe-Gehalte sind recht ausgeglichen (Abb. 24: 3, 4, 5 und 6). Hierfür gibt es verschiedene Erklärungen. Vor allem dürfte hier (bei vermutlich niedrigen Eh-Werten) die Reduktion des Fe^{3+} zu Fe^{2+} eine Rolle spielen. Das Fe^{2+} findet unter diesen Bedingungen im Sediment und Wasser gewöhnlich das Sulfid-Ion vor, mit dem es wieder schwer-

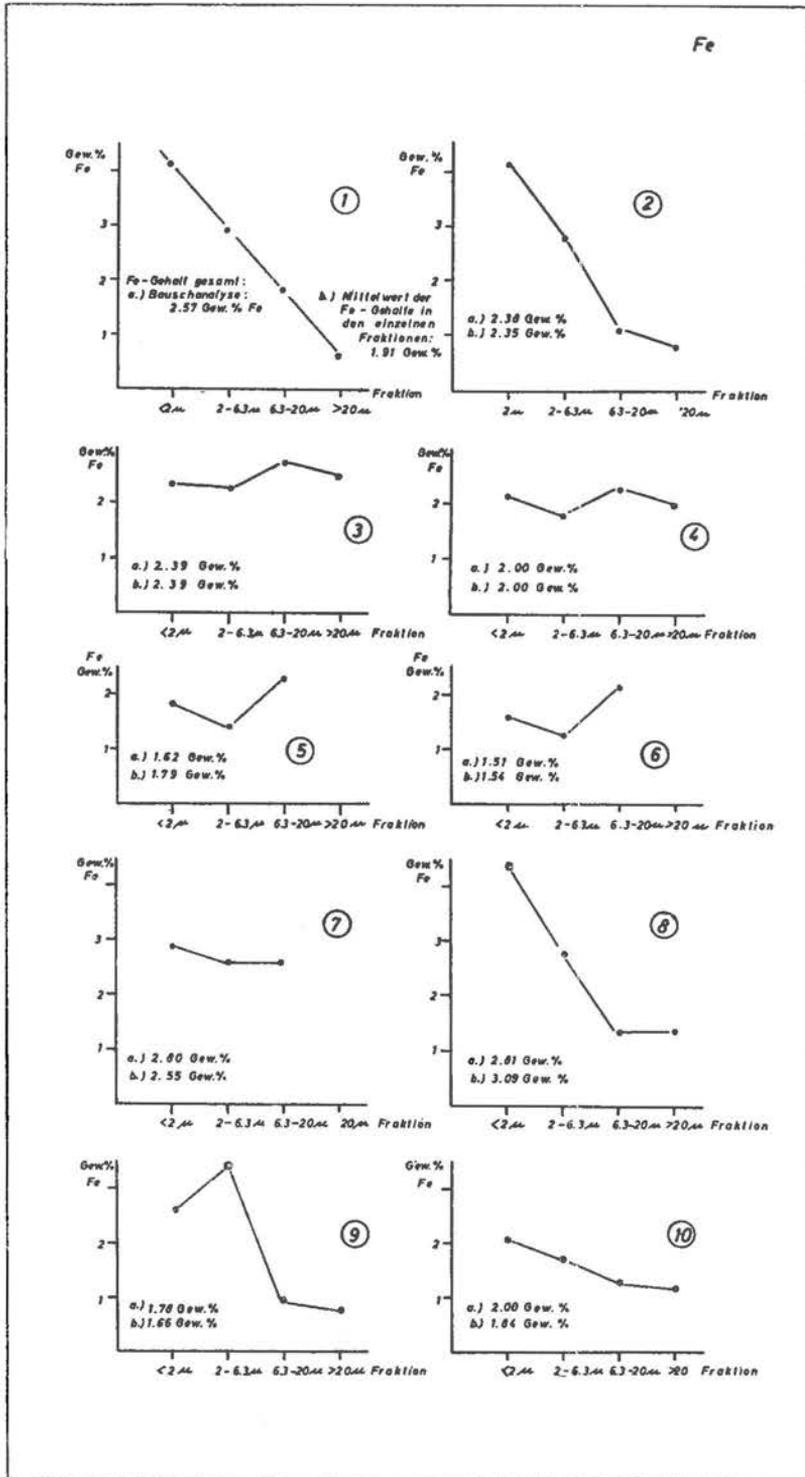


Abb. 24 Die Abhängigkeit der Fe-Gehalte (HCl-löslicher Fe-Anteil) von der Kornfraktion. Herkunft der Proben siehe Abb. 31.

lösliche Verbindungen eingeht. So bestehen z. B. die gröberen Fraktionen der beiden Muschelkalkproben 3 und 4 z. T. aus Pyrit. Die dunkle Färbung (grau-blau-grauschwarz) der Tonmergel und Mergel des « mo₂ » im Bereich der Normalfazies wird vermutlich durch feinverteilten Pyrit hervorgerufen. Ein Großteil des Eisens in Tonmergeln und Mergeln wird also höchstwahrscheinlich durch den HCl-Aufschluß gar nicht erfaßt, eine Untersuchung der Fe-Gehalte von Tonmergeln und Mergeln nach dieser Methode scheint deshalb nicht sinnvoll und bringt, wie man sieht, auch keine brauchbaren Ergebnisse.

Die Dolomite des Unteren Keupers haben höhere (mittlere) Fe-Gehalte als die Dolomite des Oberen Hauptmuschelkalks, in den Dolomiten des « mo₂ » ist eine Zunahme der Fe-Gehalte zum Hangenden der Schichtfolge, zum Unteren Keuper hin zu beobachten. Bei den Mn-Werten stoßen wir auf das gleiche Phänomen. Man könnte dies mit einem Klimawechsel erklären. Durch eine Intensivierung der Gesteinsverwitterung könnte es zu einer vermehrten Eisen- und Manganzufuhr in das marine Becken gekommen sein. Das Klima müßte sich demnach von arid in Richtung humid verändert haben. Dagegen spricht das Durchhalten der intensiv roten Sedimentfarben (Verfärbung durch Hämatit) durch den ganzen « mo₂ » und Unteren Keuper im Gebiet der Uferlinie des « mo₂ ». Allerdings können schon geringste Mengen von Eisen ein Sediment verfärben. So zeigt z. B. der rote Carnallit seine Färbung schon bei einem Fe₂O₃-Gehalt von 0,04 % (CORRENS 1942).

3. Die Mangangehalte der Schichtfolge

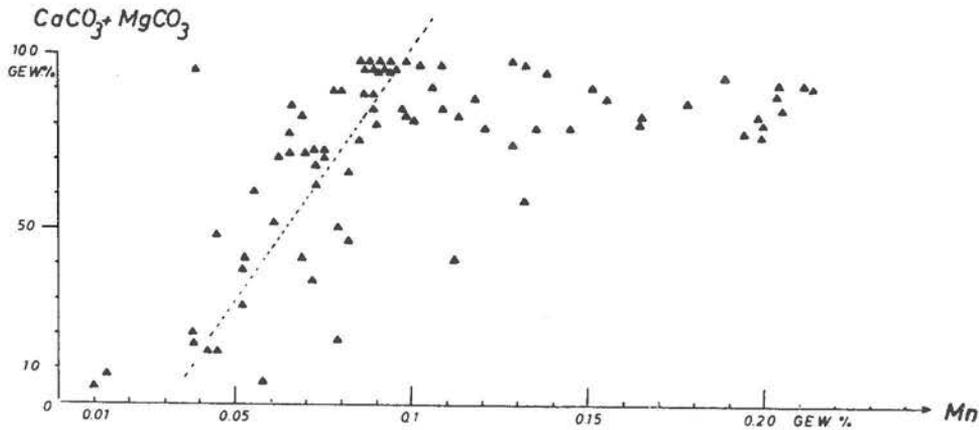
Das Mangan ist dem Eisen in seinen Verwitterungseigenschaften nahe verwandt. Ebenso wie das Eisen gelangt es je nach den Sauerstoffverhältnissen in gelöster Form oder als Hydroxydsol in das marine Becken.

Eine Untersuchung der Mn-Gehalte der Sedimente im Zusammenhang mit den Eisengehalten schien deshalb erfolgversprechend. Untersucht wurde wiederum der säurelösliche (HCl- und HNO₃-lösliche) Mn-Anteil der Sedimente (die Analysenmethode siehe unter Arbeitsverfahren 2 c).

3.1. Untersuchungsergebnisse

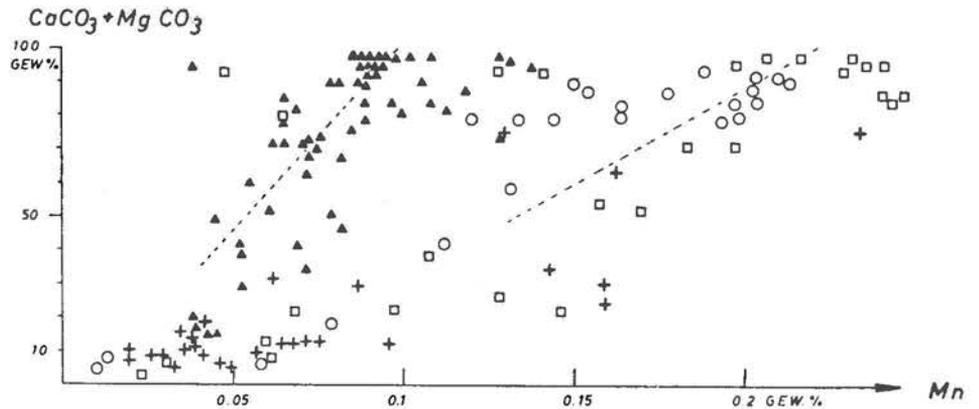
Mangan ist nach Abb. 25 vor allem in den Dolomiten angereichert (die Aussagen beziehen sich jeweils auf den säurelöslichen Mn-Anteil der Sedimente).

Die Mn-Gehalte der Tonmergel und Mergel liegen meist weit unter denen der Dolomite (was evtl. auf die Art des chem. Aufschlusses zurückgeht), sie entsprechen in ihrer Größenordnung etwa den von DEGENS (1958) und WEGEHAUPT (1962) für die nichtmarinen Tonschiefer des Ruhrkarbons ermittelten Mn-Gehalten (Mittelwerte der Mergel und Tonmergel: « mo₂ » = 0,06 Gew. %, «ku» = 0,07 Gew. % Mn; DEGENS Ruhrkarbonschiefer: Nicht marin 0,064 Gew.



ABHÄNGIGKEIT DER Mn-WERTE VOM KARBONATGEHALT ($\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$). BEISPIEL: „ mo_2 “ vom „Reinbüsch“ bei Wellen.

Abb. 25.



Mn - GEHALTE DER CERATITENSCH. } „ mo_2 “ ▲ DES „ ku_1 “ +
 DER GRENZSCH. } ○ DES GRENZD... ku_2 “ □

AUFSCHLÜSSE „in der Acht“ u. „Reinbüsch“ bei Wellen.

Abb. 27.

%, marin 0,123 Gew. % Mn). In Abb. 26 sind die Mn-Gehalte (kleine, eingeklammerte Werte) für die einzelnen Faziesbereiche des Oberen Hauptmuschelkalks dargestellt. Wir haben relativ hohe Werte im Gebiet der Randfazies, die in Richtung Becken rasch abnehmen. Im Gebiet der Normalfazies liegen die Mn-Gehalte mit 0,109 - 0,119 Gew. % (Mittelwerte) recht dicht beisammen. Vom Beckentiefsten in Richtung Siercker Schwelle deutet sich eine Abnahme der Werte an, allerdings nicht so deutlich wie bei den Fe-Werten. In der vertikalen Schichtfolge ergeben sich zwischen den einzelnen Schichtgliedern deutliche Unterschiede in bezug auf die Mn-Gehalte. Die Mn-Gehalte der Ceratitenschichten streuen nur in einem kleinen Bereich, erst an der Grenze Ceratitenschichten/Grenzschichten setzt eine deutliche Zunahme der Mn-Gehalte zur Muschelkalk-Keupergrenze hin ein (wie beim Eisen, hier jedoch deutlicher, siehe Abb. 16).

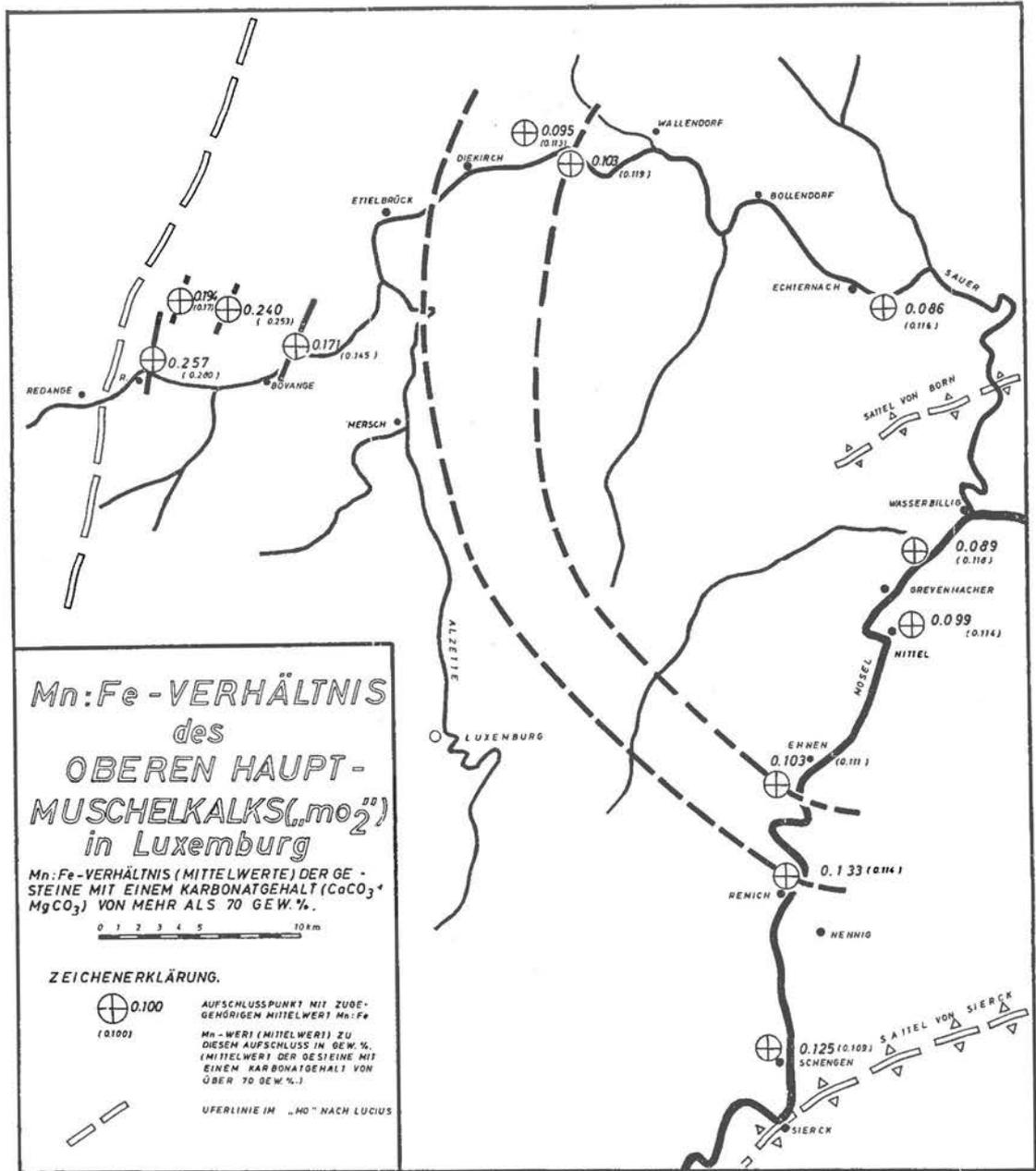


Abb. 26 Die Mangengehalte (HCl- und HNO₃-löslicher Mn-Anteil) und das Verhältnis Mn : Fe der Dolomite des Oberen Hauptmuschelkalks.

Diese Entwicklung ist bei allen untersuchten Profilen der Normalfazies zu beobachten. Die Mn-Gehalte des Unteren Keupers, vor allem die der Dolomite liegen ebenfalls höher als die der Grenzschichten (Abb. 27). Das Verhältnis Mn : Fe der Dolomite des « mo₂ » läßt eine Gesetzmäßigkeit erkennen, die sich reziprok zu den Fe-Gehalten verhält (Abb. 20 und 26). Wie man sieht, gibt die

Darstellung im wesentlichen die Verteilung der Fe-Gehalte wieder, nur in umgekehrter Rangfolge.

Auf das Verhältnis Mn : Fe in der vertikalen Profilabfolge wird zu einem späteren Zeitpunkt, und zwar unter dem Thema « Salinität » eingegangen.

3.2. Deutung der Ergebnisse

Wie wir schon gesehen haben, wird Mangan wie Eisen bei der Verwitterung als Bikarbonat frei und gelangt je nach den Sauerstoffverhältnissen in gelöster oder in Form des 4-wertigen Hydroxydsols in das marine Becken. Dazu wäre noch hinzuzufügen, daß das Mn-Ion im Süßwasser beständiger ist als das Fe-Ion und der Oxydation stärker widersteht. Das Mn-Ion geht deshalb auch nur langsam in Solform über. Weitere Unterschiede ergeben sich durch die elektrisch positive Ladung des Fe-Hydroxydes und seine schwach basischen Eigenschaften, im Gegensatz dazu trägt das Mangan-Hydroxydsol eine negative Ladung und hat schwach saure Eigenschaften. Beide Elemente liegen jedoch, wie schon gesagt, vorwiegend als Sole vor und werden in dieser Form, also als mechanische Schwebestoffe durch die Flüsse ins Meer transportiert (STRACHOW). Die Verteilung des Mangans in den marinen Sedimenten müßte demnach ungefähr der des Eisens entsprechen. Wie Abb. 26 zeigt, ist dies nur vom Beckentiefsten in Richtung Siercker Schwelle der Fall. Ansonsten finden wir hohe Gehalte im Gebiet der Randfazies und niedere Gehalte im Gebiet der Normalfazies. Es ergeben sich also Unterschiede in der Verteilung der beiden Elemente. Die hohen Mn-Gehalte im Gebiet der Randfazies könnte man durch die Elektrolytwirkung des Meerwassers erklären. Beim Eintritt der Mn-haltigen Verwitterungslösungen in den marinen Bereich wirkt der Überschuß an Elektrolyten fällend auf das vorhandene Mn (OH)₄-Sol. Während eine Fällung des Fe-Hydroxydsols im Gebiet der Uferlinie durch die Bildung von Schutzkolloiden vermutlich verhindert wird, scheint das beim Mangan nicht der Fall zu sein. Außerdem flocken nach BEHREND und BERG (1927) Elektrolyte aus Gemischen beider Sole zuerst das Mangan aus. Eine weitere Möglichkeit besteht darin, daß das Mn in unverwittertem Zustand als feines Trümmersmaterial im Bereich der Uferlinie akkumuliert wird.

4. Die Salinität der einzelnen Faziesbereiche

Das Hauptproblem der Salinitätsdiagnostik ist die Unterscheidung von limnischen, brackischen und marinen Ablagerungen. Schon die Ausscheidung salinärer Gesteine wie Dolomit, Anhydrit und Gips, Steinsalz usw. dürfte als sicheres Kennzeichen einer hohen Salinität des Absatzmilieus gelten. Diese Ausscheidung hochsalinärer Sedimente kann jedoch sowohl im marinen als

auch im terrestrischen (z. B. Salzseen arider Gebiete) Bereich vor sich gehen, ganz abgesehen von der z. T. sekundären Entstehung der Dolomite, die eine Hypersalinität zunächst nur vortäuscht.

Hier helfen uns die Fossilien weiter. Sowohl Körperfossilien als auch Spurenfossilien (SEILACHER 1963) können Hinweise auf die Salinität des Absatzmediums geben. Nach REMANE & SCHLIEPER (1958) und REMANE (1963) bedingt das Milieu häufig charakteristische Formen. Die Eichung der Fossilien auf die einzelnen Faziesbereiche bezieht sich dabei zumeist auf das rezente Beispiel. Mit dem zeitlichen Abstand von der Gegenwart steigt jedoch die Möglichkeit, daß sie einst in anderen Räumen gelebt haben als heute (DEGENS 1958), eine Fehlinterpretation ist deshalb auch nicht auszuschließen. Weitere Kriterien für eine Unterscheidung terrestrisch - marin ergeben sich aus den statistisch gesicherten Unterschieden zwischen den Kreuzschichtungskörpern mariner und fluviatiler Ablagerungen (WURSTER 1958). Auch die Mineralneubildungen der Sedimente können uns zuweilen Anhaltspunkte liefern. So wird im allgemeinen der Glaukonit als « marin » beschrieben. FÜRCHTBAUER (1963) kann in der tertiären Molasse nördlich der Alpen einen Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen feststellen. Eine besondere Beachtung verdienen die Faziesunterscheidungen auf Grund der Tonminerallien (MURRAY 1954, GRIM & JOHNS 1954, KÜBLER 1963, STADLER 1963, KRUMM 1963). So fanden z. B. GRIM & JOHNS bei der Untersuchung rezenter Sedimente aus gleichen Zufuhrgebieten, aber unterschiedlicher Biofazies, eine Zunahme von Illit und Chorit mit steigender Salinität und steigendem pH-Wert und eine Abnahme des Montmorillonites.

Neben diesen Möglichkeiten gewinnt die geochemische Salinitätsdiagnose immer mehr an Bedeutung. Im Vordergrund steht dabei die Abhängigkeit der Bor-Gehalte von der Salinität. Vor allem unter den besonders günstigen Bedingungen der Schichtfolge des Westfals im Ruhrkarbon konnte ein enger Zusammenhang zwischen den Bor-Gehalten und der Paläoökologie gefunden werden. Weitere Elemente und ihre Verhältniszahlen wurden mit mehr oder weniger Erfolg zur Unterscheidung der Salinitätsfazies herangezogen, so z.B. Vanadium (BRINKMANN & DEGENS 1956) und Schwefel (RICKE 1963). WERNER (1963) fand in Aschen von Torf und Kohle in limnischen Ablagerungen ein weitaus höheres Ca : Mg-Verhältnis als in marinen. Mit Hilfe des Verhältnisses Mn : Fe können DEGENS (1958), WEGEHAUPT (1962) und ERNST (1963 b) vor allem in den Sedimenten des paralischen Ruhrkarbons marine und nicht marine Bereiche unterscheiden. Das Ca : Sr-Verhältnis in Tonen (KREJCI-GRAF & ROMEIS 1962) und Mergeln (KREJCI-GRAF et al. 1965) ist in limnischen Ablagerungen niedriger als in marinen.

Diese kurze Zusammenfassung soll einen Überblick über die Möglichkeiten der Salinitätsdiagnostik geben. Soweit dies im Bereich der gebotenen Möglichkeiten lag, wurden sie bei der Untersuchung des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers in Luxemburg berücksichtigt. Die Ergebnisse sind im folgenden beschrieben.

4.1. Fossilien als Anzeiger der Salinität

Fossilien sind nach wie vor die am häufigsten benutzten Merkmale für die Salinität des Absatzmediums. Neben Körper- und Spurenfossilien haben heute auch die Mikrofossilien eine große Bedeutung für die Rekonstruktion der Ökologie fossiler Lebensräume erlangt.

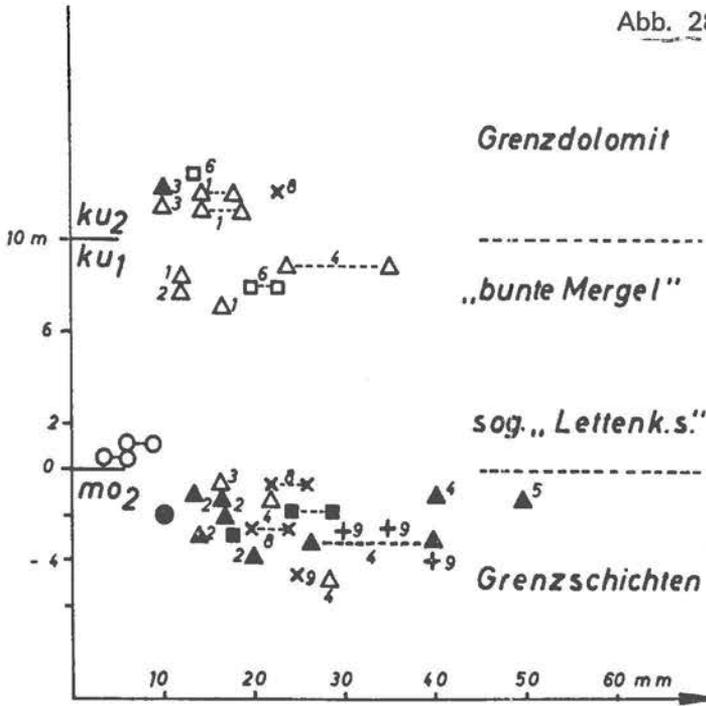
Nach HILTERMANN (1963) lassen sich ökologisch bei den rezenten Brackwasser-Foraminiferen drei Gruppen unterscheiden — das sind euryhaline Kalkschaler, euryhaline Agglutinantia und stenohaline Formen mit chitinigem Gehäuse. Die (in der oben angeführten Arbeit) Agglutinantia finden sich sowohl im Meerwasser wie auch im Brackwasser, häufig auch im schlecht belüfteten Bodenwasser. Ebenso können nach OERTLI (1963) die Ostracoden als Hilfsmittel für die Paläoökologie herangezogen werden. Ihre besondere Eignung soll in der weitgehend chronologischen wie auch faziellen Ubiquität liegen. Der Versuch, die Paläoökologie des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers in Luxemburg mit Hilfe von Mikrofossilien zu erhellen, führte zu keinem Erfolg. Bei den aus etwa 50 Proben herausgeschlammten Mikrofossilien handelte es sich fast ausschließlich um sandschalige, also agglutinierende Foraminiferen, die, wie wir schon gesehen haben, in marinen wie auch in brackischen Faziesbereichen vorkommen können. Die einzigen ökologisch bedeutsamen « Mikrofossilien » wurden aus einer Dolomitmergelbank der Grenzschichten herausgeschlammmt (Aufschluß « Reinbüsch » bei Wellen). Wir finden in dieser Bank « Kümmerformen » von Schnecken, kleiner als 1/2 mm, ähnlich (jedoch noch kleiner) den Formen, wie sie uns schon aus dem « mo₂ » des « Strombergprofils » bekannt sind. HOHENSTEIN (1913) beschreibt etwas größere Zwergfaunen von Schnecken aus dem Mittleren Muschelkalk Schwabens, also aus hyperhalinen Sedimenten. Spurenfossilien erreichen für die Bestimmung der Salinität in der untersuchten Schichtfolge keine Bedeutung. So kommt z. B. *Rhizocorallium* sowohl in den marinen - schwach salinaren Dolomiten (sehr häufig im Bereich der Siercker Schwelle) als auch in den vermutlich schwach salinaren Sedimenten des Unteren Keupers (Bunte Mergel des « ku₁ », Aufschluß beim « Bach ») im Bereich des Übergangsbereiches zur eigentlichen Randfazies vor. Eine bessere Auskunft über die Salinität geben uns die (Makro-) Körperfossilien. Allerdings ist ihre Zuordnung zu den einzelnen Faziesbereichen nicht immer ganz sicher. So beschreibt FRANK (1928) und z. T. auch VOLLRATH (1959) eine Reihe von Muschelkalk- und Keuperfossilien als « marin », so z. B. *Myophoria Goldfussi*, *Myophoria intermedia*, *Gervilleia socialis* usw., andere wiederum als « brackisch » (*Isaura (Estheria) minuta*, *Anoplophora lettica*, *Myobroria transversa*, *Gervilleia subcostata* Lingula u. a.). wird im allgemeinen auch Aa « brackisches » Fossil bezeichnet. Wir finden sie häufig in sauerstoffarmen psackwasserbereichen (MÜLLER 1958). Aber schon allein das Vorkommen von *hnoplophora lettica* in der Trigonodusdolomitfazies von Nennig, zusammen mit *Myophoria Goldfussi* (Profil « bei Nennig ») stellt eine derartige Aussage in Frage. Die Äquivalente der Grenzschichten von Nennig im Bereich des Beckentiefsten (Wellen - Mertert - Echternach) sind mit großer Sicherheit euhaline

(Bor-Gehalte), z. T. sogar schwach saline Ablagerungen (Bor-Gehalte; Kümmerformen von Schnecken). Auch im Grenzdolomit (« ku_2 ») findet man neben «brackischen» (*Anopl.*) «marine» (*Myophoria Goldfussi*) Fossilien. Die Bor-Gehalte zeigen für diese Schichtfolge eine euhaline - schwach saline Fazies an, die zu den hochsalinaren (Gipsbänder) Ablagerungen des « km_1 » überleiten. Es dürfte also richtiger sein, wenn man bestimmten Fossilien, so z. B. gerade *Anoplophora lettica*, eine Beiderseitigkeit der Euryhalinie zuschreibt. Das gleiche gilt u. a. auch für *Lingula*. *Lingula tenuissima* kommt in Luxemburg im obersten Teil des mittleren Muschelkalks, im sog. «Lingula-dolomit» vor, dem Zwischenglied zwischen der hochsalinaren (Gips) Epoche des Mittleren Muschelkalks und der marinen Epoche des Oberen Muschelkalks. Man wird für dieses Übergangsglied kaum eine Verbrackung annehmen können. Ebenso kommt *Lingula* im obersten Teil der Ceratitenschichten im Raum Ehnen - Remich vor. Die Bor-Gehalte zeigen für diesen Bereich marine - schwach saline Verhältnisse an.

So verbleiben uns als sichere stenohaline Fossilien die Ceratiten. Nach REMANE (1963) sind Cephalopoden an (relativ) hohe Salzgehalte gebunden und äußerst empfindlich gegen eine Verdünnung des Meeresswassers. Als zusätzliche Schwierigkeit kommt hier jedoch (wie auch bei den anderen Fossilien) die Frage nach der Herkunft der Fossilreste hinzu, denn der Einbettungsort braucht ja nicht der Biotop zu sein. Nach all diesen Einwänden kann man mit Vorbehalten auf Grund der Fossilien folgendes Bild der Salinitätsverhältnisse der untersuchten Schichtfolge entwerfen:

Der Obere Hauptmuschelkalk wurde vorwiegend in einem marinen (euhalinen) Milieu abgelagert (Ceratiten). In bestimmten und begrenzten Zeitabschnitten kam es, wenigstens im Bereich der Normalfazies zur Ablagerung schwach salinärer (hyperhaliner) Sedimente (Kümmerformen von Schnecken, *Lingula*). Im Gebiet der Randfazies dürften die Milieuverhältnisse zur Ablagerungszeit des « mo_2 » ebenfalls marin gewesen sein (das gilt allerdings nur für die fossilführenden Dolomite). Eine evtl. Verbrackung in diesem Bereich hätte sich höchst wahrscheinlich in einer Größenreduktion der Fossilien niedergeschlagen, ähnlich den rezenten Beispielen (REMANE & SCHLIEPER 1958, REMANE 1963). Wie wir aus Abb. 28 ersehen können, ist eher das Gegenteil der Fall. So ist z. B. auch das Auftreten von *Lima gigantea* in den Dolomiten und dolomitischen Sandsteinen der Randfazies des « mo_2 » («Schankengraecht») recht typisch. Eine höhere Salinität im Bereich der Randfazies wäre deshalb auch denkbar. So kann nach REMANE (1963) mit Recht auf einen höheren Salzgehalt geschlossen werden, wenn z.B. in quartären Sedimenten des Ostseeraumes viele Molluskenschalen größer und dicker sind als heute.

Erst an der lithologischen Grenze Muschelkalk - Keuper scheint eine Verbrackung des Sedimentationsraumes einzusetzen. Die vorwiegend sandigen Sedimente des «Lettenkohlsandsteins» enthalten Abdrücke von *Isaura minuta*, *Lingula tenuissima*, *Anoplophora lettica* und *Nucula speciosa*. Außerdem deuten die plötzlich auftretenden Horizonte mit Pflanzenhäcksel und Kohle-



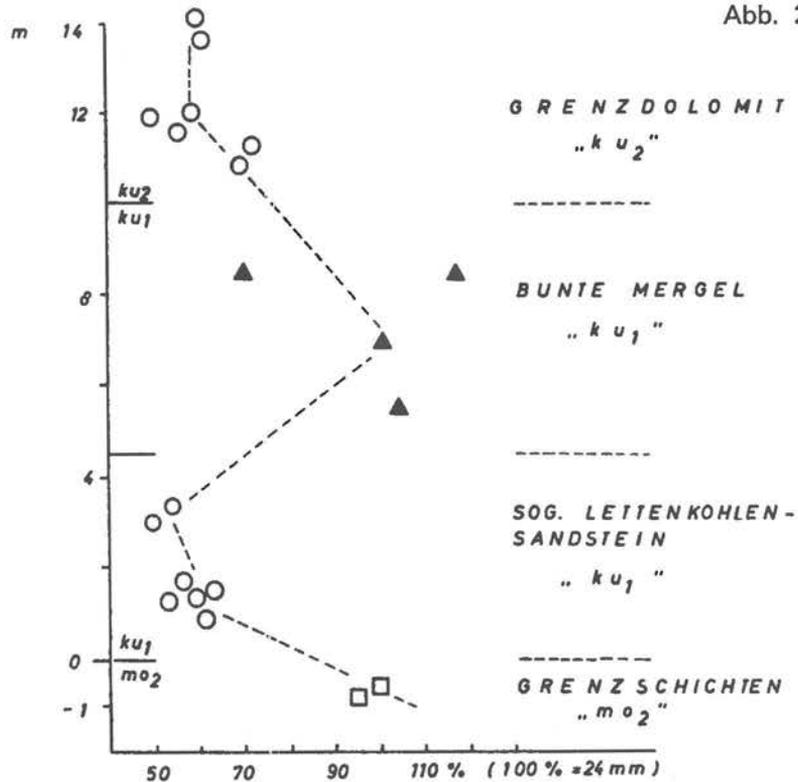
SCHALENGRÖSSE EINIGER LAMELLI - BRANCHIATA IM GRENZBEREICH MUSCHELKALK - KEUPER.

- | | | |
|-----------------|------------------------|-------------------|
| △ ▲ MYOPHORIEN | □ ■ GERVILLEIA | |
| △ NORMALFAZIES | □ NORMALFAZIES | ○ Nucula speciosa |
| ▲ RANDFAZIES | ■ RANDFAZIES | ○ Normf. ○ |
| 1 ~ transversa | 6 ~ substriata | |
| 2 ~ intermedia | 7 ~ subcostata | |
| 3 ~ Goldfussi | ✕ ✕ PLEUROMYA | |
| 4 ~ vulgaris | ✕ NORMALF. ✕ RANDF. | |
| 5 ~ pes anseris | 8 ~ elongata 9 ~ musc. | |

schmitzen eine zunehmende Verlandung an. Euryhaline Fossilien finden sich z. T. schon in den obersten « Muschelkalkdolomiten », so z. B. im Aufschluß « Reinbüsch » bei Wellen (*Isaura*, *Lingula*) bzw. bei Schengen (*Isaura*).

Die Bunten Mergel des « ku₁ » enthalten wiederum große Exemplare von *Myophoria vulgaris* und *Anoplophora lettica*, die Entscheidung hyperhalin oder brackisch fällt schwer. Im Grenzdolomit sprechen für wenigstens euhaline Ablagerungsbedingungen *Myophoria Goldfussi* und *Lima striata*.

Im Bereich der Randfazies sind die Sedimente des Unteren Keupers fossil-leer, die letzten marinen bzw. brackischen Spurenfossilien (*Rhizocorallium*)



LÄNGE VON *ANOPLOPHORA LETTICA* (Mittelwerte) im Übergangsbereich Muschel - Kalk - Keuper (Luxemburg).

SCHALENLÄNGE (MITTELWERTE DER EINZEL. FUNDP. IN PROZENT. BEZOGEN AUF DIE LÄNGE IN DEN GRENZSCHICHTEN (100% = 24 mm))

FUND GESTEIN: □ DOLOMIT, SANDST. ○
TONMERGEL ▲

finden sich in den Bunten Mergeln des Aufschlusses « beim Bach », südlich von Cruchten.

Bei *Anoplophora lettica* ist eine Größenreduktion vom Muschelkalk zum « Lettenkohlsandstein » zu beobachten (Abb. 29). Nach REMANE tritt, bezogen auf das rezente Beispiel, eine Größenreduktion im allgemeinen im brackischen Milieu auf. Jedoch kann auch bei der Steigerung des Salzgehaltes neben einer Größensteigerung eine Größenreduktion erfolgen (Beispiel aus der Arbeit: Kümmerformen der Schnecken). Dies scheint auch bei *Anoplophora lettica* der Fall zu sein. Im Grenzdolomit liegt *Anoplophora lettica* wiederum in kleinen Exemplaren vor, obgleich die anderen Fossilien für eine (relativ) hohe

Salinität sprechen. Die Größe von *Anoplophora* könnte nicht zuletzt vom « ökologischen » Untergrund - also Kalk - Dolomit - Tonmergel oder Sandstein abhängen.

Eine Größenreduktion in den einzelnen Salinitätsbereichen scheint auch bei *Lingula tenuissima* vorzuliegen. *Lingula tenuissima* erreicht im Linguladolomit des Mittleren Muschelkalks eine ungefähre « Länge » von 12-14 mm, im obersten Teil der Ceratitenschichten zwischen Ehenen und Remich und im « mo₂ » des Strombergprofils etwa 7-11 mm, im Grenzbereich Muschelkalk - Keuper bei Schengen etwa 7 mm, im gleichen Aufschluß reduziert sich die Länge im Bereich des « Lettenkohlsandsteins » auf 2, bzw. auf 4-5 mm (vermutlich keine Jugend-exemplare).

4.2. Bor als Anzeiger der Salinität

Die Bor-Gehalte der tonigen Sedimente haben für die geochemische Salinitätsdiagnostik einige Bedeutung erlangt. Die Rolle des Bors als marines Leitelement erkannten als erste GOLDSCHMIDT & PETERS (1932), ihnen folgte LANDERGREN (1945), der einen linearen Zusammenhang zwischen dem Salzgehalt des Wassers im betreffenden Ablagerungsgebiet und den Bor-Gehalten der Ablagerungen feststellen konnte. In den folgenden Jahren wurde die Brauchbarkeit des Bors zur Unterscheidung mariner und nichtmariner Ablagerungen durch eine Reihe von experimentellen Arbeiten bestätigt. Vor allem im paralischen Oberkarbon Nordwestdeutschlands konnte ein enger Zusammenhang zwischen den Bor-Gehalten und der Paläoökologie gefunden werden, die einzelnen Untersuchungen erlaubten recht detaillierte Aussagen über die Salinitätsverhältnisse der betreffenden Untersuchungsgebiete (BRADACS & ERNST 1956, ERNST et al. 1958, ERNST & WERNER 1960, ERNST 1962, 1963 a u. b, 1965). FREDERICKSON & REYNOLDS (1960) und HARDER (1959 a u. b, 1961, 1963) stellten fest, welche Minerale in der Lage sind, Bor zu fixieren bzw. einzubauen.

Über die Bor-Gehalte des Germanischen Muschelkalks liegen noch keine detaillierten Untersuchungen vor. Vor allem mit den Bor-Gehalten des Mittleren und Oberen Keupers beschäftigen sich Arbeiten von ERNST (1965), SINGH (1966) und HELING (1967). Die vorliegenden Analysenergebnisse füllen also wenigstens für einen kleinen Bereich eine Lücke aus.

Die in der Arbeit angeführten Analysenwerte wurden nach der Methode von WERNER (1959) ermittelt (nähere Beschreibung siehe unter «Arbeitsverfahren» 2 d).

4.2.1. Die Abhängigkeit des Bor-Gehaltes von der Zusammensetzung der Sedimente

Der Bor-Gehalt ist in erster Linie von der Art des Sedimentes abhängig. Hohe Borwerte zeigen die Tonmergel und Mergel, niedrige Werte die Sandsteine und Dolomite. Die Untersuchung der Bor-Gehalte in der vorliegenden Arbeit

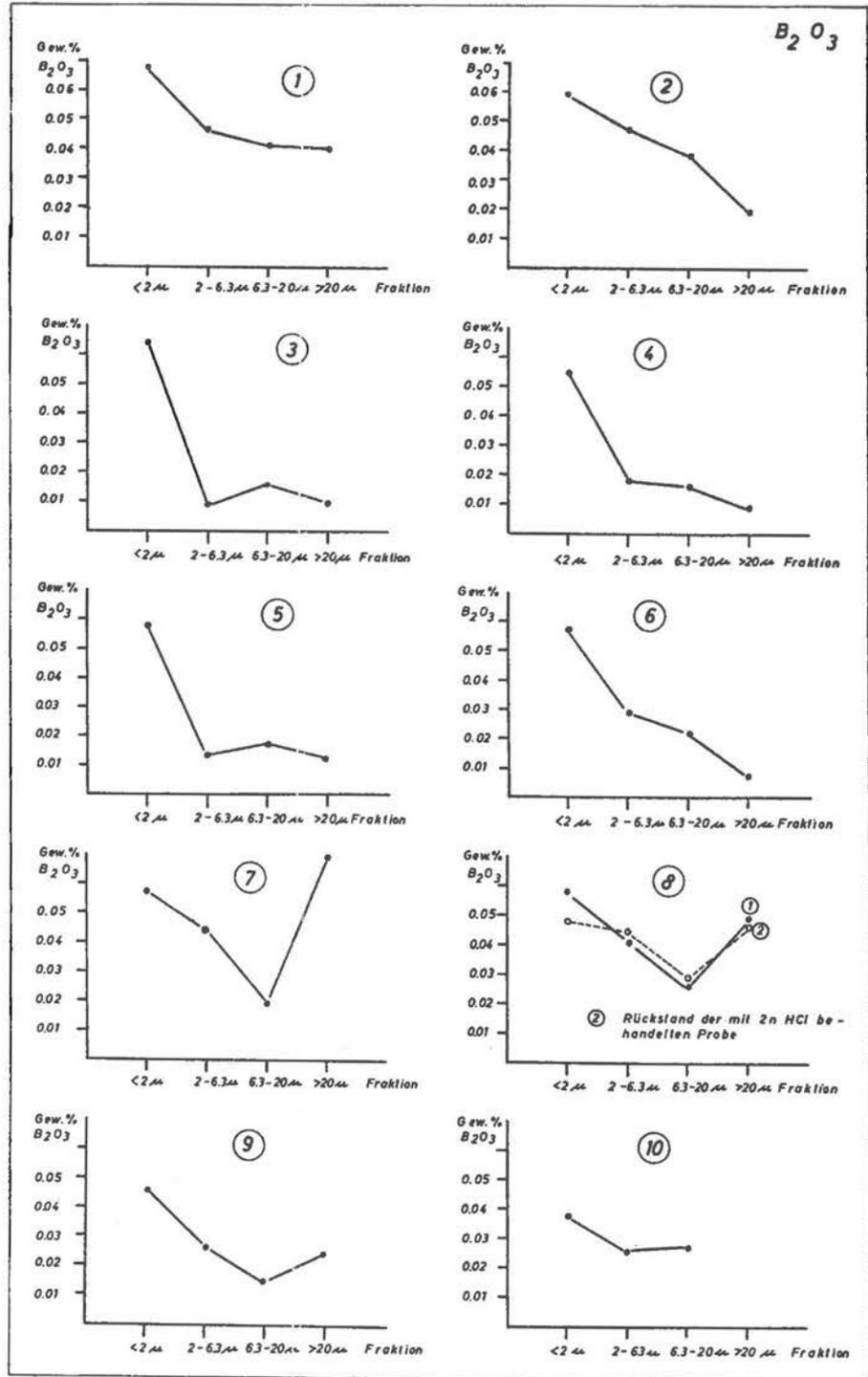


Abb.30 Die Abhängigkeit der Bor-Gehalte von der Kornfraktion, Herkunft der Proben siehe Abb. 31.

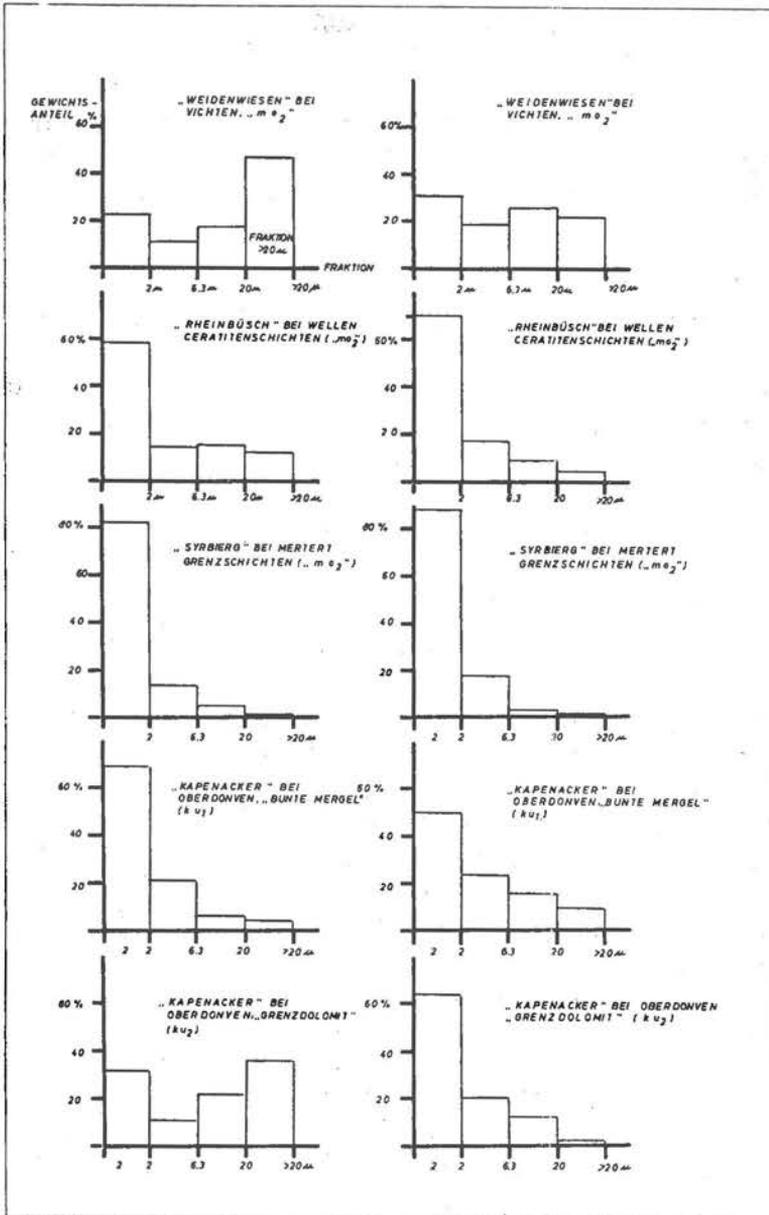


Abb. 31 Histogramme der Proben von Abb. 30.

Herkunft der Proben von Abb. 30: 1 und 2: Oberer Hauptmuschelkalk der Randfazies, Aufschluß «Wiedenwiesen» bei Vichten; 3 und 4: Ceratitenschichten der Normalfazies, Aufschluß «Reinbüsch» bei Wellen; 5 und 6: Grenzschichten der Normalfazies, Aufschluß «Syrberg» bei Mertert; 7 und 8: Bunte Mergel des «ku₁» und 9 und 10: Grenzdolomit der Normalfazies, Aufschluß «Weisbach» bei Kapenacker.

beschränkt sich deshalb auch nur auf die tonigen Sedimente. Die Bor-Gehalte toniger Sedimente hängen nach HARDER von sehr vielen Faktoren ab. Neben dem Bor-Gehalt und der Temperatur des Wassers im Sedimentationsraum spielen die Korngröße und der Mineralbestand der Sedimente eine erhebliche Rolle. Daneben werden die Borwerte von der Sedimentationsgeschwindigkeit, von der Diagenese und nicht zuletzt durch die Herkunft des Materials mehr oder weniger stark beeinflusst.

Nach Abb. 30 weist in den tonigen Sedimenten des Untersuchungsgebietes die Fraktion kleiner als 2μ die höchsten Bor-Gehalte auf. Dieses Ergebnis deckt sich mit den Untersuchungen von HARDER (1959 a u. b etc.). Nach HARDER sind die Bor-Gehalte in den Sedimenten vorwiegend auf die Muskowit-Illit-Gruppe der Tonfraktion zurückzuführen. Das Bor ist in dieser Gruppe nicht adsorptiv an die Partikeloberfläche gebunden, sondern fest in das Gitter eingebaut. Nach den Untersuchungen von DEGENS et al. (1957) und GOLDBERG & ARRHENIUS (1958) kann das Bor selbst durch konzentrierte Salzsäure oder Salpetersäure nicht aus der Tonfraktion entfernt werden. Die anderen in Frage kommenden Tonminerale, so z. B. die Kaolinite haben relativ geringe Bor-Gehalte (HARDER, STADLER 1963). Als Borträger in den gröberen Fraktionen kommt vor allem Turmalin in Frage (HARDER).

Zur Untersuchung und zum Vergleich der Bor-Gehalte in den einzelnen Faziesbereichen bieten sich uns zwei mögliche Wege an. Man könnte erstens den Bor-Gehalt des gesamten Gesteins (also durch Pauschalanalyse) zu einem Vergleich heranziehen, zum zweiten bietet sich die Korngrößentrennung nach dem vorher Gesagten geradezu an; ein Vergleich der Bor-Gehalte der Kornfraktion kleiner als 2μ scheint dabei das Gegebene zu sein. Diese Methode ist für eine Reihenuntersuchung jedoch sehr nachteilig, da der zusätzliche Zeitaufwand gegenüber der Pauschalanalyse recht beträchtlich ist. Nach den Untersuchungen von ERNST & WERNER (1964) ist für den Normalfall der schwachsandigen bis sandigen Schiefertone des Ruhrkarbons eine Korngrößentrennung für die Borbestimmung nicht notwendig. Die mittleren Bor-Gehalte von reinen bis schwach sandigen Schiefertönen einerseits und sandigen Schiefertönen andererseits weichen hier um etwa 25% voneinander ab, während der Unterschied im Tongehalt etwa das Doppelte beträgt. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen die Autoren bei der Untersuchung rezenter Sedimente.

POTTER, SCHIMP & WITTERS (1963) plädieren auch für die Analyse der Gesamtprobe. Sie erhielten bei marinen und limnischen Sedimenten für alle untersuchten Elemente (B, Cr, Cu, Ga, Ni, Pb, V) bei der Tonfraktion keine wesentlichen Unterschiede, bei den Gesamtproben lagen die Gehalte der marinen Proben im Mittel 2-3 mal höher als die Gehalte der limnischen Proben.

Wie sieht es nun bei den tonigen Sedimenten des « mo₂ » und « ku » in Luxemburg aus ? Die Unterschiede sind hier weitaus größer als z. B. im Ruhrkarbon (siehe oben). So ergeben sich in den tonigen Sedimenten der Randfazies zwischen der Pauschalanalyse und der Analyse der Tonfraktion Unterschiede

im Mittel bis zu 170%, im Bereich der Normalfazies sind diese Unterschiede wesentlich geringer und können im Mittel mit 35-80% angegeben werden. Das wird verständlich, wenn wir die Bor-Gehalte der einzelnen Fraktionen (Abb. 30) mit den zu diesen Proben gehörigen Histogrammen (Abb. 31) vergleichen. Die Borwerte der Pauschalanalyse sind, wie man sieht, unmittelbar von der Kornverteilung der einzelnen Proben abhängig, d. h. bei einem hohen Sandgehalt in der Probe verringert sich der Borwert entsprechend, wenn nicht gerade die größeren Fraktionen auch hohe Bor-Gehalte haben, wie es z. B. bei den Proben aus dem Unteren Keuper z. T. der Fall ist. In jedem Fall würde der Vergleich der Pauschalanalysen aus den einzelnen (d. h. verschiedenen) Faziesbereichen zu erheblichen Fehlinterpretationen führen. Für einen realen Vergleich auf der Basis der Pauschalanalyse wäre eine gleiche oder ähnliche Kornverteilung und Mineralzusammensetzung der Proben in allen Faziesbereichen Voraussetzung, was, wie die Histogramme zeigen, nicht der Fall ist. Die Diskrepanz zwischen den Pauschalwerten und den Werten der Fraktion kleiner als 2μ kommt auch in der Gegenüberstellung (Abb. 39, 40, 41) sehr klar zum Ausdruck: Tendenzen die bei der Tonfraktion deutlich zu erkennen sind, sind in der Pauschalanalyse gar nicht ausgebildet. Dieses Ergebnis wird durch Abb. 32 noch unterstrichen. Grundlage dieser Darstellung sind rund 800 Werte von Pauschalanalysen, die statistisch aufgerechnet und dargestellt sind. Wir haben ganz allgemein niedrige Bor-Gehalte im Gebiet der Randfazies und hohe Bor-Gehalte im Gebiet der Normalfazies. Aus den Fazieskarten (Abb. 10 und 11) können wir für den grobklastischen Sedimentanteil eine entsprechende Verteilung herauslesen. Die pauschalen Bor-Gehalte der tonigen Sedimente des Untersuchungsgebietes geben also mehr oder weniger die «mittlere Kornverteilung» der jeweiligen Faziesbereiche wieder.

Die Pauschalanalyse kommt nach alledem für das Untersuchungsgebiet in Luxemburg nicht in Betracht. Zur Salinitätsdiagnose mit Hilfe der Bor-Gehalte werden deshalb auch nur die Bor-Gehalte der Fraktion kleiner als 2μ herangezogen.

Auch die Bor-Gehalte der Tonfraktion sind, wie schon beschrieben, von vielen Faktoren abhängig. Zunächst kann durch einen zunehmenden Karbonatgehalt eine von der Salinitätsfazies unabhängige Verringerung der Bor-Gehalte vor sich gehen. Der dadurch entstehende Fehler ist jedoch im Tonmergel-Mergelbereich gering, wie Untersuchungen des HCl-unlöslichen Rückstands der Tonfraktion gezeigt haben (Abb. 30, Nr. 8 und Abb. 40). Der Unterschied zwischen den Werten beträgt im Mittel nicht einmal 4%.

Eine ungleich höhere Verfälschung der Analysenwerte dürften die unterschiedlichen Illit-Gehalte der Tonfraktion nach sich ziehen. Der Illit kommt in dieser Fraktion als Hauptborträger in Frage. PORRENGA (1963) und HELING (1967) begegnen diesem Fehler, indem sie neben den Bor-Gehalten der Tonfraktion die Bor-Gehalte der Illite miteinander vergleichen. GRIM & JOHNS (1954) fanden in rezenten Sedimenten gleichen Zufuhrgebietes, aber unter-

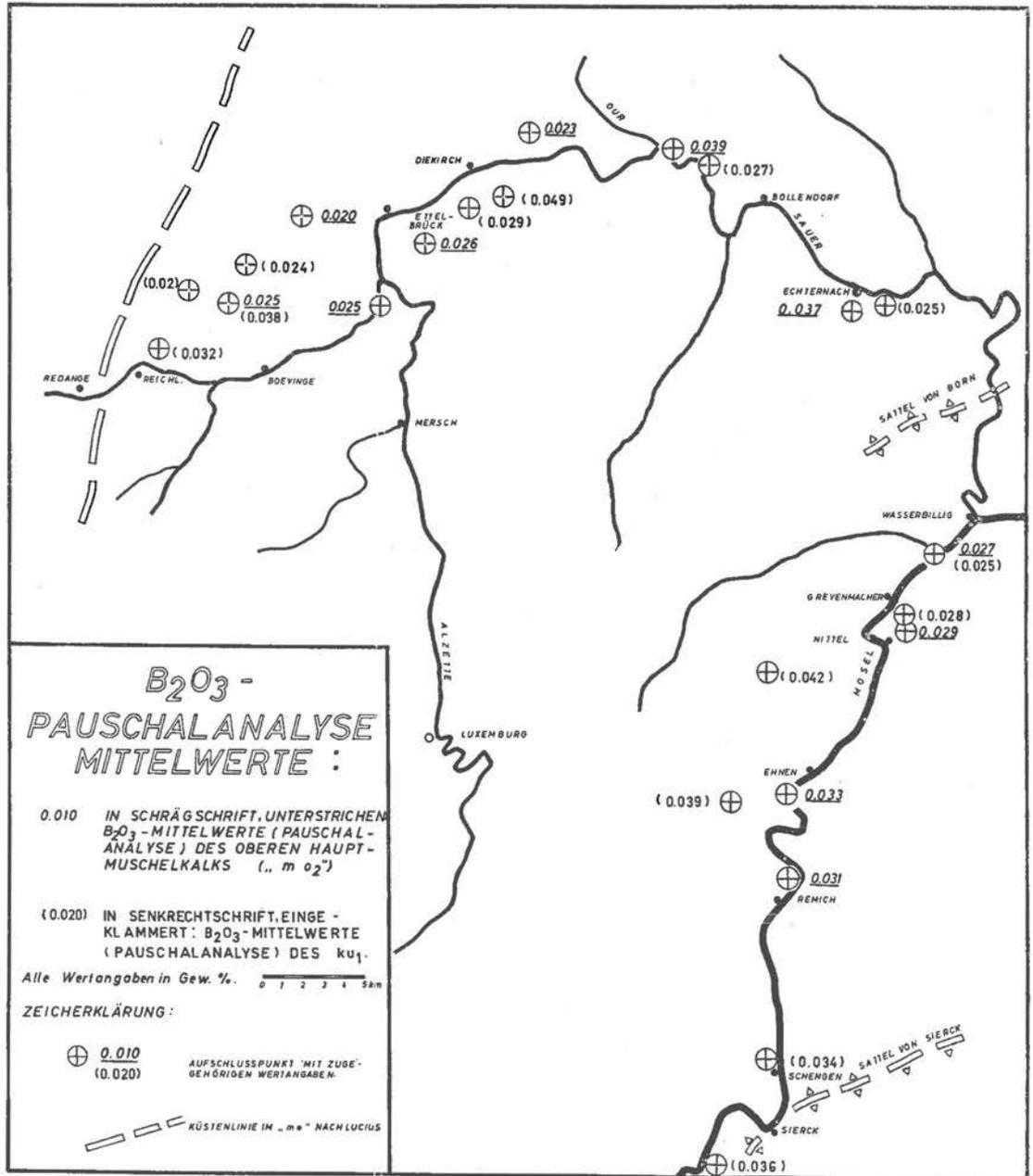


Abb. 32.

schiedlicher Biofazies eine Zunahme von Illit und Chlorit mit steigender Salinität und steigendem pH-Wert, gleichzeitig eine Abnahme von Montmorillo nit. Eine alleinige Untersuchung des Illit-Anteils könnte deshalb evtl. auch zu Fehlschlüssen führen.

In der folgenden Tabelle sind die Röntgenanalysen von einigen tonigen Sedimenten aus den verschiedenen Fazies- und Schichtbereichen dargestellt (Pauschalanalyse).

Die quantitativen Ergebnisse sind auf Grund der Röntgenintensitäten lediglich abgeschätzte Werte. Da die Tonminerale sehr unterschiedlich gut kristallisiert sind, kann die Fehlergrenze relativ groß sein. Zum Teil ergeben sich in den Angaben hohe Fehlbeträge (bezogen auf 100%), dies wird auf Beimengungen röntgenamorpher Substanzen zurückzuführen sein. Die Zahlenangaben beziehen sich auf Gew. %.

Normalfazies

Profil m SiO₂ Feldsp. Glimmer Chlorit Kaol. Calcit Dol. Anmerk.

Grenzdolomit (Aufschluß « Weisbach » bei Kapenacker)

8.20 m	20	5	25–30 l	3	?	–	5–10	
4.60 m	25	3–5	30 l	?	?	5	5–10	Pyrit?

Bunte Mergel des « ku₁ » (Aufschluß « Weisbach » bei Kapenacker)

3.20 m	5–10	3	35 l	5–10	?	–	–	
2.40 m	15	?	30 l	3	?	5	25	Hämatit 3–5
2.40 m ⁺)	3–5	3	50 l	–	–	–	–	Siderit?

« Lettenkohlsandstein » (Aufschluß « Reinbüsch » bei Wellen)

34.20 m	15–20	5	40 l	5	?	–	?	Illit ⁺⁺)
---------	-------	---	------	---	---	---	---	-----------------------

Grenzschichten (Aufschluß « Reinbüsch » bei Wellen)

28.60 m	15	5	30 l	5–10	?	–	?	Illit ⁺⁺)
23.00 m	15	5	30 l	5–10	3	?	?	Illit ⁺⁺)

Ceratitenschichten

10.20 m	5–10	5	20–25 l	5–10	?	–	20	
8.80 m	25–30	3	20–25 l	≤ 5	?	–	40–45	
5.30 m	15	3	20 l	5–10	?	–	40–45	

+) = Kornfraktion kleiner als 2_μ, kalkfrei;

++) = Der Illit der Probe ist sehr schlecht erhalten; l=Illit

Randfazies

Profilm	SiO ₂	Feldsp.	Glimmer	Chlorit	Kaol.	Calcit	Dol.	Hämatit
Unterer Keuper (Aufschluß « Schankengraecht » bei Reimberg »)								
14.20 m	50	3	25 S	10	–	–	–	5 ⁺)
12.60 m	45	3	20–25 S	10–15	–	–	–	5 ⁺)
Oberer Hauptmuschelkalk (Aufschluß « Weidenwiesen » bei Vichten)								
6.60 m	25–30	–	20 S	5	–	–	25	3–5 ⁺)
2.90 m	30	3	30 S	10	–	–	?	3–5 ⁺)

S = Serizit; ⁺) = Hydrohämatit

Aus der Tabelle können wir folgendes ersehen: Im Bereich der Normalfazies schwanken die Illit-Gehalte in einem relativ großen Bereich (20-40 Gew. % Illit), eine Verfälschung der Bor-Gehalte durch einen unterschiedlichen Illit-Anteil in den tonigen Sedimenten ist also durchaus gegeben. Ein Vergleich und eine Ausdeutung nur auf Grund von Bor-Einzelwerten erscheint deshalb auch nicht sinnvoll, die statistische Auswertung dürfte hier das Gegebene sein.

Im Gegensatz zu den Proben der Normalfazies setzt sich die Glimmergruppe der tonigen Proben der Randfazies vorwiegend aus Serizit zusammen. Serizit kann wie Illit große Mengen von Bor in sein Gitter einbauen. HARDER (1963) gibt für Illit Bor-Gehalte zwischen 100-2000 g B/t und mehr, für Serizit Bor-Gehalte zwischen 40-2000 g B/t an. Die Einbauraten an Bor in beide Minerale scheinen ähnlich zu sein. Ein Vergleich der Bor-Gehalte der tonigen Sedimente aus den verschiedenen Faziesgebieten (Normal- und Randfazies) halte ich deshalb für möglich.

4.2.2. Untersuchungsergebnisse

Die angeführten Analysenwerte beziehen sich auf die Analyse der Fraktion kleiner als 2 μ der jeweiligen tonigen Sedimente. Pauschalanalysenwerte werden nur zu Vergleichszwecken herangezogen, die entsprechenden Werte sind jeweils als solche gekennzeichnet und zwar mit (P) = Pauschalanalyse.

Für den Oberen Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper in Luxemburg erhalten wir die folgenden mittleren Bor-Gehalte:

1. Normalfazies

« km ₁ », unterster Teil	200 g B/t = 0,064 Gew. % B ₂ O ₃
Grenzdolomit (« ku ₂ »)	193 g B/t = 0,062 Gew. % B ₂ O ₃
Bunte Mergel des « ku ₁ »	178 g B/t = 0,057 Gew. % B ₂ O ₃

« Lettenkohlsandstein »	131 g B/t = 0,042 Gew. % B ₂ O ₃
Grenzschichten (unterer « mo ₂ »)	165 g B/t = 0,053 Gew. % B ₂ O ₃
Ceratitenschichten (unterer « mo ₂ »)	160 g B/t = 0,051 Gew. % B ₂ O ₃

2. Randfazies

Unterer Keuper (« ku »)	168 g B/t = 0,053 Gew. % B ₂ O ₃
Oberer Hauptmuschelkalk (« mo ₂ »)	184 g B/t = 0,059 Gew. % B ₂ O ₃

Die Bor-Gehalte in den Ceratitenschichten der Normalfazies streuen zwischen 102-210 g B/t, in den Grenzschichten zwischen 160-212 g B/t, ähnlich variieren die Bor-Gehalte des Oberen Hauptmuschelkalks im Gebiet der Randfazies, und zwar von 150-212 g B/t. Im Unteren Keuper liegen im sog. « Lettenkohlsandstein » die Werte etwa zwischen 143-160 g B/t, in den Bunten Mergeln des « ku₁ » streuen die Werte weiter und zwar zwischen 120-210 g B/t, im Grenzdolomit ebenso von 144-225 g B/t. Die Werte des Unteren Keupers der Randfazies bewegen sich zwischen 75-210 g B/t.

Zu Vergleichszwecken wurde ein etwa 10 m mächtiges Profil der obersten Ceratitenschichten (mo₂) Norddeutschlands (Straßenanschnitt bei Talle/Kreis Lemgo) auf seine Bor-Gehalte hin untersucht, der mittlere Bor-Gehalt liegt dort bei 105 g B/t (P). Einen Analysenwert aus den Ceratitenschichten bei Göttingen gibt HARDER (1959b) mit 125 g B/t (P) an, die Tonfraktion einer ebenfalls bei Göttingen entnommenen Probe (gleiche Arbeit) bestand fast ganz aus reinem Illit und hatte einen Bor-Gehalt von 210 g B/t.

Die Bormittelwerte des Oberen Hauptmuschelkalks in Luxemburg (Normalfazies) liegen etwa zwischen 84-122 g B/t (P). Weitere Vergleichswerte liegen uns aus dem « Lettenkeupersandstein » (ku) vor. HELING (1967) ermittelte für diese Schichtfolge in Nordwestdeutschland Bor-Gehalte (Einzelwerte) von rund 68-118 g B/t, in Franken 31-171 g B/t und in Württemberg 81-131 g B/t (die angeführten Borwerte werden in der genannten Arbeit jeweils in Gew. % B₂ O₃ angegeben, die Werte wurden auf g B/t umgerechnet).

In der vertikalen Profilabfolge können wir verschiedene Tendenzen ausmachen, die aus Abb. 39, 40, 41 ersichtlich sind. Hervorzuheben ist vor allem die deutliche Zunahme der Bor-Gehalte im Gebiet der Normalfazies von der Grenze « mo₁ »/« mo₂ » zu den Grenzschichten (Abb. 39) und die deutliche Zunahme der Bor-Gehalte im Gebiet der Randfazies von der Oberkante des Muschelkalks zum « km₁ » (hier kalkiges Konglomerat Abb. 41).

Der scharfe lithologische und biofazielle Schnitt Muschelkalk - Keuper zeichnet sich bei den vertikalen Borkurven nur sehr undeutlich ab, er ist nur durch die statistische Auswertung der Analysenwerte scharf zu erfassen.

Auch die aus den statistischen Mittelwerten sehr klar ersichtliche Zunahme der Bor-Gehalte vom « Lettenkohlsandstein » zum Mittleren Keuper ist als « Tendenz » bei den Borkurven der einzelnen Profile nicht ausgebildet (mit Ausnahme der Randfazies siehe oben).

Die Bor-Gehalte streuen in allen Schichtbereichen relativ breit, vermutlich eine Folge unterschiedlicher Illitgehalte.

Erst durch die statistische Auswertung lassen sich klare Zusammenhänge erkennen, dieses Ergebnis gilt ganz allgemein für alle Elemente, die in der vorliegenden Arbeit untersucht wurden.

4.2.3. Diskussion der Ergebnisse

Im paralischen Oberkarbon des Ruhrgebietes konnten ERNST & WERNER (1964) durch Eichung der Bor-Gehalte mit charakteristischen Fossilien eine deutliche und sehr scharfe Unterscheidung der Salinitätsgrade in limnisch (weniger als 0,025 Gew. % $B_2 O_3$), in brackisch (0,025-0,035 Gew. % $B_2 O_3$), in marin (0,035-0,060 Gew.% $B_2 O_3$) und schwach salinar (über 0,060 Gew. % $B_2 O_3$) vornehmen. Eine derartig scharfe Differenzierung der Fazies nach den Bor-Gehalten läßt sich im Oberen Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper des Untersuchungsgebietes nicht verwirklichen, obgleich die Möglichkeit einer Eichung an Fossilien durchaus gegeben ist. Die Bor-Gehalte der einzelnen Schichtabschnitte schwanken in relativ hohen Bereichen, so z. B. in den Ceratitenschichten zwischen 0,032-0,067 Gew. % $B_2 O_3$, was nach den Verhältnissen im Ruhrkarbon einer brackischen - schwach salinaren Fazies entsprechen würde. Die starke Streuung der Werte wird vermutlich auf die verschiedenen Illitgehalte der Tonfraktion zurückzuführen sein. Erst die statistische Auswertung ermöglicht eine Unterscheidung in verschiedene Salinitätsbereiche. Im Gebiet der Normalfazies können wir eine Zunahme der Bor-Gehalte und damit wahrscheinlich auch der Salinität von den Ceratitenschichten zu den Grenzschichten beobachten, dies deutet sich durch die vertikale Tendenz der Bor-Gehalte an. Einzelne Maximalwerte, die über den « mo_2 »-Durchschnitt von 0,052 Gew. % $B_2 O_3$ weit hinausgehen, dokumentieren vermutlich zeitlich begrenzte Abschnitte mit einer schwach salinaren Fazies, so u. a. im obersten Teil der Ceratitenschichten von Ehnen und Remich (bis 0,069 Gew. % $B_2 O_3$) oder aber in den Grenzschichten des Aufschlusses « Reinbüsch » bei Wellen (0,068 Gew. % $B_2 O_3$). Die biologische Fazies zeigt bei diesen beiden Beispielen den gleichen Befund an, die Horizonte mit *Lingula tenuissima* im Bereich Remich-Ehnen, bzw. die Kümmerformen von Schnecken aus dem Aufschluß « Reinbüsch » bei Wellen fallen mit diesen Bormaxima zusammen. Überhaupt stimmt der Salinitätsbefund auf Grund der mittleren Bor-Gehalte mit dem biofaziellen Befund weitgehend überein. Der mittlere Bor-Gehalt des sog. « Lettenkohlsandsteins » liegt unter dem mittleren Bor-Gehalt der marinen - schwach salinaren Ablagerungen des Oberen Hauptmuschelkalks, wir haben also eine Abnahme der Salinität, die sich auch in den biologischen Fazies durch das plötzliche Auftreten von euryhalinen Fossilien ausdrückt.

In den Bunten Mergeln des « ku_1 » steigen die Bor-Gehalte über das marine Mittel (« mo_2 ») hinaus auf 0,057 Gew. % $B_2 O_3$ an, im Grenzdolomit nimmt der

mittlere Bor-Gehalt noch weiter zu (0,062 Gew. % B_2O_3) und leitet damit zu den hochsalinaren Sedimenten des Pseudomorphosenkeupers (« Gipskeupers ») über. Die Zunahme der Salinität auf den gipsführenden « km₁ » hin kommt also durch die mittleren Bor-Gehalte sehr deutlich zum Ausdruck, viel deutlicher als bei der biologischen Fazies. Nach den Bor-Gehalten liegen die Sedimente der Bunten Mergel des « ku₁ » und des Grenzdolomits z. T. bereits schon in einer schwach salinaren Fazies vor.

Die Bor-Gehalte des Oberen Hauptmuschelkalks der Randfazies liegen über den mittleren Bor-Gehalten der Normalfazies, wir haben demnach mit einer erhöhten Salinität im Randfaziesbereich für diese Schichtfolge zu rechnen, in der biologischen Fazies kommt dies vermutlich durch das Auftreten von großen und dickschaligen Muscheln (z. B. *Lima gigantea*) zum Ausdruck.

Die Bunten Mergel des « ku₁ » behalten auch im Übergangsbereich zur Randfazies ihre (vorwiegend) schwach salinare Fazies bei, die Werte liegen sogar noch etwas höher (0,058-0,061 Gew. % B_2O_3 , Einzelwerte der Aufschlüsse « Broderbour » bei Gilsdorf, beim « Bach »). Die Aufschlüsse lassen sich durch Fossilfunde (*Rhizoc.*) biofaziell noch als « marin » (wenigstens z. T.) belegen. Westlich der Alzette finden wir in den fossilereen Sedimenten des Unteren Keupers der Randfazies neben sehr hohen B_2O_3 -Gehalten (bis 0,069 Gew. %) auch sehr niedrige Gehalte (0,034-0,048 Gew. %). Die hohen Bor-Gehalte und damit die hohe Salinität der Sedimente könnte auf lokale Eindampfungsseen vom Typ der Etoschafanne (GEVERS 1930) zurückgeführt werden. SCHNEIDER (1966) nimmt für das « kalkige Konglomerat » des « km₁ » in Luxemburg eine ähnliche Entstehung an. Die sehr niedrigen Bor-Gehalte zeigen vermutlich terrestrische Horizonte an.

Ganz allgemein ist im Unteren Keuper der Randfazies die Zunahme der Salinität zum « km₁ » (hier « kalkiges Konglomerat ») hin sehr deutlich ausgebildet, die gleiche Entwicklung liegt auch in den Sedimenten der Normalfazies vor.

Beim Vergleich mit den Bor-Gehalten, die HARDER bzw. HELING für das nord- bzw. süddeutsche Muschelkalk- und Keuperbecken ermittelt haben, fallen uns vor allem die hohen Bor-Gehalte im Unteren Keuper Luxemburgs auf.

Wir müssen im Unteren Keuper Luxemburgs vermutlich mit einer bedeutend höheren Salinität rechnen als im übrigen Germanischen Becken, das gilt vor allem für die Bunten Mergel des « ku₁ », die mit ihren z. T. schwach salinaren Sedimenten erste Züge der einsetzenden hochsalinaren Epoche des Pseudomorphosenkeupers (« Gipskeupers ») tragen, noch deutlicher trägt diese Züge der Grenzdolomit Luxemburgs.

Ein Vergleich mit den Ceratitenschichten Norddeutschlands scheint auf Grund der wenigen Vergleichswerte allzu gewagt.

Unberücksichtigt blieben bei diesen Aussagen der Einfluß des Klimas, der Sedimentationsgeschwindigkeit, der diagenetischen Veränderungen und vor allem der Herkunft des Materials auf die Bor-Gehalte. Der letzte Faktor dürfte

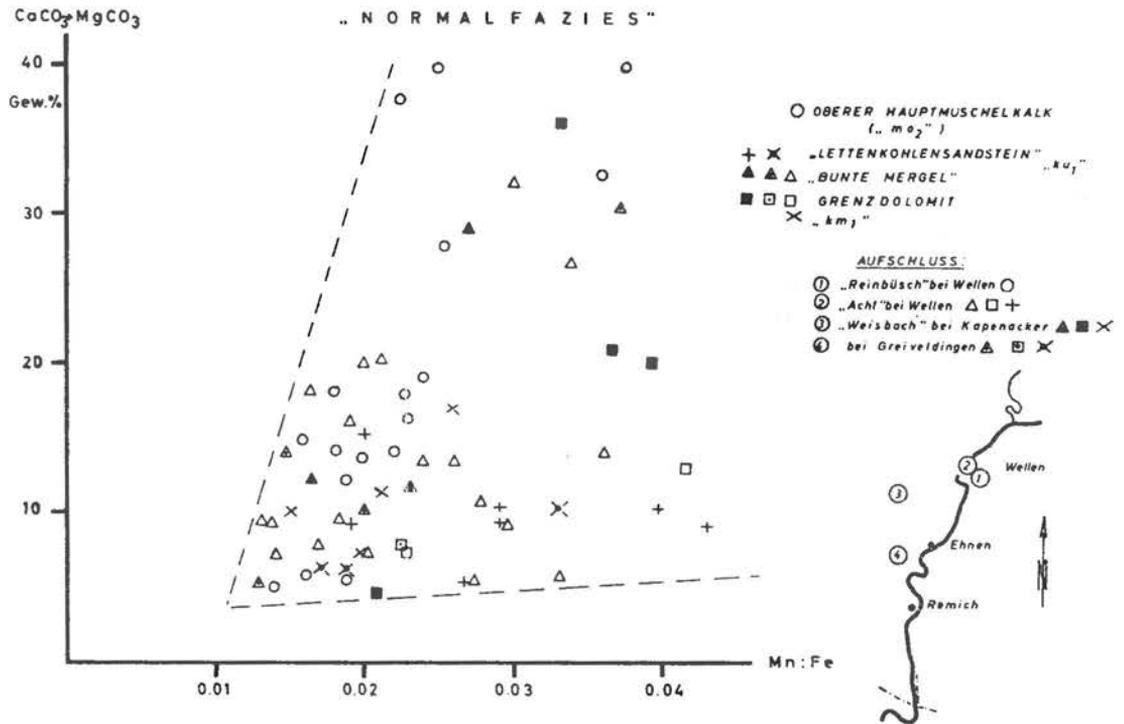


Abb. 33 Das Verhältnis Mn : Fe der tonigen Sedimente im Bereich der Normalfazies, aufgetragen gegen den Karbonatgehalt der jeweiligen Proben.

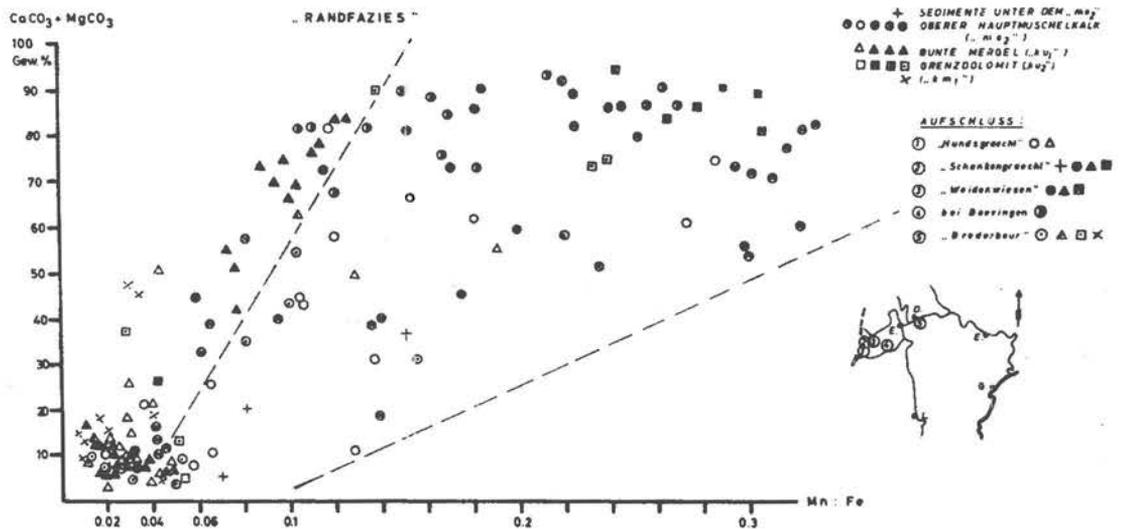


Abb. 34 Das Verhältnis Mn : Fe der Sedimente im Bereich der Randfazies, aufgetragen gegen den Karbonatgehalt der jeweiligen Proben.

auf die Höhe der Bor-Gehalte einen nicht unwesentlichen Einfluß haben. Auch die klimatischen Verhältnisse können sich in den Bor-Gehalten recht deutlich widerspiegeln (HARDER 1963, ERNST 1965). So könnte die Zunahme der Bor-Gehalte vom « Lettenkohlsandstein » in Richtung « km₁ » auch eine klimatische Ursache haben.

4.3. Das Verhältnis Mn:Fe als Kriterium zur Unterscheidung mariner und nicht mariner Sedimente

4.3.1. Untersuchungsergebnisse

In Abb. 33 ist das Mn : Fe-Verhältnis der tonigen Sedimente aus dem Oberen Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper der Normalfazies gegen den jeweiligen Karbonatgehalt aufgetragen. Die Darstellung zeigt einen relativ breiten Streuungsbereich der Verhältniszahlen, irgendwelche Unterschiede zwischen den Muschelkalk- und Keupersedimenten sind nicht zu erkennen (was evtl. an der Art des chemischen Aufschlusses liegt: Fe = HCl-löslicher Anteil, Mn = HCl + HNO₃-löslicher Anteil).

Abb. 34 zeigt das Mn : Fe-Verhältnis der Sedimente im Bereich der Randfazies. Auch hier haben wir einen breiten Streuungsbereich der Verhältniszahlen, wir können jedoch vor allem bei höheren Karbonatgehalten Sedimente mit einem relativ niedrigen Verhältnis Mn : Fe (vorwiegend « ku₁ »-Sedimente) und Sedimente mit einem relativ hohen Verhältnis Mn : Fe (vorwiegend « mo₂ » und « ku₂ »-Sedimente) auseinanderhalten. Noch deutlicher kommt dieser Unterschied in Abb. 35 heraus. Die vertikal aufgetragenen Verhältniszahlen zeigen ein deutliches Minimum im Bereich der Bunten Mergel des « ku₁ ».

4.3.2. Deutung

Im Gebiet der Normalfazies ist eine Unterscheidung marin - nichtmarin mit Hilfe der Mn : Fe-Verhältniszahlen nicht möglich. Sowohl die sicher marinen Gesteine des « mo₂ », als auch die sicher terrestrischen Tonmergelzwischenlagen der Wurzelböden des « ku₁ » liefern ungefähr die gleichen Werte, die Werte des « mo₂ » liegen z. T. noch unter dem arithmetischen Mittel, das DEGENS (1958) und WEGEHAUPT (1962) für die limnischen Schiefertone des Ruhrkarbons angeben (DEGENS: 0,014 für nichtmarin, 0,025 für marin, bei einem Karbonatgehalt von weniger als 4%). Neben der chemischen Aufschlußmethode, die nicht den gesamten Fe- und Mn-Anteil (vor allem nicht den Fe-Anteil des Pyrits) erfaßt, dürfte auch des chemische Verhalten von Eisen und Mangan hier eine Rolle spielen.

Eisen bildet in sauerstoffhaltigem Wasser in einem noch weiteren Eh- und pH-Bereich als das Mangan unlösliche Hydroxyd-Oxyd-Verbindungen der 3-wertigen Stufe. Eine Reduktion zum 2-wertigen Eisen erfolgt erst bei wesentlich niedrigeren Eh-Werten als beim Mangan. Das Mn : Fe-Verhältnis hängt also unmittelbar vom Redox-Potential der betreffenden Sedimente ab. Demnach müßte eine reale Unterscheidung mariner und nichtmariner Sedimente mit Hilfe des Mn : Fe-Verhältnisses gleiche oder ähnliche pH- bzw. Eh-Werte in den betreffenden Sedimenten zur Voraussetzung haben.

Ungeachtet dieser Aussagen scheint im Gebiet der Randfazies eine Unterscheidung der Sedimente in marin und nichtmarin auf Grund des Verhältnisses Mn : Fe möglich zu sein. Die roten Sedimentfarben deuten auf eine gute Durchlüftung der Sedimente und gleichmäßige Sauerstoff-Fazies in diesem Bereich hin, der Pyritanteil ist hier vermutlich gleich null, so daß ein größerer Fe-Anteil durch die angewandte Aufschlußmethode erfaßt wird.

4.4. Strontium als Faziesindikator

4.4.1. Untersuchungsergebnisse

Wie die Versuche von KNOBLAUCH (1963) zeigen, geht das im Gestein vorhandene Strontium weitgehend im Säureauszug in Lösung. Die vorliegende Untersuchung beschränkt sich auf den HCl-löslichen Sr-Anteil der Sedimente. (Die Untersuchungsmethode siehe unter Arbeitsverfahren 2 e). In tonigen Sedimenten ist Strontium stärker angereichert als in karbonatischen (Abb. 36). Zu diesem Ergebnis kommen auch andere Autoren (HIRST 1962, WEGEHAUPT 1962, KREJCI-GRAF et al. 1965, BAUSCH 1966). Bei der Zusammenstellung der mittleren Strontiumgehalte des Oberen Hauptmuschelkalks wurden deshalb nur die Sedimente mit einem Karbonatgehalt von über 70 Gew. % berücksichtigt. (Abb. 37). Die Darstellung zeigt niedrige Sr-Werte im Gebiet der Randfazies, die kontinuierlich zum Beckentiefsten hin zunehmen. Im Bereich des Beckentiefsten liegen die Werte nahe zusammen, in Richtung Siercker Schwelle nehmen sie wiederum ab und erreichen im Gebiet von Remich ein zweites Minimum.

Die Sr-Gehalte der vertikalen Profilabfolge zeigen keine wesentlichen Änderungen innerhalb der Schichtfolge (Abb. 16, 40 und Abb. 36).

Eine Ausnahme machen die äußerst niedrigen Sr-Gehalte der Dolomite des Unteren Keupers der Randfazies (Abb. 35).

4.4.2. Deutung der Ergebnisse

Beim Vergleich mit den Sr-Gehalten anderer Sedimentationsgebiete fallen uns vor allem die relativ niedrigen Werte in den Dolomiten des Untersuchungs-

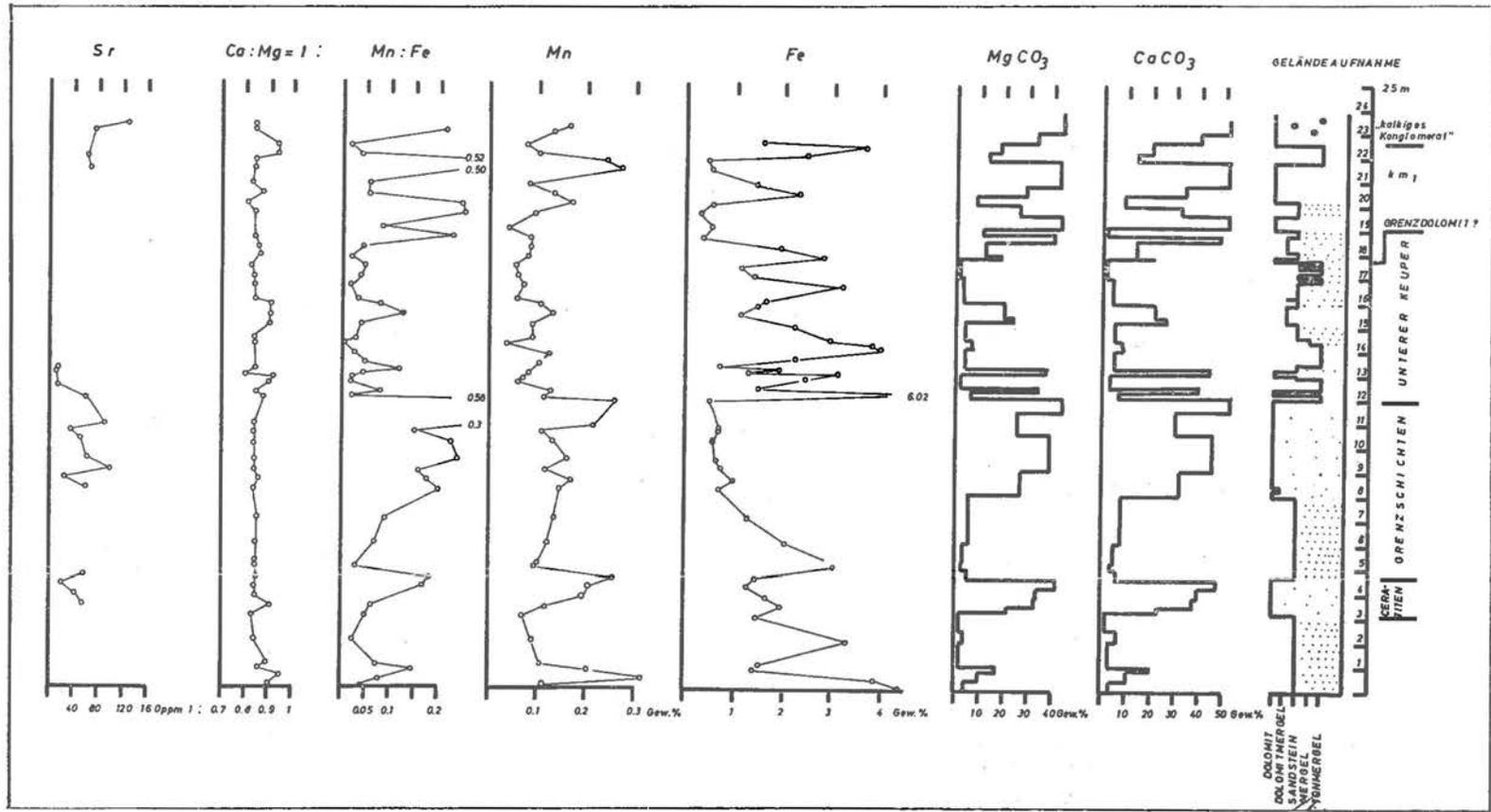


Abb. 35 Oberer Hauptmuschelkalk² und Unterer Keuper im Bereich der Randfazies, Aufschluß «Schankengraecht» bei Reimberg.

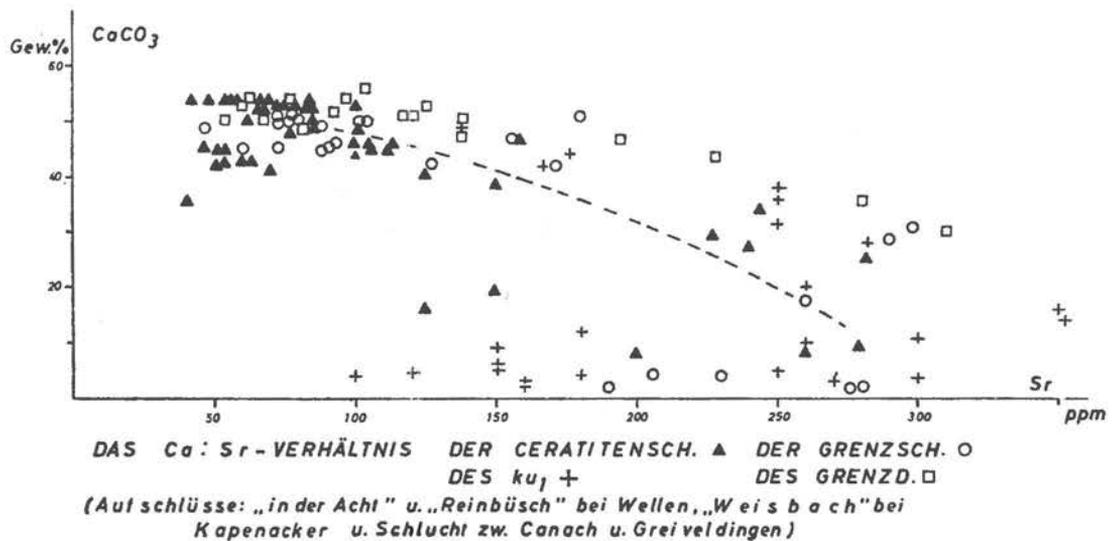


Abb. 36.

gebietes auf. So enthalten rezente Kalksedimente nach SIEGEL (1961) und STEHLI & HOWER (1961) Strontiumgehalte zwischen 5000-11000 ppm. In den Malmkalken Schwabens, Frankens, des Schweizer Juras und Südfrankreichs ermittelten KNOBLAUCH (1963) bzw. BAUSCH (1966) Sr-Gehalte zwischen 100-800 ppm, im allgemeinen wird der Sr-Gehalt fossiler Kalke in der Literatur mit 200-800 ppm angegeben. Diesen Vergleichszahlen stehen in Luxemburg mittlere Sr-Gehalte von 15-102 ppm (Dolomite mit einem Karbonatgehalt von über 70 Gew. %) gegenüber.

Schon aus dieser Vergleichsreihe zeichnet sich deutlich eine Abnahme der Sr-Gehalte von rezenten Kalksedimenten über fossile Kalke zu Dolomiten hin ab. Zum weiteren Verständnis ist eine Betrachtung der Zusammensetzung rezenter und fossiler Kalke notwendig.

Rezente Kalkbildungen bestehen zu einem großen Teil aus Aragonit (z. B. Riffe). Nun kann Aragonit Strontium praktisch unbegrenzt aufnehmen, er bildet eine Mischkristallreihe mit Strontianit, während Calcit nur sehr wenig Strontium in sein Gitter aufnehmen kann (im wesentlichen nach NOLL 1934). Im Laufe der Diagenese wandelt sich die instabile Form in die stabile um, aus Aragonit wird Calcit, dabei geht ein Großteil des Strontiums in den karbonatischen Sedimenten verloren. SIEGEL (1960) findet einen deutlichen Zusammenhang zwischen dem Aragonitanteil und dem Sr-Gehalt kalkiger Sedimente, der Abnahme des Aragonits in diagenetisch stärker veränderten Kalken geht eine Abnahme der Strontiumwerte parallel.

Eine weitere und nicht unbeträchtliche Abnahme der Sr-Gehalte scheint mit der sekundären Dolomitisierung der Sedimente verbunden zu sein. Dies

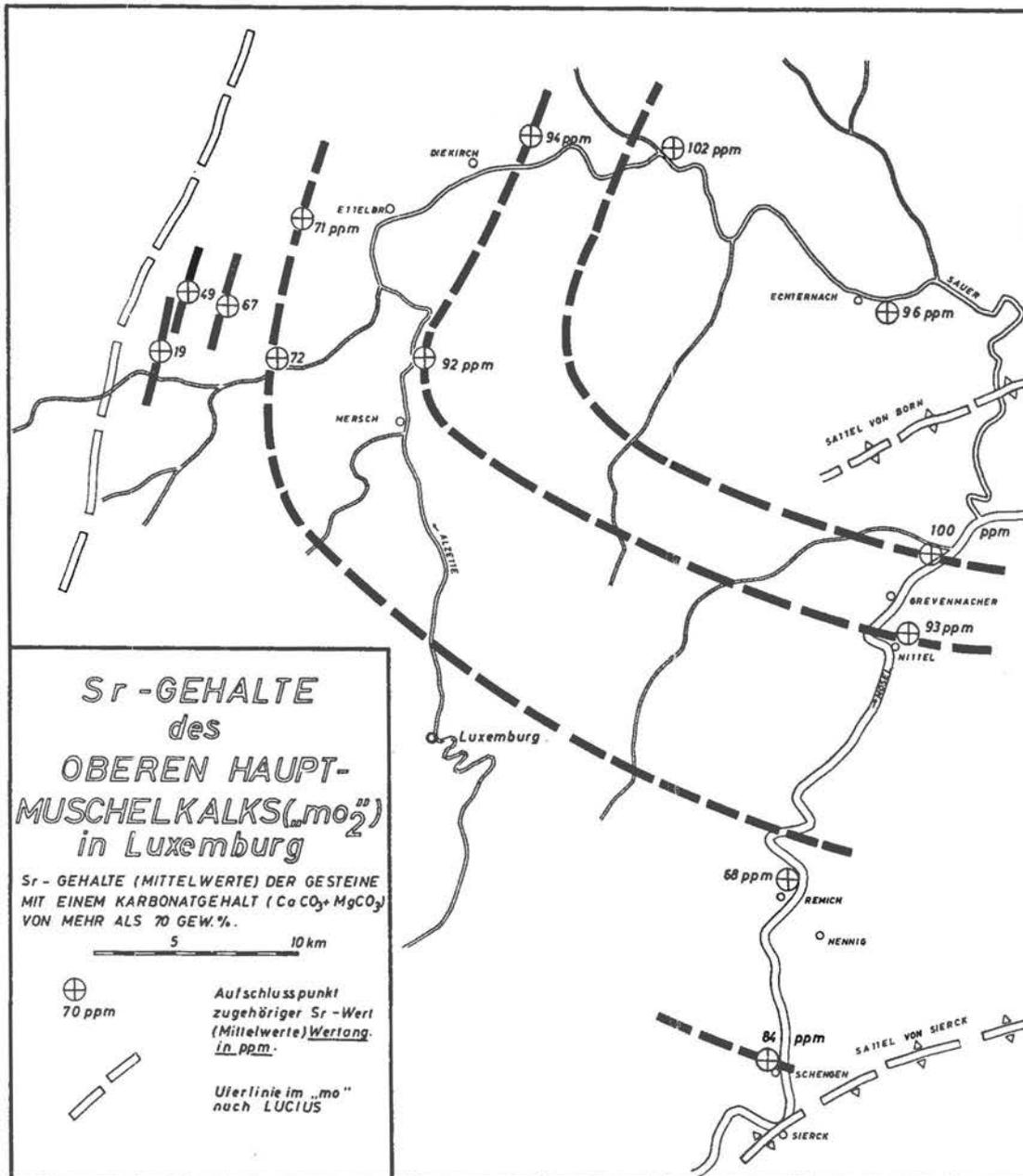


Abb. 37 Die Strontiumgehalte (HCl-löslicher Sr-Anteil) der Dolomite des Oberen Haupt-muschelkalks.

beweisen die relativ niedrigen Sr-Gehalte der sehr wahrscheinlich sekundär dolomitisierten Sedimente der untersuchten Schichtfolge.

Beim Vergleich mit den Mittelwerten des Mg-Anteils der Dolomite (Abb. 15) deutet sich ein Zusammenhang zwischen den beiden Elementen an. Die

Sr-Gehalte (Abb. 37) verhalten sich mehr oder weniger invers zum Mg-Anteil der Dolomite, die Maxima des Mg-Anteils der Dolomite fallen im großen und ganzen mit den Minima des Sr-Anteils der Sedimente zusammen. Vermutlich ist also mit einem steigenden Mg-Anteil eine Abnahme des Strontiums verbunden. Eine Aussage über die Salinitätsverhältnisse in der untersuchten Schichtfolge auf Grund der Sr-Gehalte ist deshalb auch nicht möglich.

5. Die Sauerstoff-Fazies der untersuchten Schichtenfolge

Die Anwesenheit von Hämatit im Sediment zeigt freien Sauerstoff an und kann damit einen Hinweis auf den pH- bzw. Eh-Wert des Ablagerungsmediums geben. Auch die ganze Skala des Redox-Potentials von Eisen, angefangen bei Eisen III-Oxyden und -Oxyhydraten über Chlorite, Glaukonit, Siderit zu Pyrit kann brauchbare Hinweise liefern (KREJCI-GRAF 1966). Mangan reichert sich im sauerstoffhaltigen, Vanadium im sauerstoffarmen bis sauerstofffreien Medium stärker an (BOVARD fide BORCHERT & KREJCI-GRAF 1959). Das V : Cr-Verhältnis in organischen Sedimenten liegt bei Gyttja und Torf meist um 1, in Sapropeliten um 10 und darüber (BORCHERT & KREJCI-GRAF 1959), für Sapropelite werden auch Werte von 2-10 angegeben (KREJCI-GRAF in GOLD-SCHMIDT et al., verbessert durch SEIBOLD et al. fide KREJCI-GRAF 1966). Das V : Cr-Verhältnis mineralischer Sedimente liegt unter 1 (WEGEHAUPT 1962). Der Schwerpunkt der im folgenden beschriebenen Untersuchungen liegt auf V und Cr, bzw. auf dem Verhältnis der beiden Elemente (V : Cr), (Untersuchungsmethode für V und Cr siehe unter Arbeitsverfahren 2 f, für Schwefel siehe 2 g).

5.1. Untersuchungsergebnisse

Zunächst schien es wichtig, der Abhängigkeit der Cr- und V-Gehalte von der Kornfraktion nachzugehen. Wie wir aus Abb. 38 ersehen können, ist Cr in tonigen Sedimenten vor allem an die Tonfraktion gebunden. In den gröberen Fraktionen ist Cr nur in relativ geringen Mengen nachzuweisen, z. T. liegen die Werte unter der Nachweisgrenze. Anders ist es bei den V-Gehalten toniger Sedimente. Vanadium ist vor allem in den gröberen Fraktionen angereichert. Die verschiedene Korngrößenabhängigkeit der beiden Elemente geht auch aus den Kurven der Pauschalanalyse im Vergleich mit den Kurven der Analyse der Tonfraktion deutlich hervor (Abb. 39 und 40). Ein Vergleich der Cr- bzw. V-Gehalte der Tonfraktion scheint deshalb auch nicht sinnvoll. Die Erniedrigung der Cr- und V-Gehalte mit zunehmendem Karbonatgehalt ergibt sich deutlich beim Vergleich der Analysenwerte toniger und karbonatischer Gesteine, die Untersuchung beschränkt sich deshalb nur auf die tonigen Sedimente (Mergel und Tonmergel).

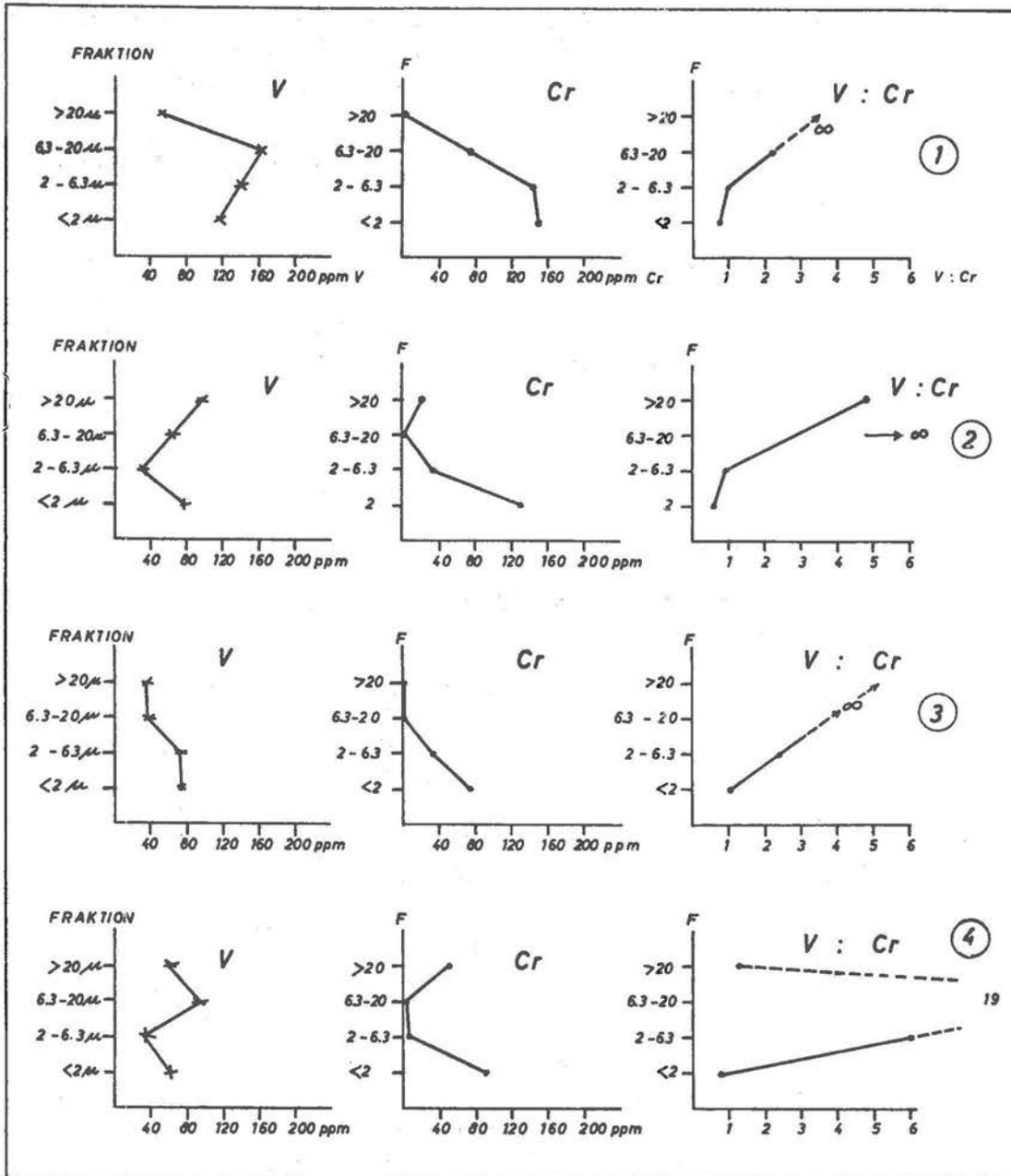


Abb. 38 Die Anhängigkeit der Chrom- und Vanadiumgehalte und des Verhältnisses V:Cr von der Kornfraktion.

Herkunft der Proben:

- (1) Oberer Hauptmuschelkalk der Randfazies, Aufschluß « Weidenwiesen » bei Vichten;
- (2) Ceratitenschichten der Normalfazies, Aufschluß « Reinbüsch » bei Wellen;
- (3) Wie (2);
- (4) Bunte Mergel des « ku₁ », Aufschluß « Weisbach » bei Kapenacker;

Die im folgenden angegebenen Analysenwerte beziehen sich jeweils auf die Pauschalanalyse. Für die tonigen Sedimente der Schichtfolge des Untersuchungsgebietes erhalten wir die folgenden mittleren Cr- bzw. V-Gehalte:

Normalfazies:	Cr (ppm)	V (ppm)
« km ₁ », unterster Teil	72	124
Grenzdolomit	68	122
Bunte Mergel des « ku ₁ »	56	140
« Lettenkohlsandstein »	60	129
Grenzsichten (ob. « mo ₂ »)	54	92
Ceratitenschichten (unterer « mo ₂ »)	54	92

Randfazies

« km ₁ », unterster Teil	32	39
Unterer Keuper (« ku »)	56	73
Oberer Hauptmuschelkalk	48	65

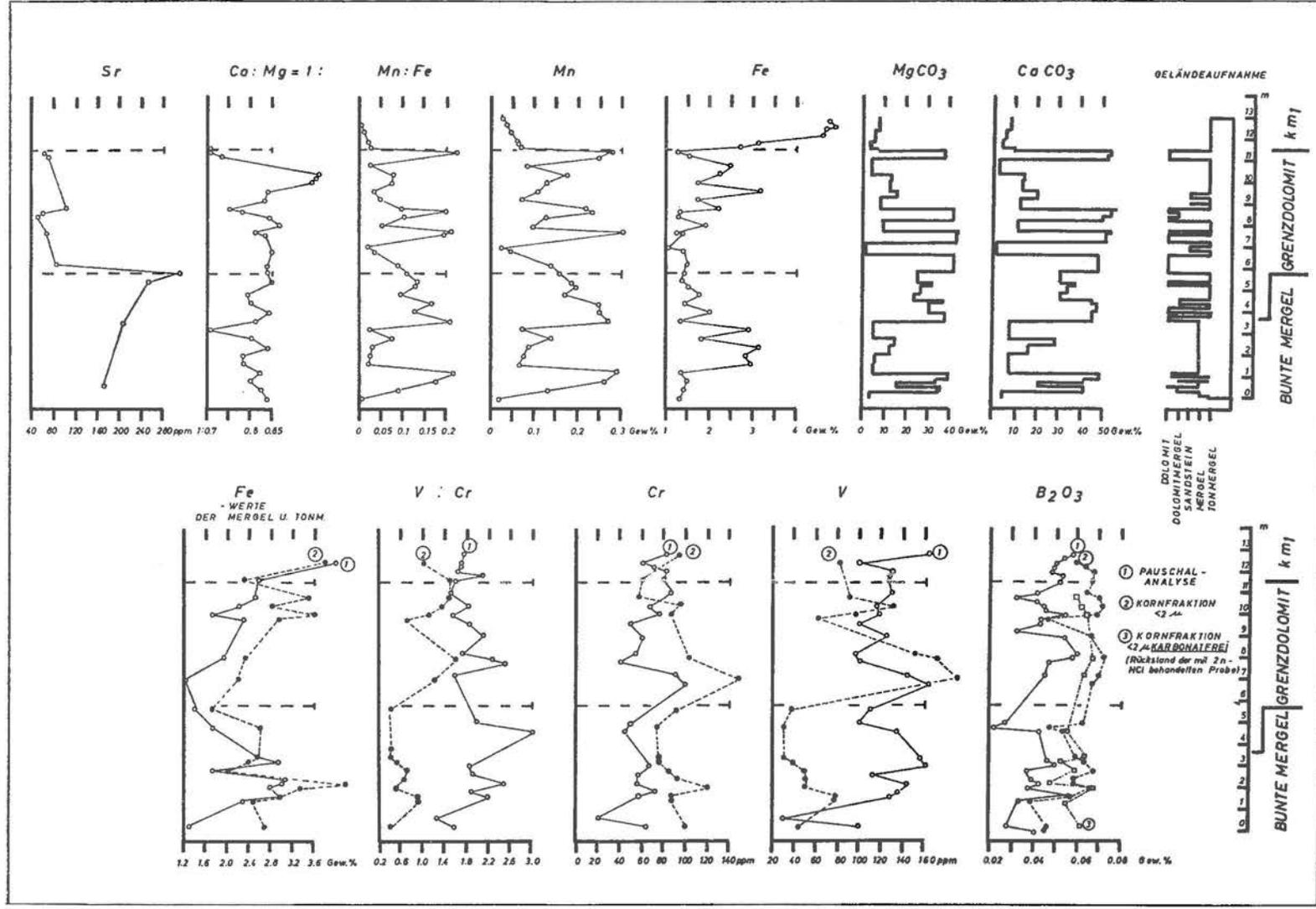
Die Streubreite der V- bzw. Cr-Gehalte der untersuchten Sedimente gibt folgende Tabelle wieder:

Normalfazies	V (ppm)	Cr (ppm)
Grenzdolomit	95–168	40–102
Bunte Mergel des « ku ₁ »	100–160	57– 85
« Lettenkohlsandstein »	99–132	50– 82
Grenzsichten	40–160	15– 80
Ceratitenschichten	69–111	30– 75
Randfazies	+))	+))
Unterer Keuper (« ku »)	–115	– 85
Oberer Hauptmuschelkalk	30–100	15– 82

Im Gegensatz zu TONNDORF (1959), der ein Ansteigen der Chrom- und Vanadiumwerte (neben anderen Elementen) von roten Mergeln über rote, grünblaue zu dunkelgrauen Tönen (Keuper der Thüringer Mulde) feststellen kann, läßt sich ganz allgemein von den durchgehend roten Tonmergeln und Mergeln der Randfazies zu den blaugrauen bis grauschwarzen (« mo₂ ») bzw. grüngrauen, roten und rotvioletten (« ku ») Tonmergeln und Mergeln der Normalfazies nur ein deutlicher Anstieg der V-Gehalte beobachten, die Cr-Werte nehmen nur unbedeutend zu (siehe Mittelwerte).

Die Verhältniszahlen (Mittelwerte) von V : Cr zeigen eine mehr oder weniger deutliche Gesetzmäßigkeit. Im Bereich der Normalfazies nehmen sie kontinuier-

+) = unter der Nachweisgrenze



88 Abb. 40 Unterer Keuper der Normalfazies, Aufschluß «Weisbach» bei Kapenacker.

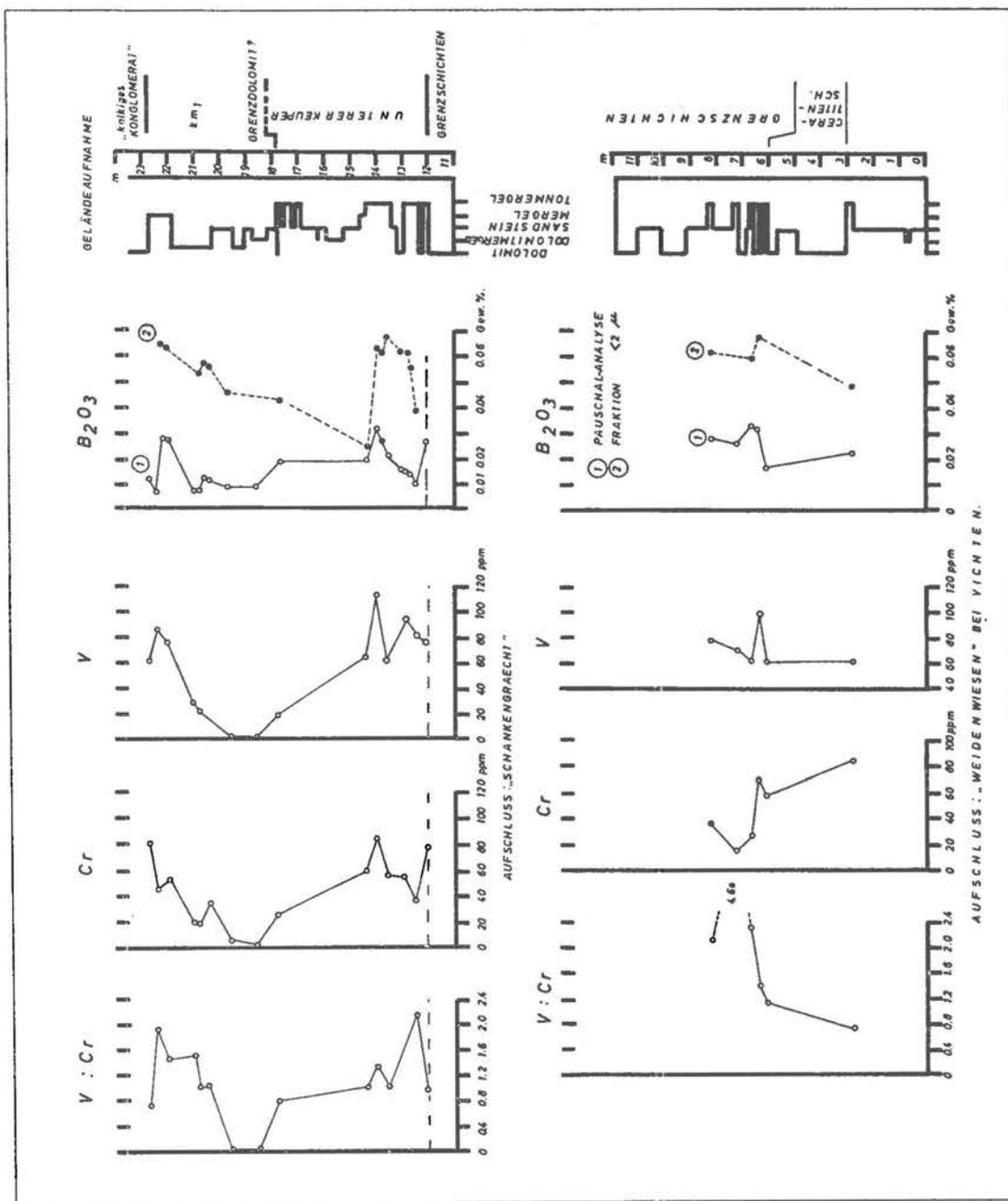


Abb. 41 Oben: Unterer Keuper und unterster Teil des Mittleren Keupers im Bereich der Randfazies, Aufschluß «Schankengraecht» bei Reimberg. – Unten: Oberer Hauptmuschelkalk im Bereich der Randfazies, Aufschluß «Weidenwiesen» bei Vichten.

Anmerkung zu den Abb. 39, 40 und 41: Eine ins Detail gehende Diskussion der vertikalen Variabilität der geochemischen Faktoren erscheint mir deshalb wenig sinnvoll, weil die Maxima und Minima in den Kurvenzügen zu sehr von momentanen Gesteinsunterschieden abhängen. Das Hauptgewicht meiner Arbeit liegt deshalb auf der Deutung der über größere stratigraphische Einheiten gemittelten geochemischen Werte.

lich vom « ku₁ » zum « km₁ » ab, die Verhältniszahlen des Oberen Hauptmuschelkalks liegen unter der Größenordnung, die im « ku₁ » vorliegt. Mit Ausnahme der V : Cr-Verhältniszahlen der Bunten Mergel des « ku₁ » ist eine Gegenläufigkeit der Borwerte und der V : Cr-Verhältniszahlen zu beobachten, diesen Zusammenhang finden wir auch in den Sedimenten der Randfazies. Hohe V : Cr-Verhältniszahlen finden wir in den tonigen Sedimenten des sog. « Lettenkohlsandsteins », die höchsten jedoch in den Bunten Mergeln des « ku₁ » der Normalfazies. Die Bunten Mergel scheinen also eine große Ausnahme zu bilden, sie zeigen diesen sonst sehr deutlichen Zusammenhang zwischen den Bor-Gehalten und den Verhältniszahlen von V : Cr nicht, was aus der folgenden Zusammenstellung klar hervorgeht:

Normalfazies: Mittelwerte von	V : Cr	g B/t
Mittlerer Keuper, unterster Teil	1,72	200
Grenzolomit (« ku ₂ »)	1,79	193
Bunte Mergel des « ku ₁ »	2,50	178
« Lettenkohlsandstein »	2,10	131
Grenzschichten (oberer « mo ₂ »)	1,70	165
Ceratitenschichten	1,70	160
Randfazies:		
« km ₁ », unterster Teil	1,21	—
Unterer Keuper	1,30	168
Oberer Hauptmuschelkalk	1,35	184

Dieser Zusammenhang läßt sich nur auf der Basis der Mittelwerte feststellen, in der vertikalen Profilabfolge ist diese Tendenz nicht ausgebildet, zum Teil laufen sogar die Kurven der Bor-Gehalte und die Kurven der Verhältniszahlen von V : Cr parallel zueinander (Abb. 39, unterer Teil der Ceratitenschichten).

In Abb. 39, im unteren Teil der Ceratitenschichten fallen vor allem die fast parallel verlaufenden Kurven von V : Cr und Schwefel auf. Die entsprechenden Fe-Gehalte verhalten sich divergent im Bereich der höchsten Schwefelgehalte (980 ppm) bzw. höchsten Verhältniszahlen von V : Cr. In diesem Bereich ist Pyrit relativ angereichert, wie Körnerpräparate gezeigt haben. Damit wird auch das Verhalten der Fe-Gehalte verständlich. Die chemische Aufschlußmethode der vorliegenden Fe-Analysenwerte (HCl-löslicher Fe-Anteil) erfaßt ja nicht den Fe-Anteil des Pyrits, die Abnahme des HCl-löslichen Fe-Anteils geht also auf Kosten einer zunehmenden Bildung von Pyrit in diesem Schichtbereich, was z. B. auch durch die relativ hohen Schwefelgehalte zum Ausdruck kommt.

Erwähnenswert ist noch das stark streuende V : Cr-Verhältnis in den Rot-sedimenten der Randfazies. Im Oberen Hauptmuschelkalk kann es z. B. (Abb. 41) zwischen 0,75-4,60 variieren. Im Unteren Keuper liegen die Werte im allgemeinen um und unter 1, allerdings auch mit Ausnahmen (siehe z. B. Abb. 41.)

5.2. Deutung der Untersuchungsergebnisse

Eine Eichungsmöglichkeit der V- und Cr-Werte an irgendwelchen Fossilien ist nicht gegeben, am ehesten könnte noch *Lingula* herangezogen werden, die nach MÜLLER (1958) sehr häufig in sauerstoffarmen Brackwasserbereichen vorkommt. Die Tonmergel direkt über *Lingula*-führenden Dolomiten im Grenzbereich Muschelkalk - Keuper haben ein V : Cr-Verhältnis von 2,6 (« Reinbüsch » bei Wellen), die blaugrauen-grauschwarzen Tonmergel im obersten Teil der Ceratitenschichten von Ehnen und Remich, in denen in dolomitischen Partien *Lingula* erhalten ist, weisen ein V : Cr-Verhältnis von 2,6-2,8 auf. Die Dolomitmergel mit Kümmerformen von Schnecken (« Reinbüsch » bei Wellen) haben ebenfalls ein relativ hohes V : Cr-Verhältnis (2,40). Eine weitere Vergleichsmöglichkeit liefern uns die V : Cr-Verhältniszahlen von Gytija und Sapropeliten. Auch die Skala des Redox-Potentials von Eisen kann uns weiterführen. Die Rotsedimente (Hämatit) im Bereich der Randfazies haben im allgemeinen ein V : Cr-Verhältnis um und unter 1. Einzelne Werte liegen jedoch weit darüber, so daß eine Verallgemeinerung gewagt erscheint.

Um die Rolle des Pyrits in bezug auf das Redox-Potential zu klären, bedarf es einer näheren Betrachtung der Verhältnisse in rezenten Gytjen bzw. Sapropeliten. Der geochemische Unterschied zwischen den beiden besteht in der Lage der Oxydations-Reduktionsfront, bei Vollfaulschlamm liegt sie hoch oben im freien Wasser, bei Halbfaulschlamm dagegen in der obersten Sedimentschicht selbst. Nach KRECJI-GRAF (1966) liegt in Gytija der Übergang zu der schwärzlichen, übelriechenden Reduktionsschicht im Sediment dort, wo der Sauerstoffgehalt der Porenlösungen aufgezehrt ist, die Grenze wandert mit zunehmender Sedimentation nach oben. Die Potentialfläche $E_h = 0$ liegt am Boden. Die helle Oberflächenschicht beherbergt höhere Lebewesen, die Reduktionsschicht ist belebt von Bakterien. Schwefelbakterien erzeugen Sulfide aus Sulfaten bei Oxydierung organischer Substanz. Die Grenze O_2/H_2S ist die Zone stärkster Bakterientätigkeit im Boden, sie ist gleichzeitig die Zone der stärksten Bildung von Metall-Sulfiden, insbesondere von Schwefeleisen.

Im unteren Teil der Ceratitenschichten (« Reinbüsch » bei Wellen, Abb. 39) haben wir in einem bestimmten Bereich eine relative Anreicherung von Pyrit. Das Maximum der Verhältniszahlen von V : Cr und das Maximum von Schwefel fallen mit diesem Bereich zusammen. Nach dem vorher Gesagten können wir in diesem Bereich also mit einem (relativ) niedrigen Redox-Potential rechnen, das ungefähr dem Redox-Potential im Bereich der Grenze O_2/H_2S entsprechen dürfte.

Zusammenfassend können wir also ganz allgemein folgendes sagen: (Relativ) hohe V : Cr-Verhältniszahlen zeigen in den Sedimenten der untersuchten Schichtfolge ein (relativ) niedriges Redox-Potential des Ablagerungsmilieus an (Anreicherung von Pyrit, siehe Abb. 39, also vermutlich die Grenze O_2/H_2S V : Cr = **3,4**, evtl. auch die genannten Fossilien V : Cr = **2,4-2,8**) und niedrige V : Cr-Verhältniszahlen zeigen ein (relativ) hohes Redox-Potential des Ablage-

rungsmilieus (Hämatit der Rotsedimente im Bereich der Randfazies; die V : Cr-Verhältniszahlen liegen im allgemeinen um und unter 1) an.

Dieses Ergebnis stimmt mit den V : Cr-Verhältniszahlen von Gyttja und Sa-propelit ungefähr überein.

Auch die Aussage von BOVARD (fide BORCHERT & KREJCI-GRAF 1959) kann bestätigt werden und unterstreicht im wesentlichen das oben angeführte Ergebnis:

In den Sedimenten der Randfazies (vor allem in den Dolomiten) haben wir relativ hohe Mn-Gehalte, denen im gleichen Faziesbereich (relativ) niedrige V-Gehalte (und ein relativ niedriges Verhältnis V : Cr) in den tonigen Sedimenten gegenüberstehen, im Bereich der Normalfazies liegt der Fall gerade umgekehrt.

Offen bleibt die Frage, inwieweit ein derartiges Schema verallgemeinert werden kann und darf. Wie wir schon gesehen haben, besteht ein Zusammenhang zwischen den mittleren Bor-Gehalten und den mittleren Verhältniszahlen von V : Cr, auch finden wir relativ hohe V : Cr-Verhältniszahlen in den rot und rot-violetten Sedimenten der Bunten Mergel des « ku₁ ».

6. Die klimatischen Verhältnisse während der Ablagerungszeit der untersuchten Schichtfolge

Über die klimatischen Verhältnisse im Bereich des Sedimentationsgebiets geben uns lediglich die durchgehenden roten Sedimentfarben im Bereich der Randfazies eine direkte Auskunft. Sie lassen ein arides-semiarides Klima während der Ablagerungszeit des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers vermuten. Unterstrichen wird diese Aussage durch die im Pseudomorphosenkeuper einsetzende Abscheidung hochsalinärer Sedimente (Gips, Pseudomorphosen nach Steinsalz).

Eine Klima- bzw. Temperaturidentifizierung mit Hilfe der vorliegenden geochemischen Analysenwerte, wie es z. T. in der Arbeit angedeutet wurde, scheint sehr gewagt und soll auch nur als Versuch verstanden werden.

Es erscheint sehr schwierig, ja z. T. undenkbar, den klimatischen Einfluß auf den Elementhaushalt der Sedimente jeweils von den anderen zahlreichen Einflüssen, die den Gehalt der verschiedenen Elemente im Sediment steuern, sicher und deutlich abzutrennen.

So kann z. B. beim Verhältnis Ca : Sr vermutlich kaum eine Temperaturabhängigkeit (HOLLAND et al. 1963, KINSMAN 1965) bei den vorliegenden Werten angenommen werden. Wie wir schon gesehen haben, ist der Sr-Anteil der Sedimente in der untersuchten Schichtfolge vermutlich mehr oder weniger eng mit der sekundären Dolomitisierung verknüpft.

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, auf Grund geochemischer Untersuchungen ein Bild des Ablagerungsraumes und der Faziesbedingungen im Oberen Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper Luxemburgs zu zeichnen. Den geochemischen Untersuchungen vorangestellt werden petrographische, paläontologische und regionalgeologische Untersuchungen, mit deren Hilfe eine Deutung und Verallgemeinerung der geochemischen Ergebnisse angestrebt wird.

Der Ablagerungsraum der untersuchten Schichtfolge läßt sich auf Grund feinstratigraphischer Profilaufnahmen in drei Hauptfaziesräume aufgliedern: In ein Gebiet mit Randfazies, in ein Gebiet mit Beckenfazies und in ein Gebiet, das im Oberen Hauptmuschelkalk Schwellenfazies aufweist. Die Gesteinsausbildung ändert sich im Oberen Hauptmuschelkalk und Unteren Keuper in der Weise, daß eine östliche tonreiche und küstenferne Fazies in eine westliche grobklastische und ufernahe Fazies übergeht. Im Bereich der Siercker Schwelle kann nachgewiesen werden, daß dieser durch jüngere Tektonik herausgehobene Raum sich schon zur Ablagerungszeit des Oberen Muschelkalks durch eine typische Schwellensedimentation von seiner Umgebung abhob. Im Gebiet des ebenfalls durch jüngere Tektonik geformten Sattels von Born lag zur Ablagerungszeit des Oberen Hauptmuschelkalks und Unteren Keupers vermutlich das Beckentiefste des Luxemburger Sedimentationsraumes, so daß wir in diesem Gebiet mit einer « tektonischen Reliefumkehr » rechnen müssen.

Die untersuchte Schichtfolge wurde nach lithologischen Gesichtspunkten in einzelne Schichtglieder aufgeteilt. Die Ceratitenfunde zeigen, daß diese abgetrennten Schichtglieder in ganz groben Zügen in den einzelnen Faziesbereichen horizontbeständig sind.

Der Mg-Anteil der Dolomite (Mittelwerte), die Fe-Gehalte der Dolomite (Mittelwerte) und bedingt auch die Mn-Gehalte der untersuchten Schichtfolge zeichnen die einzelnen Faziesräume z. T. sehr scharf nach. Zwischen den Fossilien der einzelnen Faziesräume und den entsprechenden Bor-Gehalten (Mittelwerte) der Gesteine konnte ein enger Zusammenhang gefunden werden. Auf Grund der Fossilfunde und der « Bor-Mittelwerte konnte eine Rekonstruktion der Salinitätsverhältnisse in den einzelnen Schichtabschnitten und Faziesbereichen vorgenommen werden. Dabei hat es sich gezeigt, daß für eine Aussage über die Salinitätsverhältnisse auf Grund der Bor-Gehalte nur die Analyse der Kornfraktion kleiner als 2μ in Frage kommt; eine Interpretation auf der Basis der Analyse der pauschalen Probe kann zu erheblichen Fehschlüssen führen.

Das Verhältnis Mn : Fe kann nach den vorliegenden Untersuchungen nur in Gebieten bzw. Schichten mit gleichen oder ähnlichen Sauerstoff-Fazies zur Unterscheidung mariner von nichtmariner Fazies herangezogen werden. Die Sr-Gehalte der Gesteine im Untersuchungsgebiet hängen unmittelbar mit der vermutlich sekundären Dolomitisierung der Gesteine zusammen, sie kommen für eine Bestimmung der Salinitätsfazies deshalb nicht in Frage.

Der V- bzw. Cr-Gehalt der tonigen Sedimente ist unmittelbar von der Korngröße abhängig. Die Mittelwerte der Verhältniszahlen von V : Cr erlauben z. T. eine recht genaue Rekonstruktion der Sauerstoff-Fazies zur Ablagerungszeit der untersuchten Schichten.

Die Arbeit zeigt sehr deutlich, daß sich bei geochemischen Untersuchungen erst durch eine statistische Auswertung die Zusammenhänge klar erkennen lassen und nur so eine brauchbare Grundlage für die Deutung erbracht werden kann.

RESUME

Dans le présent travail on essaye, en se basant sur des critères géochimiques, de donner un aperçu sur la sédimentation et les différents faciès du « Hauptmuschelkalk » supérieur et du Keuper inférieur, dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. Des recherches pétrographiques, paléontologiques ainsi qu'un examen de la géologie régionale ont précédé les recherches géochimiques proprement dites, en vue de situer les résultats géochimiques dans un cadre plus vaste.

L'aire de sédimentation de la suite stratigraphique examinée, sur la base de levés détaillés, permet de distinguer trois régions à faciès différents: une région à faciès littoral, une deuxième à faciès assez profond et enfin une troisième région située sur et à proximité d'un seuil à l'époque du « Hauptmuschelkalk » supérieur. Le changement pétrographique de la roche se manifeste au « Hauptmuschelkalk » supérieur et au Keuper inférieur par un passage progressif d'un faciès argileux d'une mer assez profonde à l'est à un faciès psephitique à caractère littoral à l'ouest. Dans la région du Seuil de Sierck, relevée par des mouvements tectoniques assez jeunes, on peut prouver une sédimentation de seuil typique pendant la période du « Muschelkalk » supérieur. Dans la région de l'anticlinale de Born, formée aussi par des mouvements tectoniques jeunes, se trouvait probablement au passage « Muschelkalk » - Keuper, la partie la plus profonde de l'aire de sédimentation envisagée, ce qui fait présumer un renversement tectonique du relief.

La suite stratigraphique examinée fut départagée en divers horizons d'après des critères lithologiques. Les trouvailles de Cératites prouvent, pour les différentes régions, une certaine persistance horizontale des niveaux lithologiques.

Le pourcentage en Mg des dolomies (valeurs moyennes), la teneur en Fe et, sous réserve, celle en Mn de la suite examinée, soulignent clairement les différentes zones de faciès. Entre les fossiles de ces zones et les teneurs correspondantes en Bore (valeurs moyennes) des roches, on a pu constater des relations nettes.

Sur la base des trouvailles paléontologiques et des teneurs moyennes en Bore on a pu faire une image du degré de salinité aux différents niveaux dans les différentes zones. Ces recherches ont montré que, pour caractériser, la salinité sur la base des teneurs en Bore, l'analyse de la fraction granulométrique plus petite que 2μ est la seule valable, une interprétation sur la base d'analyses des échantillons globaux pouvant entraîner des conclusions considérablement erronées.

Le rapport Mn : Fe, d'après les présentes recherches, ne peut être pris en considération que dans des couches et de zones à teneur en oxygène égale ou semblable, en vue de distinguer des faciès marin ou non marin. Les teneurs en Sr des roches examinées sont en relation directe avec la dolomitisation, supposée secondaire, et ne sont donc d'aucune utilité dans la détermination de la salinité.

Les teneurs en V et en Cr des sédiments argileux dépendent directement de la granulométrie. Les valeurs moyennes des rapports V : Cr permettent une délimitation assez précise des zones en ce qui concerne la teneur en oxygène.

En résumé, la présente étude montre que, pour des recherches géochimiques, seule une interprétation statistique permet de reconnaître clairement les relations et de procurer une base de travail valable pour tirer des conclusions.

VERZEICHNIS DER PROFILE

Die in der Arbeit und in dem folgenden Aufschlußverzeichnis angeführten **luxemburgischen** Orts-, Flur-, Gewässer- und Flußnamen wurden der « **Carte géologique du Luxembourg** », Maßstab 1 : 25000, Blätter 2, 4, 5, 6 und 7 von LUCIUS (1948/1949) entnommen. Sie stimmen mit **den Bezeichnungen und der Schreibweise in anderen luxemburgischen Kartenwerken nicht unbedingt überein**. Die angeführten Flurnamen sind jeweils in Anführungsstriche gesetzt. Die mit (GK) gekennzeichneten Koordinatenangaben entsprechen den bei den deutschen Meßtischblättern gebräuchlichen Gausz-Krüger-Koordinaten. Die mit (Lux.) gekennzeichneten Koordinatenangaben entsprechen Werten, die aus Lichtpausabzügen der « Carte du 50 000 e (Type 1922) - Belgique - Luxembourg bzw. Allemagne - Luxembourg entnommen wurden. Sie sind nicht identisch mit den Gausz-Krüger-Koordinaten, sondern stellen eine andere Karteneinteilung dar, die sog. « Projection Gausz-Krüger (système luxembourgeois) » oder kurz « Projection Gausz-Luxembourg ». Die Ortsbezeichnungen und die Koordinaten der Aufschlüsse in Frankreich entstammen der Karte 1 : 25000 des G.-H. Luxemburg, Blatt Remerschen.

I. Aufschlüsse im Oberen Muschelkalk

a) Aufschlüsse, die in den Profildarstellungen (Abb.7, 8 und 9) abgebildet sind. Die Aufschlußnummern stimmen mit der Numerierung der Profildarstellungen überein. Die in der Arbeit gebrauchten Aufschluß-Kurzbezeichnungen, z. B. (bei Malling), stehen jeweils in Klammern hinter den Ortsbezeichnungen der Aufschlüsse.

1. R 9042-50 H 5400-07

Schlucht an der Mosel, nördlich von Malling/Frankreich, (bei Malling), im unteren Teil Grenzschichten, oben Unterer Keuper durch mehrere Schürfe erschlossen.

2. R 93 50 H 57 18 (Lux.)

Steinbruch im « Stromberg » bei Contz-les-Bains/Frankreich (« Strombergprofil »), Oberer Muschelkalk.

3. R 94 24 H 60 15 (Lux.)

Steinbruch am nördlichen Ortsende von Schengen (bei Schengen), Oberer Muschelkalk, der Untere Keuper wurde durch mehrere Schürfe im Hangendbereich des Steinbruchs erschlossen.

4. R 25 2785 H 54 8724 (GK)
Steinbruch bei Nennig (bei Nennig), Oberer Hauptmuschelkalk - Trigonodolomitfazies, Grenzbereich Muschelkalk-Keuper.
5. R 25 2760 - 90 H 54 90 90 - 54 91 35 (GK)
Alte Steinbrüche beiderseits der Mosel bei Schloß Thorn, nördlich von Remich (bei Remich), Oberer Hauptmuschelkalk, Grenzbereich Muschelkalk/Keuper.
6. R 94 85 H 73 05 (Lux.)
« Stirzenberg » südlich von Ehnen (« Stirzenberg » bei Ehnen oder « bei Ehnen »), einzelne Felsnasen, die durch Schürfe verbunden werden konnten, Oberer Hauptmuschelkalk und Grenzbereich Muschelkalk-Keuper.
7. R 25 31 80 H 55 04 00 (GK)
Baugrube der Staustufe Grevenmacher-Wellen (Staustufe Grevenmacher) Grenzschichten.
8. R 25 32 35 H 55 03 35 (GK)
Im « Reinbüsch » bei Wellen, Steinbruch, Oberer Muschelkalk, Grenzbereich Muschelkalk-Keuper.
9. R 25 34 00 H 55 07 00 (GK)
« Syrbiert » bei Mertert (« Syrbiert »), Straßenanschnitt, Oberer Muschelkalk und Unterer Keuper.
10. R 99 15 H 95 90 (Lux.)
« Osweilerbour » bei Echternach (bei Echternach), Steinbruch, Oberer Hauptmuschelkalk.
11. R 99 50 H 97 10 (Lux.)
Weganschnitt an der neuen Zufahrtsstraße zur Monsanto-Siedlung, SE von Echternach (Monsanto-Siedlung bei Echternach), Grenzschichten und Grenzbereich Muschelkalk-Keuper.
12. R 90 60 H 103 00 (Lux.)
Steilhang und Straßenböschung beim « Tiefenbach » an und unterhalb der Straße von Wallendorf nach Bollendorf (« bei Wallendorf »), Grenzschichten und Unterer Keuper (durch Schürfe erschlossen).
13. R 90 30 H 104 05 (Lux.)
Gaybach-Mündung bei Wallendorf, Steinbruch, Oberer Muschelkalk.
14. R 86 65 H 104 15 (Lux.)
Steinbruch an der Straße von Reisdorf nach Hoesdorf (bei Reisdorf), Grenzbereich « mo₁ »/« mo₂ ».
15. R 85 45 H 101 85 (Lux.)
Straßenabschnitt und Schürfe an der Straße von der « Hessenmühle » nach Eppeldorf (bei Eppeldorf), Grenzschichten und Unterer Keuper.

16. R 84 20 H 104 05 (Lux.)
« Galgenberg », südöstlich von Moestroff (« Galgenberg bei Moestroff »), alte Steinbrüche, durch Schürfe z. T. wieder aufgeschlossen, Übergang der Grenzschichten zum Gilsdorfer Sandstein.
17. R 83 35 H 102 85 (Lux.)
Im « Gemeinebusch », südlich von Bettendorf (« Gemeinebusch » bei Bettendorf), Steinbruch, Gilsdorfer Sandstein und Unterer Keuper bis « km₁ ».
18. R 83 80 H 106 45 (Lux.)
« Niederberg » bei Gentingen, alter Steinbruch und Weganschnitt durch Schürfe verbunden, Ceratitenschichten und Gilsdorfer Sandstein.
19. R 82 40 - 70 H 105 05 (Lux.)
« Fohrberg », nordwestlich von Bettendorf (« Fohrberg » bei Bettendorf,) Felsnasen und ein alter Steinbruch, durch Schürfe verbunden, Ceratitenschichten und Gilsdorfer Sandstein.
20. R 77 05 H 99 75 (Lux.)
« Kieselbach », östlich von Nieder-Schieren (« Kieselbach » bei Nieder-Schieren), alter Steinbruch, Oberer Hauptmuschelkalk.
21. R 74 60 H 96 60 (Lux.)
Alter Steinbruch hinter der Goodyear-Fabrik in Colmar-Usines (Colmar-Usines), Oberer Hauptmuschelkalk.
22. R 70 25 H 94 70 (Lux.)
Schlucht und Felsnase unterhalb der Straße von Bissen nach Boevange (bei Boevange), Oberer Hauptmuschelkalk.
23. R 70 75 H 101 00 (Lux.)
Alter Steinbruch an der Straße von Oberfeulen nach dem « Carlshof », Oberer Hauptmuschelkalk (bei Oberfeulen).
24. R 68 05 H 98 75 (Lux.)
Steinbruch « Gilson » bei Merzig, alter Steinbruch, Gilsdorfer Sandstein und Unterer Keuper.
25. R 66 60 H 96 55 und R 66 25 H 96 60 (Lux.)
Schlucht in den « Weidenwiesen » bei Vichten, Ceratitenschichten und Grenzschichten, in einer Seitenschlucht Unterer Keuper durch Schürfe erschlossen.
26. « Schankengraecht » bei Reimberg (« Schankengraecht »), Schlucht, einzelne Felsnasen, die durch Schürfe verbunden wurden, Oberer Hauptmuschelkalk und Unterer Keuper.
27. R 64 40 H 96 15 (Lux.)
« Hieselgraecht » bei Reimberg, Felsnase, Grenzschichten.

28. R 63 85 - 64 10 H 94 55 - 80
« Hundsgraecht » bei Platen, Schlucht, Oberer Hauptmuschelkalk und Unterer Keuper durch mehrere Schürfe erschlossen.
- b) Weitere Muschelkalkaufschlüsse, die in der Arbeit erwähnt werden.
29. R 92 55 H 55 00
Steinbruch im « Zelterholz » zwischen Rettel und Hunting/Frankreich, Trochitendolomit.
30. R 98 25 - 28 H 81 25 - 40 (Lux.)
Beim « Kelsbach », gegenüber von Wellen, südwestlich von Grevenmacher, Oberer Muschelkalk, (alte Steinbrüche).
31. R 100 85 H 84 30 (Lux.)
Beim « Lafbach », nordöstlich von Grevenmacher, alter Steinbruch, Trochitendolomit.
32. R 103 50 H 89 05 (Lux.)
Am « Hesselberg », südlich von Moersdorf, Steinbruch, Grenzbereich « mo₁ »/« mo₂ ».
33. R 25 36 30 H 55 07 50 (GK)
Südlich von Oberbillig, Steinbruch, Grenzbereich Trochitendolomit/Oberer Hauptmuschelkalk (Ceratitenfunde).
34. R 90 00 H 107 00 (Lux.)
Südwestlich von Kruchten/Eifel, alter Steinbruch, rotschlierige Grenzschichten.
35. R 76 70 H 95 00 (Lux.)
Beim « Bach », südlich von Cruchten (Alzette), alter Steinbruch (z. T. durch Schürfe wieder erschlossen), Oberer Hauptmuschelkalk und Unterer Keuper.
36. R 76 50 H 93 95 (Lux.)
Beim « Helbacher Hof », gegenüber Essingen, alter Steinbruch, Ceratitenschichten und Grenzschichten.

Die von LUCIUS (1948) beschriebenen Steinbrüche am « Lopert », am « Kochert » und « auf der Nuck » bei Ettelbrück sind größtenteils verstürzt, meist sind nur noch kleine Partien aufgeschlossen. Das Gleiche gilt für die Aufschlüsse am « Herrenberg » bei Diekirch. Diese kleinen Ausschnitte in die Gesamtabfolge sicher einzuordnen bereitet große Schwierigkeiten, auf eine Aufnahme dieser « Relikte » ehemals großer Steinbrüche wurde deshalb auch verzichtet.

II. Aufschlüsse im Unteren Keuper

a) Aufschlüsse, die in den Profildarstellungen Abb. 12 und 13 abgebildet sind. Die Aufschlußnummern stimmen mit der Numerierung der Profildarstellungen überein.

1. Siehe Muschelkalkaufschluß Nr. 1.
2. R 91 85 H 56 15 (Lux.)
Schlucht in Rettel/Frankreich (bei Rettel), mehrere Schurfgräben, Unterer Keuper.
3. Siehe Muschelkalkaufschluß Nr. 3.
4. R 91 77 - 92 30 H 72 65 - 90 (Lux.)
Schlucht im « Bois de Stadtbredimus » bei Greiveldingen (bei Greiveldingen), mehrere Schürfe, Unterer Keuper, der Grenzbereich Muschelkalk-Keuper ist in einem Steinbruch an der Straße von Greiveldingen nach Canach aufgeschlossen.
5. R 93 80 H 79 00 (Lux.)
Schlucht « Weisbach », 1 km NNE von Kapenacker (« Weisbach » bei Kapenacker), mehrere Schürfe, Unterer Keuper und « km₁ ».
6. R 98 35 H 81 55 (Lux.)
Einbruchstrichter bei « Promenade 9 », südlich von Grevenmacher, Unterer Keuper.
7. Siehe Muschelkalkaufschluß Nr. 8.
8. R 25 31 80 H 55 03 50 (GK)
In der « Acht » bei Wellen, Einbruchstrichter alter Dolomitstollen, Unterer Keuper.
9. Siehe Muschelkalkaufschluß Nr. 9.
10. R 102 75 H 87 50 (Lux.)
Einbruchstrichter beim « Serincherbach », gegenüber von Langsur, nordwestlich von Wasserbillig, Unterer Keuper.
11. R 99 50 H 97 10 (Lux.) und R 100 70 H 96 10 (Lux.)
Weganschnitt und Rohrgräben im Bereich der Monsanto-Siedlung bei Echternach, Unterer Keuper. (Monsanto-Siedlung bei Echternach)
12. Siehe Muschelkalkaufschluß Nr. 12.
13. Siehe Muschelkalkaufschluß Nr. 17.
14. R 81 15 H 102 00 (Lux.)
« Broderbour » bei Gilsdorf, Steinbruch, Gilsdorfer Sandstein und Unterer Keuper.

15. R 79 40 H 102 00 (Lux.)
Im « Hardt », südlich von Diekirch (im « Hardt » bei Diekirch), alter Steinbruch, Gilsdorfer Sandstein, Unterer Keuper.
16. Siehe Muschelkalkaufschluß Nr. 25.
17. Siehe Muschelkalkaufschluß Nr. 24.
18. Siehe Muschelkalkaufschluß Nr. 26.
19. Siehe Muschelkalkaufschluß Nr. 28.
20. R 59 10 - 30 H 96 05 (Lux.)
« Strengbach », südöstlich von Folschette, (« Strengbach » bei Folschette), Schlucht, mehrere Schürfe, Muschelkalk? Unterer Keuper?

b) Weitere im Text erwähnte Keuperaufschlüsse

21. R 98 60 H 98 05 (Lux.)
Steilhang bei Echternacherbrück (bei Echternacherbrück), mehrere Schürfe, Grenzdolomit und Pseudomorphosenkeuper.
22. R 77 05 - 40 H 96 80 (Lux.)
Schlucht zwischen dem « Schleiderhof » und Cruchten, Unterer Keuper und Pseudomorphosenkeuper.
23. R 70 25 H 94 65 (Lux.)
Alter Steinbruch an der Straße von Bissen nach Boevange, Grenzdolomit in der sog. « Zellendolomitfazies ».
24. R 73 80 H 96 10 (Lux.)
Straßenanschnitt beim « Lellinger Hof », südwestlich von Colmar-Usines, Grenzdolomit.

ARBEITSVERFAHREN

1. Probenahme

Bei der Probenahme im Gelände wurde streng darauf geachtet, nach Möglichkeit frisches und unverwittertes Probenmaterial zu erhalten. Soweit es möglich war, wurden deshalb, vor allem in tonigen Sedimenten die Proben aus 1-1½ m tiefen Schurfgräben entnommen. Für die karbonatischen Sedimente wurde ein Probenabstand von 50 cm gewählt, für die tonigen Sedimente ein Probenabstand von 20 cm. In Schwerpunktsbereichen erfolgte die Probenahme je nach Bedarf. Das Probenmaterial wurde auf dem üblichen Wege getrocknet, analysenfein gemahlen und der chemischen Analyse zugeführt.

2. Chemische Analysenverfahren

- a) *Ca und Mg*: Aufschluß mit 2 n - HCl, ca. 20 Minuten gekocht, Bestimmung von Ca und Mg nach der komplexometrischen Methode mit dem Dinatriumsalz der AeDTE, beschrieben in SCHWARZENBACH (1955). Die ermittelten Ca- bzw. Mg-Werte wurden jeweils auf das Karbonat umgerechnet. Analysenfehler nach Vergleichsbestimmungen bis 4%.
- b) *Eisen*: Aufschluß mit konz. HCl (1+1), ca. 20 Min. gekocht, Bestimmung aus dem salzsauren Aufschluß nach der Methode von ZIMMERMANN & REINHARDT beschrieben in LUX (1963). Analysenfehler nach Vergleichsbestimmungen bis 3%.
- c) *Mangan*: HCl- und HNO₃-Aufschluß, Bestimmung naß-chemisch im wesentlichen nach der Methode von VOLHARD-WOLFF, die Analysenmethode ist beschrieben in: Betriebsanalyse/Band II, Analyse der Metalle (etc.) herausgegeben vom Chemikerausschuß der Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute e.V., Springer-Verlag, Berlin, Göttingen und Heidelberg 1953.
- d) *Bor*: Nach der von WERNER (1959) angegebenen Methode. Sodaaufschluß, Lösung in Schwefelsäure, das vorliegende Bor wurde dann als Borsäuremethylester im Methanoldampfstrom destilliert. Im Destillat kolorimetrische Bestimmung der Borsäure im Komplex mit Dianthrimid (Messung mit ELKO II von Zeiß, F-62-Filter, 1 cm-Küvette). Der Analysenfehler beträgt nach ERNST & WERNER (1964) bei einem durchschnittlichen Bor-Gehalt von 0,025 Gew. % B₂O₃ in den Gesteinen etwa 10%.
- e) *Strontium*: Salzsäureaufschluß (1+1), ca. 20 Min. gekocht, flammenphotometrische Bestimmung des Sr (Flammenphotometer PF 5 von Zeiß). Literatur: HERRMANN & ALKEMADE 1960.
- f) *Chrom und Vanadium*: Nach dem kolorimetrischen Verfahren von E.B. SANDELL (1936). Sodaaufschluß, Anfärbelösung für V: 5g Na₂WO₄ · H₂O in 100 ml Wasser gelöst, Messung mit dem ELKO II von Zeiß, Filter S 42 E 62. Chrom-Anfärbelösung: 50 mg Diphenylcarbazid, 10 ml Aceton und 10 ml Wasser, Messung mit dem ELKO II von Zeiß, Filter S 53 E 61.
- g) *Schwefel*: Im wesentlichen nach JOHNSON & NASHITA (1952), Anfärbelösung: Eisenammonsulfat-Lösung, Messung mit dem ELKO II von Zeiß, Filter J 66.8.

ANDERE WICHTIGE ARBEITSVERFAHREN

- a) Korngrößenanalyse: Nach dem ATTERBERG-Verfahren, beschrieben in MÜLLER (1964).
- b) Abtrennung der Kornfraktion kleiner als 2 µ von der Gesamtprobe: ATTERBERG-Verfahren beschrieben in MÜLLER (1964).

SCHRIFTTUM

- ALDERMANN, A.R. Aspects of carbonate sedimentation. – Geol. Soc. Australia 6, S. 1-10, Adelaide 1959.
- ADAMS, J.E. & M.L. RHODES Dolomitization by seepage refluxion. – Bull. Amer. Petrol. Geol. 44, S. 1912-1920, Tulsa (Okl.) 1960.
- BAUSCH, W.M. Strontiumgehalte in süddeutschen Malmkalken. – Geol. Rundschau 55, 1, S. 86-96, Stuttgart 1966.
- BEHREND, F. & G. BERG Chemische Geologie. – 595 S., Enke-Verlag Stuttgart 1927.
- BORCHERT, H.
& K. KREJCI-GRAF Spurenmetalle in Sedimenten und ihren Derivaten. – Bergbauwissenschaften 6, S. 205-215, Goslar 1959.
- BRADACS, L. -
K. & W. ERNST Geochemische Korrelationen im Steinkohlenbergbau. – Naturwissensch. 43, S. 33, Berlin, Göttingen und Heidelberg 1956.
- BRINKMANN, R. & E. DEGENS Die geochemische Verteilung einiger Elemente im Ruhrkarbon. – Naturwissensch. 43, S. 56, Berlin, Göttingen und Heidelberg 1956.
- COHEN, E. Bemerkung über die oolithische Natur der Dolomite des Luxemburger Muschelkalks. – N.Jb.Min. etc. 1, Stuttgart 1882.
- CORRENS, C. W. Der Eisengehalt der marinen Sedimente und seine Entstehung. – Arch. f. Lagerstättenforsch. 75, S. 47-57, Berlin 1942.
- DEFFEYES, K.S. & LUCIA, F.J.
& P.K. WEYL Dolomitization: Observations on the Island of Bonaire, Netherlands Antilles. – Science 143, S. 678-679, Washington 1964.
- DEGENS, E. Geochemische Untersuchungen zur Faziesbestimmung im Ruhrkarbon und im Saarkarbon. – Glückauf 94, S. 513-20, Essen 1958.
- DEGENS, E.T., WILLIAMS, E.G.
& M.L. KEITH Environmental studies of carboniferous sediments. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Part I, 41, S. 2455-2457, Tulsa (Okl.) 1957.
- ERNST, W. Die fazielle und stratigraphische Bedeutung der Borgehalte im jüngeren Oberkarbon und Rotliegenden Nordwestdeutschlands. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 3, 2, S. 423-428, Krefeld 1962.
- ERNST, W. Diagnose der Salinitätsfazies mit Hilfe des Bors. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 10, S. 253-266, Krefeld 1963 (a).

- ERNST, W. Beschreibung und Vergleich von Analysendaten der Gemeinschaftsuntersuchung unter geologischen Aspekten. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 10, S. 347-362, Krefeld 1963 (b).
- ERNST, W. Stratigraphisch-fazielle Identifizierung von Sedimenten auf chemisch-geologischem Wege. – Geol. Rundschau 55, 21-29, Stuttgart 1965.
- ERNST, W. & KREJCI-GRAF, K. & H. WERNER Parallelisierung von Leithorizonten im Ruhrkarbon mit Hilfe der Bor-Gehalte. – Geochim. Cosmochim. Acta. 14, S. 211-222, London 1958.
- ERNST, W. & H. WERNER Die Bestimmung der Salinitätsfazies mit Hilfe der Bor-Methode. – Glückauf, 96, S. 1064-1070, Essen 1960.
- ERNST, W. & H. WERNER Anwendung der Bor-Methode in den geologischen Formationen zu ihrer besseren Unterteilung in wissenschaftlichem und praktischem Interesse, sowie Untersuchungen über die Bindung und Festlegung des Bors in natürlichen und künstlichen Sedimenten. – Forschungsber. Nordrhein-Westf., 1433, Köln und Opladen 1964.
- FISCHER, A.G. Lofer cyclothems of the alpine Triassic. – Kansas Geol. Surv. Bull. 169, Symposium on cyclic sedimentation, S. 107-149, Lawrence 1964.
- FRANK, M. Zur Stratigraphie u. Bildungsgeschichte der Lettenkohle zwischen Südwürttemberg u. dem Kettenjura. – Mitt. a. d. Min. – Geol. Inst. d. Techn. Hochsch. Stuttgart, 5, Stuttgart 1928.
- FRANK, M. Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Unteren Keupers zwischen Mittelwürttemberg und Kraichgau. – N.Jb.f.Min. etc. Beil. – Bd. 65, Abt. B, S. 469-520, Stuttgart 1931.
- FRANK, M. Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwest-Deutschland. – Geol. Rundschau 28, S. 465-498 u. 561-598, Stuttgart 1937.
- FREDERICKSON, A.F. & REYNOLDS, R.C. Geochemical method for determining palaeosalinity. – Clay and Clay Minerals, Proc. 8, nat. Conf. 1960, S. 204-213, New York 1960.
- FÜCHTBAUER, H. Zum Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen. – Fortschr. Rheinl. u. Westf. 10, S. 331-336, Krefeld 1963.
- GEVERS, T.W. Der Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmisches Masse. – N.Jb.f.Min. etc. 56, Abt. B, Stuttgart 1926.
- GEVERS, T.W. Terrester Dolomit in der Etoscha-Pfanne, Südwestafrika. – Centralbl. f.Min. etc., Abt. B, S. 224-230, Stuttgart 1930.

- GITTINGER, K. Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1964.
- GINSBURG, R.N. Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in south Florida. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Sp. Pub. 5, S. 8-100, Tulsa (Okl.) 1957.
- GINSBURG, R.N. Ancient analogues of Recent stromatolites. – Internat. Geol. Cong. 21st session, Norden, pt. 22, S. 26-35, 1960.
- GOETZ, C. Über die Veränderungen des Muschelkalks und Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach Westen am Südrande der Ardennen. – Jb. preuß. geol. L. - A. f. 1914, 35, 1, S. 336-427, Berlin 1915.
- GOLDSCHMIDT, V.M. & C. PETERS Zur Geochemie des Bors. Teil I u. II. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl. 1932, S. 402-407 u. 528-545, Göttingen 1932.
- GOLDBERG, E.D. & G.O.S. ARRHENIUS Chemistry of Pacific Pelagic sediments. – Geochim. Cosmochim. Acta 13, S. 153-212, Oxford 1958.
- GRIM, R.E. & JOHNS, W.D. Clay Mineral Investigations of Sediments in the northern Gulf of Mexiko. – Clay and Clay Minerals. Proc. 2, Nat. Conf. Clay and Clay Miner., S. 81-103, Washington 1954.
- HARDER, H. Beitrag zur Geochemie des Bors. Teil I: Bor in Mineralien und magnetischen Gesteinen. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl., 1959, 5, S. 67-122, Göttingen 1959 (a).
- HARDER, H. Beitrag zur Geochemie des Bors. Teil II: Bor in Sedimenten. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl., 1959, 6, S. 123-183, Göttingen 1959 (b).
- HARDER, H. Beitrag zur Geochemie des Bors. Teil III: Bor in metamorphen Gesteinen und im geochemischen Kreislauf. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. math.-phys. Kl., 1961, 7, S. 1-26, Göttingen 1961.
- HARDER, H. Inwieweit ist das Bor ein marines Leitelement? Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 10, S. 239-252, Krefeld 1963.
- HARVEY, H.W. Note on Colloidal Ferric Hydroxyde in Sea-Water. – J. Mar. Biol. Ass. Unit. Kingdom 22, 1937-1938, S. 221-225, Cambridge 1938.
- HELING, D. Die Salinitätsfazies von Keupersedimenten auf Grund von Borgehaltsbestimmungen. – Sedimentology, V. 8, 1, Amsterdam - London - New York 1967.
- HERRMANN, R. & C. TH. J. ALKEMADE Flammenphotometrie. – 2. Auflage, Springer-Verlag, Berlin, Göttingen und Heidelberg 1960.
- HILTERMANN, H. Erkennung fossiler Brackwassersedimente unter besonderer Berücksichtigung der Foraminiferen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 10, S. 49-52, Krefeld 1963.
- HIRST, D.M. The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria. – Geochim. Cosmochim. Acta 26, S. 309-334, 1147-1187, Oxford 1962.

- HOHENSTEIN, V. Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwald. – Geol. u. Pal. Abh. N.F. 12, Jena 1913.
- von HOYER, M. Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1967.
- HOLLAND, H.D. & M. BORCSIK & MUNOZ, J & OXBURGH, U.M. The coprecipitation of Sr^{2+} with aragonite and of Ca^{2+} with strontianite between 90-100° C. – Geochim. Cosmochim. Acta 27, S. 957-977, London 1963.
- JOHNSON, C.M. & H. NASHITA Microestimation of Sulfur. – Analytical Chemistry, 24, 4, Washington 1952.
- KINSMAN, D.J.J. Coprecipitation of Sr^{2+} with aragonite from sea-water at 15-95° C. – Progr. 1965 Ann. Meet. Kansas City (Miss.) 1965.
- KLEINSORGE, H. Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Muschelkalk in Nord- und Mitteldeutschland. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 15, S. 57-107, Hamburg 1935.
- KNAPP, G. Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Hauptmuschelkalks der Eifel. – Geol. Mitt. techn. Hochsch. Aachen 2, 2, S. 107-160, Aachen 1961.
- KNOBLAUCH, G. Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an Weißjurakalken der geschichteten Fazies im Gebiet von Urach und Neuffen. – Diss. Tübingen 1960.
- KREJCI-GRAF, K. Geochemische Faziesdiagnostik. – Freiburger Forschungshefte C 224, Leipzig 1966.
- KREJCI-GRAF, K. & ROMEIS, H. Ionen-Abgabe aus Peliten. – Chemie der Erde 22, S. 371-385, Jena 1962.
- KREJCI-GRAF, K. & K. KLEIN & ROSSWURM, H. & G. WENZEL Versuche zur geochemischen Faziesdiagnostik. – Chemie der Erde 24, S. 115-146, Jena 1965.
- KRUMM, H. Der Tonmineralbestand fränkischer Keuper- und Juratone unterschiedlicher Entstehung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 10, S. 327-330, Krefeld 1963.
- KÜBLER, B. Untersuchungen über die Tonfraktion der Trias der Sahara. Ein Beispiel gegenseitiger Abhängigkeit der Salinität und der Tonminerale. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 10, S. 319-324, Krefeld 1963.
- KULKE, V. Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1963.
- LANDERGREN, S. Contribution to the Geochemistry of Boron. – Ark. Kemi 19 A, 25, S. 1-7 und 19 A, 26, S. 1-31, Stockholm 1945.
- LOTZE, F. Feinstratigraphische Studien. I. Methodisches zur Feinstratigraphie des Turonpläners im Osning bei Lengerich. – N.Jb.Geol. Paläontol., Mh., S. 442-448, Stuttgart 1952.
- LUCIUS, M. Der Luxemburger mesozoische Sedimentationsraum und seine Beziehung zu den hercynischen Bauelementen. – Veröff. Luxemb. Geol. Dienstes 2, Luxemburg 1940.

- LUCIUS, M. Die Ausbildung der Trias am Südrande des Öslings. – Veröff. Luxemb. Geol. Dienstes 3, S. 5-275, Luxemburg 1941.
- LUCIUS, M. Das Gutland. – Veröffent. Luxemb. Dienstes 5, Luxemburg 1948.
- LUX, H. Praktikum der quantitativen anorganischen Analyse. – Vierte Auflage, Bergmann-Verlag, München 1963.
- MAUBEUGE, P.L. Quelques réflexions et observations stratigraphiques et paléographiques à propos du Trias Lorrain. – Bull. Soc. Belge de Géol. et Paléont. 62, Brüssel 1953.
- MACHATSCHKI, F. Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. – Lehrbuch, Springer-Verlag, Wien 1953.
- MÜLLER, H. Lehrbuch der Paläozoologie, Bd II, Fischer-Verlag, Jena 1958.
- MÜLLER, G. Methoden der Sedimentuntersuchung, Teil I. – Schweizerbart-Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1964.
- MURRAY, H. Genesis of clay minerals in some Pennsylvanian shales of Indiana and Illinois. – Clay and Clay Minerals 2, Nat. Conf. Clay and Clay Miner. S. 47, Washington 1954.
- NEUMANN-REDLIN, Chr. Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1967.
- NEWELL, N.D. & RIGBY, J.K. Geological studies of the Great Bahama Bank. – Soc. Econom. Paleontol. & Mineral., Spec. Publ. 5, S. 15-179, 1957.
- NOLL, W. Geochemie des Strontiums, Mit Bemerkungen zur Geochemie des Bariums. — Chemie der Erde 8, S. 507-600, Jena 1934.
- OERTLI, H. Fossile Ostracoden als Milieuindikatoren. – Fortschr. Rheinld. u. Westf. 10, S. 53-66, Krefeld 1963.
- PETRASCHEK, W. Lagerstättenlehre. 2. Auflage. – Springer-Verlag, Wien 1961.
- PORRENGA, D.H. Bor in Sedimenten als Indiz für den Salinitätsgrad. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 10, S. 267-270, Krefeld 1963.
- POTTER, P.E., SHIMP, N.F. & J. WITTERS Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. — Geochim. Cosmochim. Acta 27, S. 669-694, London 1963.
- PURDY, E.G. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. – Jour. Geol. 71, S. 472-497, Chicago 1963.
- REMANE, A. Biologische Kriterien zur Unterscheidung von Süß- und Salzwassersedimenten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 10, S. 9-34, Krefeld 1963.
- REMANE, A. & C. SCHLIEPER Biologie des Brackwassers. – In: Die Binnengewässer 22, 348 S., Stuttgart 1958

- RICKE, W. Geochemie des Schwefels und ihre Anwendung auf Faziesprobleme. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 10, S. 271-278, Krefeld 1963.
- RIEDEL, A. Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalks. – Jb. preuß. geol. L.-A.f. 1916, 37, S. 1-116, Berlin 1918.
- RÖMPP, H. Spurenelemente. – Kosmos - Bändchen 203, Franckh'sche Verlagshandlung, Stuttgart 1954.
- RUCHIN, L.B. Grundzüge der Lithologie, Lehre von den Sedimentgesteinen. – In dt. Sprache herausgegeben vom Schüller-Akademie-Verlag, Berlin 1958.
- SANDELL, E.B. Determination of chromium, vanadium and molybdenum in silicate rocks. – Ind. Eng. Chem., Anal. Ed. 8, S. 336-341, 1936.
- SEILACHER, A. Lebensspuren und Salinitätsfazies. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 10, S. 81-94, Krefeld 1963.
- SINGH, I.B. Borgehaltsbestimmungen im Knollenmergel-Keuper (Südwestdeutschland). – Chem. Geol. 1, S. 251-258, Amsterdam 1966.
- SCHWARZENBACH, G. Die komplexometrische Titration. – Die chemische Analyse Bd. 45, Enke-Verlag, Stuttgart 1955.
- SCHNEIDER, E. Beiträge zur Kenntnis des Trochitenkalks des Saarlandes und der angrenzenden Gebiete. – Ann. Univ. Sarav. 6, S. 185-257, Saarbrücken 1957.
- SCHNEIDER, W. Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1966.
- SCHENK, E. Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel. – Jb. preuß. geol. L. - A.f. 1937, 58, S. 1-36, Berlin 1938.
- SCHMIDT, M. Die Lebewelt unserer Trias. – Hohenlohe'sche Buchhandlung, Öhringen 1928, Nachtrag 1938.
- SCHRÖDER, E. Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. – Z. dt. geol. Ges. 103, S. 209-215, Hannover 1952.
- SCHRÖDER, J. Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1964.
- SHINN, E.A. Recent dolomite, Sugarloaf Key, Florida. – Geol. Soc. Amer. Convent. Miami, Guide book for field trip 1, S. 62-67, 1964.
- SHINN, E.A. & GINNSBURG, R.N. & LLOYD, R.M. Recent supratidal dolomitization in Florida and the Bahamas. – Annual Meeting Geol. Soc. Am., New York 1964.
- SIEGEL, F.R. The effect of strontium on the aragonite - calcite ratios of pleistocene corals. – J. Sed. Petrol. 30, 2, S. 297-304, Tulsa (Okla.) 1960.

- SIEGEL, F.R. Variations of Sr/Ca ratios and Mg contents in recent carbonate sediments of the northern Florida Keys area. – *J. Sed. Petrol.* 31, S. 336-342, Tulsa (Okl.) 1961.
- SKINNER, H.C. Precipitation of calcium dolomites and magnesian calcites in the south east of South Australia. – *Am. J. Sci.* 261, S. 449-472, New Haven (Conn.) 1963.
- STADLER, G. Zusammenhänge zwischen der Mineralfazies und Borgehalten. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 10, S. 325-326, Krefeld 1963.
- STEHLI, F.G. & J. HOWER Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. – *J. Sed. Petrol.* 31, 3, S. 358-371, Tulsa (Okl.) 1961.
- STOLLEY, E. Der stratigraphische Wert des Trochitenkalkes für die Gliederung des deutschen Oberen Muschelkalks. – *N. Jb. Min. etc. Abt. B.* 72, Stuttgart 1934.
- STRACHOW, N.M. Vergleichendes lithologisches Schema authigener Sedimentbildung in den Meeresbecken. – *Z. angew. Geol.* 2, S. 119-130, Berlin 1956.
- THEOBALD, N. Stratigraphie du Trias moyen dans le Sud-Ouest d'Allemagne et le Nord-Est de la France.– *Ann. Univ. Sarav. Saarbrücken* 1952.
- THOMPSON, T.G. & CHOW, T.J. The strontium-calcium atom ratio in carbonate-secreting marine organisms. – *Deep Sea Res. Suppl.* 3, S. 20-39, London 1955.
- TONNDORF, H. Geochemische Untersuchungen an Keupersedimenten der Thüringer Mulde. – *Geol.* 8, S. 907-908, Berlin 1959.
- USDOWSKI, H.-E. Die Genese von Dolomit in Sedimenten. – *Min. u. Petrogr. in Einzeldarstellungen*, 4, S. 1-95, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York 1967.
- VOLLRATH, A. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Stuttgart und Umgebung 1:50 000. – *Geol. L. - Amt Baden-Württ.*, S. 38 bzw. S. 100, Abb. 24, Freiburg 1959.
- WELLS, A.J. Recent dolomite in the Persian Gulf. – *Nature* 194, 4825, S. 274-275, London 1962.
- WEGEHAUPT, H. Zur Petrographie und Geochemie des höheren Westfal A von Westerholt. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 3, 2, S. 445-496, Krefeld 1962.
- WENGER, R. Die germanischen Ceratiten. – *Palaeontographica*, Abt. A, 108, Stuttgart 1957.
- WERNER, H. Serienbestimmung von Bor in Sedimentgesteinen. – *Z. anal. Chem.* 168, S. 266-268, Berlin, Göttingen u. Heidelberg 1959.
- WERNER, H. Über das Calcium/Magnesium-Verhältnis in Torf und Kohle. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 10, S. 279-282, Krefeld 1963.

van WERVEKE, L.

Entstehung des Dolomits im oberen Muschelkalk zwischen der deutschen Nied und dem Südrand der Ardennen. – Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol., V., N.F. 5, Stuttgart 1915/1916.

WURSTER, P.

Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. – Geol. Rundsch. 47, 1, Stuttgart 1958.

WURSTER, P.

Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg 33, Hamburg 1964.

