Abhandlungen

des

Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg

Band 10 1969



Herausgeber: Naturwissenschaftlicher Verein Würzburg e. V.

Abh. Naturwiss. Ver. Würzburg	10	1—176	Würzburg 1969

Naturwissenschaftlicher Verein Würzburg e.V.

Würzburg, Scherenbergstraße 15

Vorstand

1. Vorsitzender Dr. G. Kneitz
2. Vorsitzender P. Seus
Schriftführer L. Weidner
stellv. Schriftführer E. Müller-Reiss
Kassier K.-H. Kleinschnitz
Schriftleiter G. Hanusch

Beirat

H. Auvera (Botanik)
E. Götz (Exkursion)
Ch. Grosser (Entomologische Sammlungen)
F. Holzmann (Aquaristik)
Prof. Dr. W. Kloft (Zoologie)
Dr. G. Kneitz (Ornithologie)
P. Matheis (Pilzkunde)
W. Römmelt (Technik)
Prof. Dr. E. Rutte (Geologie)
Dr. L. Schua (Naturschutz)
Dr. E. Ullrich (Astronomie)
Dr. R. Weise (Dokumentation)

Die Redaktion des vorliegenden Heftes lag in Händen von Dr. G. Kneitz

---

Inhalt

Seite

1. Aust, H.: Lithologie, Geochemie und Paläontologie des Grenzbereiches Muschelkalk-Keuper in Franken 6
2. Naturwissenschaftliche Nachrichten aus Unterfranken 157
3. Vereinsnachrichten für das Jahr 1968 167

Abhandlungen

des

Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg

Band 10 1969



Herausgeber: Naturwissenschaftlicher Verein Würzburg e. V.

Abh. Naturwiss. Ver. Würzburg	10	1—176	Würzburg 1969

Druck: Verlagsdruckerei Heinrich Delp oHG., Bad Windsheim 1969

Abh. Naturwiss. Ver. Würzburg	10	3—155	Würzburg 1969

Lithologie, Geochemie und Paläontologie des Grenzbereiches Muschelkalk-Keuper in Franken

mit 33 Abbildungen, 4 Tafeln, 3 Tabellen

von

HORST AUST, WÜRZBURG

Die vorliegende Arbeit ist von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Würzburg als Dissertation angenommen worden.

Gedruckt mit Unterstützung der STIFTUNG VOLKSWAGENWERK

INHALTSÜBERSICHT

Seite

Vorwort 6

A. Stratigraphie und Paläogeographie 9

Oberer Hauptmuschelkalk 11
Normalfazies 11
Quaderkalkfazies 21
Lettenkeuper 23
Unterer Lettenkeuper 24
Mittlerer Lettenkeuper 29
Oberer Lettenkeuper 36

B. Lithologie 38

Karbonatische Minerale 39
Nichtkarbonatische Bestandteile 49
Biogene Komponenten, Ooide, Intraklaste, Pellets 62
Dünnschliffe 72
Wurzelhorizont und Mikrit 78
Siltsteine, Sandsteine, Bonebeds 78

C. Geochemie 82

Methodik 82
Tabellen 84
Auswertung 86
Das Ca/Mg-Verhältnis 86
Die Eisengehalte 89
Die Mangangehalte 91
Die Phosphorgehalte 92
Die Rückstände des HCl-Auszuges 93
Die B_2O_3-Gehalte 94

D. Paläontologie 97
Die Ostracoden 97
Probennahme, Aufbereitung und Erhaltungszustand 98
Stratigraphie 99
Lithologie und Geochemie 104
Fossilführung und -vergesellschaftung 108
Taxionomie 110
Ökologie 127

E. Ergebnisse 136

F. Schrifttum 147

VORWORT

Geologisch-stratigraphische Grenzziehungen unterliegen einer Vielzahl von Kriterien, unter denen solche lithologischer und paläontologischer Natur ausschlaggebend sind. Schwierigkeiten entwickeln sich dadurch, daß die Übergänge einer geologischen Formation oder Abteilung in eine andere selten einzeitig erfolgen. Sie verteilen sich in der Regel auf einen bestimmten Zeitraum, in dem sich die lithologischen, geochemischen und paläontologischen Umstellungen stufenweise vollziehen oder mehrfach ineinander greifen. Diese Vorgänge sollen am Beispiel der Muschelkalk-Keuper-Grenze untersucht werden.

Im Mittelpunkt der Erörterungen steht die Frage nach dem Übergang der Muschelkalksedimentation in die des Lettenkeupers. Wann finden sich die frühesten Anhaltspunkte für einen derartigen Umschwung, und wie vollzieht er sich? Fällt die stratigraphische Grenze mit den lithologischen, geochemischen und paläontologischen Wechseln zusammen, oder nicht? Ergeben sich dabei paläogeographische Konsequenzen?

Warum ist die Breite an karbonatischen Gesteinen im Lettenkeuper nicht mehr anzutreffen? Gibt es Möglichkeiten, diese Veränderungen in der Struktur und im Chemismus methodisch zu fassen und sinnvoll auszudeuten? Sind sie etwa im Gefolge sich umstellender Tiefenverhältnisse zu verstehen? Welche Rolle spielen Strömung, Temperatur und Salinität des Meerwassers? Hierbei erfordert besonders die Frage marines oder brackisches Milieu Beachtung. In diesen Themenkreis greift die Glaukonitentstehung und die Dolomitgenese hinein. Das Ausmaß der klastischen Zufuhr mit seinen Einflüssen auf das Sedimentationsgeschehen ist zu untersuchen.

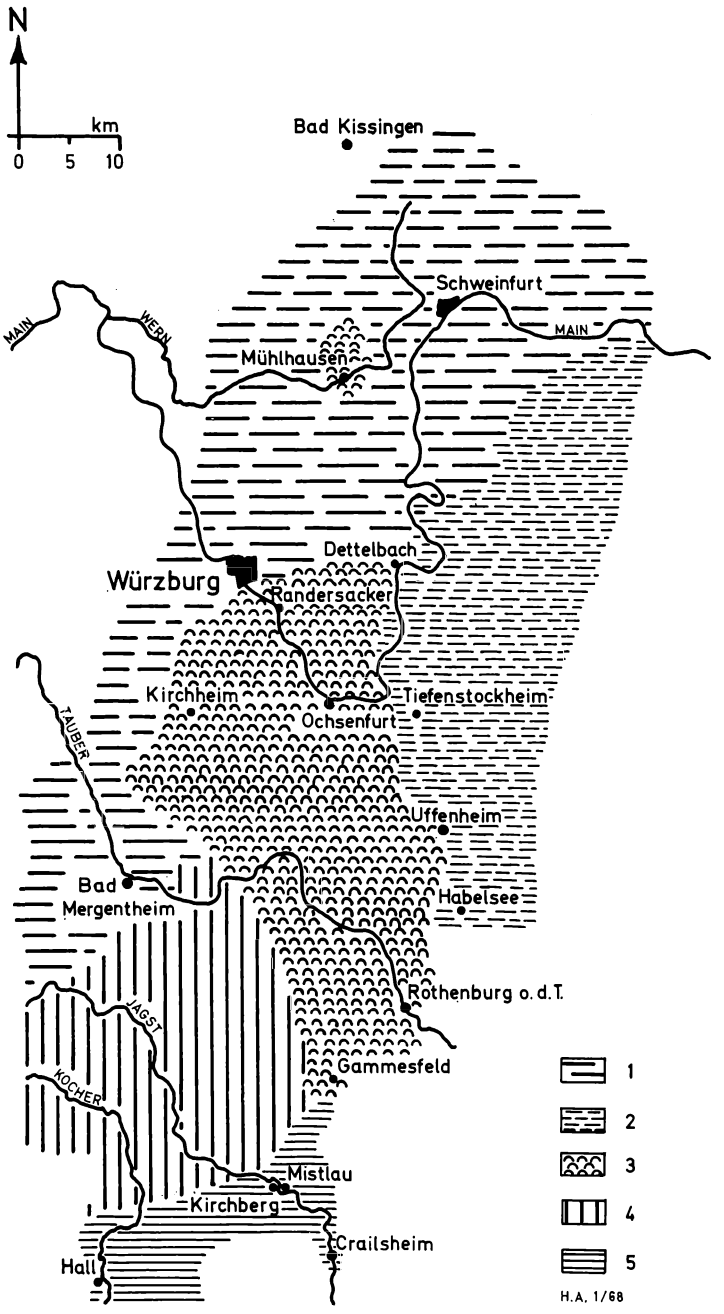
Mit diesen Fragestellungen ist aufs engste die Fossilführung der Gesteine verknüpft. Daraus können Antworten und Beiträge resultieren, unter anderem zur Frage der sich reduzierenden Invertebratenfauna ausgangs des Muschelkalkes. Andererseits interessiert der plötzliche Ostracodenreichtum im Grenzbereich.

Die Erarbeitung von Gesetzmäßigkeiten und Entwicklungsgängen erforderte ein entsprechend großes Gebiet, um Zufälligkeiten ausschalten zu können. Innerhalb Frankens wurde ein Ausschnitt erfaßt, der seine Begrenzungen im Norden durch das Schweinfurter Gebiet, im Süden durch den Kirchberg—Crailsheimer Raum, im Osten durch den Steigerwald und im Westen durch den Rand der Lettenkeuperverbreitung östlich Tauber

und Jagst findet (Abb. 1). Geländeaufnahme, Probenbeschaffung und -verarbeitung währten vom Herbst 1964 bis Frühjahr 1967.

*

Das Thema der vorliegenden Dissertation erhielt ich von Herrn Prof. Dr. E. Rutte. Ihm schulde ich für Beratung und Diskussion herzlichen Dank. Die Ausführung der Arbeit wurde in mannigfacher Weise durch Herrn Prof. Dr. G. Knetsch gefördert. Dr. A. Prashnowsky führte mich in die Methodik der Geochemie ein und entwickelte spezielle, auf die Thematik abgestellte Verfahrensweisen.
Dank für nützliche Hinweise und Hilfen gebührt ferner Dr. U. Hoffmann, Dipl.-Geol. H. Hufnagel, Dr. W. Schubert, Dr. E. Seidel, Dr. N. Wilczewski sowie Oberpräparator G. Beck.
Dem Vorsitzenden des Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg, Herrn Dr. G. Kneitz, danke ich für seine Bemühungen um die Drucklegung dieser Arbeit. Die finanzielle Unterstützung durch ein STIFTUNG-VOLKSWAGENWERK-Stipendium, das mir über die STIFTUNG MITBESTIMMUNG gewährt wurde, sei mit ganz besonderem Dank vermerkt.



A b b. 1 : Übersicht des Arbeitsgebietes mit den Faziesbereichen des Oberen Hauptmuschelkalkes. 1=Tonfazies, 2=Uffenheimer Fazies, 3=Quaderkalkfazies, 4=Kochendorfer Fazies, 5=Kalkfazies.

A. Stratigraphie und Paläogeographie

Grundlage ist die Schichtenfolge, welche im Oberen Hauptmuschelkalk mit dem Plattenkalk VI bzw. den Gervillienkalken beginnt und bis zum Grenzbonebed reicht. Vom hangenden Lettenkeuper wird der Abschnitt bis in den Werksandstein behandelt.

Die Stratigraphie des Hauptmuschelkalkes geht auf VON SANDBERGER (1866/67) zurück, der mit Spiriferina- und Cycloidesbank die heute noch gebräuchliche Dreiteilung begründete. Unsicherheiten in Fragen der Mächtigkeit und Parallelisierung von zwischenlagernden Verbänden blieben. Auch gelang es VON SANDBERGER nicht, die Grenze zum Lettenkeuper zu fassen. Aus petrographischen Gründen zog er sie da, wo zuerst Quarzsand und Glaukonit auftreten, „und der aschgraue weichere Kalkstein des Muschelkalkes durch harten, klingenden, quarzigen Kalk, den Bairdienkalk, verdrängt wird" (S. 179). An vielen Stellen versagt diese Methode. So kam es mancherorts zu einer Grenzziehung mitten durch den Ostracodenton.

Erst WAGNER (1913) vermochte den Gegebenheiten an der Grenze die Deutung zu geben. Er erkannte 1. die fazielle Stellung des Quaderkalkes und 2. das Auskeilen der Fränkischen Grenzschichten (= Ostracodenton + Glaukonitkalk) nach Süden. Seinen Ergebnissen folgend wird heute das Grenzbonebed als letztes Glied des Muschelkalkes, über dem Grenzglaukonitkalk, geführt. Wo es, wie im nördlichen Unterfranken, ausklingt, markiert entweder das oberste Kalkbänkchen über dem Glaukonitkalk oder die Basis der Vitriolschiefer die Grenze.

Unter den späteren Arbeiten sei die von R. GEISLER (1938) über die Hauptmuschelkalkstratigraphie erwähnt. Weiter gaben RUTTE (1957, 1965) und HOFFMANN (1964) zusammenfassende Darstellungen. Speziell mit der Stellung des Quaderkalkes beschäftigt sich eine von DREXLER (1964) verfaßte Dissertation, während WILCZEWSKI (1967) den mikropaläontologischen Inhalt des fränkischen Muschelkalkes untersuchte.

Der Lettenkeuper blieb bis in die zwanziger Jahre unseres Jahrhunderts bei dem durch VON SANDBERGER (1866/67) fixierten Wissensstande. Korrekturen, die sich auf die Horizontierung von Sandsteinen bezogen, brachte SCHUSTER (1928) an. Eine geschlossene Lettenkeuperstratigraphie gelang BADER (1936), indem er, von Württemberg ausgehend, Parallelisierungen mit Franken durchführte. Für Unterfranken erstellte schließlich HOFFMANN (1964) eine Stratigraphie, die aus den Aufnahmen der Gradabteilungsblätter Ochsenfurt, Markt Einersheim, Dettelbach, Volkach und Gerolzhofen erwuchs (HOFFMANN, HOFFMANN-ROTHE, WILCZEWSKI 1962; AUST, HUFNAGEL, KRUMBEIN 1963; BALKE, DOSTMANN, LUTAT, SCHMIDT-THOMÉ M.

1964; Busch, Janczewski, Wehner 1965; Baghai, Toussaint 1966). Von Erlangen aus bearbeitete Patzelt (1964) lithologisch und paläogeographisch die Sandsteinhorizonte des Mittleren und Oberen Lettenkeupers.

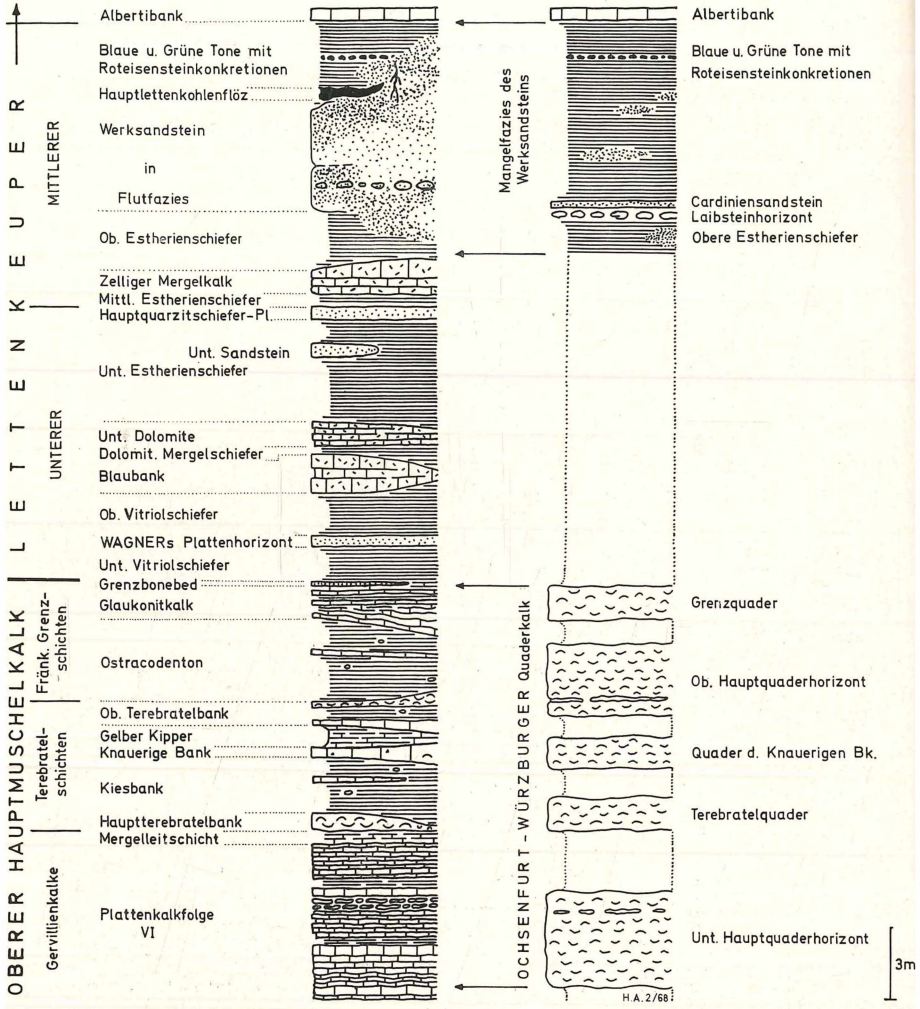


Abb. 2: Standardprofile für Unterfranken. Linke Säule=Normalfazies, rechte Säule=Sonderentwicklungen des Quaderkalkes und Mangelfazies des Werksandsteins.

Oberer Hauptmuschelkalk

Nach SCHUSTER (1926), GEISLER (1938) und RUTTE (1957) unterscheidet man im unter- und mittelfränkischen Raum zwischen einer Normalfazies und der Quaderkalkfazies.

Unter die Normalfazies fallen die von WAGNER (1913) zusammengestellten Schichtfolgen der Kalkfazies, Uffenheimer Fazies und der Tonfazies des Beckeninnern. Zur Kalkfazies zählen im Süden die Aufschlüsse aus dem Raum Kirchberg—Crailsheim—Vellberg—Schwäbisch Hall. Das Gebiet der Uffenheimer Fazies erstreckt sich nördlich Rothenburg (Habelsee) über Uffenheim nach Norden bis in das Gebiet von Dettelbach und Dingolshausen. Im Westen bilden die Aufschlüsse der Tonfazies einen aus der Gegend von Osterburken nach Nordosten gerichteten Streifen, der westlich von Boxberg und Grünsfeld sich über Würzburg und das Werntal bis in den Schweinfurter Raum fortsetzt.

In Form eines stumpfen Keiles schiebt sich die Quaderkalkfazies zwischen Tonfazies und Uffenheimer Fazies. Sie läßt sich von Gammesfeld/Rothenburg aus bis südlich Würzburg—Dettelbach verfolgen.

Im Gegensatz zur Quaderkalkfazies bietet die Normalfazies mit ihren regional unterschiedlichen Gesteinsfolgen die Möglichkeit, Kalkbänke, Mergel- und Tonlagen diffizil auszugliedern und als Leithorizonte im m/dm-Bereich zu verwenden. Die folgende stratigraphische Abhandlung bezieht sich darauf, indem sie das Typische hervorhebt und Abweichungen der Faziesbezirke untereinander berücksichtigt.

Normalfazies

Plattenkalkfolge VI (= Gervillienkalke)

Dieser über ganz Unterfranken verbreitete Horizont besticht durch seine Einheitlichkeit. Die Mächtigkeiten liegen innerhalb 5,70—6,60 m im Gebiet zwischen Tiefenstockheim im Süden und Gänheim im Norden.

Im unteren Viertel und etwas über der Hälfte der Folge schalten sich Tonlagen in einer Mächtigkeit von 0,20—0,30 m ein, die Untere und die Obere Tonlage HOFFMANNS. Die beiden Horizonte sind im Uffenheimer Faziesbezirk, in der Tonfazies des Beckeninnern und auch im Quaderkalk vertreten. Sie fehlen aber bereits in den Aufschlüssen südlich Rothenburg o. T. sowie im Bereich der Kalkfazies.

Kennzeichnend für diesen Horizont sind dünnplattige Kalkfolgen von 5—10 cm Plattenstärke. Als Einschaltungen kommen knauerige Partien, z. B. in Dettelbach, vor. Dickere Kalkbänke mit 0,30—0,70 m findet man erst in der Kalkfazies wieder. Der lithologische Charakter der plattigen Kalke ist als mikritisch [1]) zu bezeichnen.

[1]) Eine Erläuterung der lithologischen Bezeichnungen mikritisch, Mikrit und sparitisch, Sparit erfolgt auf S. 38

Die Wirbellosenfauna zeigt kleine Terebrateln (WAGNERS Bank der kleinen Terebrateln, Fundpunkt: Rütschenhausen, zwischen Tonhorizont V und Unterer Tonlage); *Gervilleia inflata* SCHAFH., *Hoernesia socialis* v. SCHLOTH., *Lima striata* v. SCHLOTH., *Myacites* sp., *Myophoria goldfussi* v. ALB., *Pecten laevigatus* v. SCHLOTH., *Placunopsis ostracina* v. SCHLOTH., *Pleuromya elongata* v. SCHLOTH., *Trigonodus sandbergeri* v. ALB., *Germanonautilus bidorsatus* (v. SCHLOTH.) und dessen Kiefer *Conchorhynchus avirostris* BLAINVILLE (Steinbruch Zepter, östlich Obernbreit) sowie *Rhyncholithes hirundo* BLAINVILLE, *C. (Ceratites) nodosus* (BRUG.), *C. (Discoceratites) intermedius* (PHIL.), auch *C. (Discoceratites) dorsoplanus* PHIL. in den obersten Partien der Folge; Ostracoden (Ob. Gervillienkalke von Kirchberg/Jagst); selten sind *Asterias* sp. (Hemmersheim) und *Pemphix sueri* DESM.; Wurmspuren sind überall verbreitet. Nach WILCZEWSKI (1967) sind unter den Wirbeltierresten besonders Actinopterygier-Zähne häufig. Conodonten kommen gegenüber dem Unteren Hauptmuschelkalk spärlicher vor.

Mergelleitschicht

Es handelt sich um eine Schichtenfolge zwischen den liegenden Plattenkalken VI und der hangenden Hauptterebratelbank. Sie ist mit dem M I WAGNERS ident und zwischen 0,05 und 1,50 m mächtig. Die Mächtigkeitsreduktionen setzen bereits im Süden der Uffenheimer Fazies ein: Uffenheim 0,35 m, Habelsee 0,15—0,18 m. Im Gebiet der Kalkfazies kündet nur noch ein gelber Mergelstreifen von 0,05 m Mächtigkeit vom Bestand dieses Horizontes (Mistlau/Jagst).
Typisch eigelber Mergel ist nicht überall, am auffälligsten jedoch in den Aufschlüssen der Uffenheimer Fazies anzutreffen. Laterale Verzahnungen mit Ton und knolligen mikritischen Kalken sind die Regel.

Hauptterebratelbank

Mit ihr beginnen die Terebratelschichten, welche bis zur Oberen Terebratelbank einschließlich reichen. Die Hauptterebratelbank kann mit den rahmenden Folgen der Mergelleitschicht und der Kiesbank auch dort erkannt werden, wo es an Terebrateln mangelt. Über deren Ausbleiben an verschiedenen Orten lassen sich noch keine Erklärungen finden. Es fällt allerdings auf, daß sie sich als autochthone Thanatocoenosen manchmal mit Placunopsiden vergesellschaften. In Tiefenstockheim häufen sich die Terebrateln mit Annäherung an das Placunopsidenriff, wobei über der Hauptterebratelbank noch zwei Terebratellagen im dm-Abstand folgen, aber rasch auskeilen. Aus dieser Vergesellschaftung darf geschlossen werden, daß die

Coenothyren dort gute ökologische Bedingungen vorfanden, wo Flachwasser mit ausreichender Strömung zusammenfiel. In vielen Fällen, in denen zahlreiche große neben kleineren Exemplaren unter Ausschluß von Bruchschill vorherrschen, mögen daher kaum veränderte autochthone Thanatocoenosen das ökologisch günstige Siedlungsgebiet nachzeichnen.

Mächtigkeiten: 0,25—0,50 m. Im Gebiet der Kalkfazies bedeutend größer, bis 0,90 m.

Die angewittert braungraue, sonst blaugraue Bank führt immer Schill, oft mit brekziösen Lagen kombiniert. Ein brauner Farbton geht auf dolomitisierte Fossilien zurück, bei deren Verwitterung gebundenes Fe aus dem Dolomitgitter austritt und oxidisch fixiert wird. Lithologisch gesehen kommen sowohl spätige Gesteine als auch solche mit mikritischer Grundmasse vor: in Rütschenhausen liegt die Hauptterebratelbank als Biomikrit vor, in Mühlhausen/Wern als Brachiopoden/Lamellibranchiaten-Biomikrudit bis Biosparrudit, in Dettelbach als Mollusken-Biosparit mit Bruchschillvormacht, in Tiefenstockheim als Biopelmikrit bis Biomikrit mit dichten Schillschrägschichtungsblättern, in Habelsee als Brachiopoden/Lamellibranchiaten-Biosparrudit mit kantigem Bruchschill und in Mistlau/Jagst als Biomikrit. Alle Gesteinstypen sind partiell dolomitisiert.

Außer großen (f e t t e n), seidig-weiß, z. T. auch rötlich glänzenden Coenothyren, welche selten Farbstreifung zeigen (Tiefenstockheim), kommt folgende Fauna vor: *Enantiostreon difforme* v. SCHLOTH., *Gervilleia inflata* SCHAFH., *Gervilleia substriata* CREDNER, *Hoernesia socialis* v. SCHLOTH., *Lima striata* v. SCHLOTH., *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI, *Mytilus eduliformis* v. SCHLOTH., *Pecten laevigatus* v. SCHLOTH., *Placunopsis ostracina* v. SCHLOTH.; Gastropoden; *C. (Discoceratites) intermedius* (PHIL.), *C. (Discoceratites) dorsoplanus* PHIL.; Sphaerocodien (Wolfskreut, Kalkfazies). Kohlige Holzreste werden aus Aufschlüssen von Ottendorf und Hessental (Kalkfazies) durch WAGNER (1913) angegeben. In Habelsee (Uffenheimer Fazies) fand ich ein flaches, cm²-großes Stück Kohle zwischen Terebratelschalen.

Kiesbank

Die Mächtigkeiten steigen von Süden nach Norden und Nordwesten: Gebiet der Kalkfazies 0,00—0,05 m, Habelsee 0,30 m, Uffenheim 0,40 m, Tiefenstockheim 0,60—0,70 m, Kist 0,95 m, Dettelbach 0,70 m (reduzierte Mächtigkeit durch hangenden Quaderkalk), Veitshöchheim 1,20 m, Mühlhausen/Wern 1,60 m, Rütschenhausen 2,20 m.

Bei Mächtigkeitszuwachs vergrößert sich der Tonanteil. Mikritische, dünnplattige Kalklagen und Linsen schieben sich ein. Schließlich tritt in den Aufschlüssen der Tonfazies inmitten eine aus mehreren Teilbänkchen bestehende, 0,35—0,45 m mächtige Kalkbank auf. In dieser wechsellagern bio-

mikritische Partien unter Beteiligung von Wurmspuren mit einer knauerigen Lage in der Bankmitte.
Coenothyris vulgaris v. SCHLOTH., *Lima striata* v. SCHLOTH. und die Ceratiten der Hauptterebratelbank bilden den Hauptfossilbestand.

Knauerige Bank

Sie trennt als gesimsbildende Bank die Schichten der liegenden Kiesbank vom hangenden Gelben Kipper. WAGNER (1913) erkannte sie noch nicht als gesonderte Leitbank, spricht aber mitunter von einem Splitterkalk mit Terebrateln.

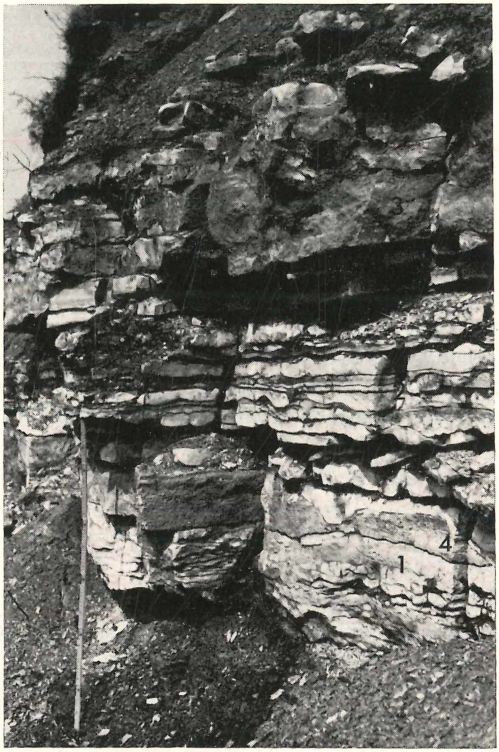


Abb. 3: Durchlaufende Kalkentwicklung der Knauerigen Bank (1), des Gelben Kippers (2) und der Basis Obere Terebratelbank (3) in Schwebenried, nördlich des Werntales. Die unterste Bank führt Schilleinlagerungen (4), die mit dem Quaderkalk zu vergleichen sind.

Die Mächtigkeiten schwanken: Habelsee 0,95—1,00 m, Uffenheim 0,60 m, Tiefenstockheim 0,65 m, Kist 0,80 m, Grainberg/Würzburg 0,55 m, Mühlhausen 0,50 m, Schwebenried 0,45 m und Rütschenhausen 0,75 m.

Im Gebiet der Kalkfazies geht die Knauerige Bank in der geschlossenen Kalkfolge der Terebratelschichten auf. In der Uffenheimer Fazies sowie der Normalfazies zwischen dem Quaderkalk ist sie am besten entwickelt, daher am leichtesten zu erkennen.

Die Knauerige Bank der Tonfazies bildet oft unter Einschluß hangender Schichten einen einheitlichen, quaderähnlichen Komplex. In Mühlhausen/Wern umfaßt dieser neben dem Gelben Kipper, der nahezu kalkig entwickelt ist, noch die Basis der Oberen Terebratelbank; er mißt insgesamt 1,55 m. In Schwebenried erreicht die gleiche Folge eine Mächtigkeit von 1,70 m, wobei die Fazies des Gelben Kippers bis auf einige cm-mächtige Mergelstreifen völlig unterdrückt ist. Die Aufschlüsse von Rütschenhausen ergaben eine Gesamtmächtigkeit der Knauerigen Bank einschließlich kalkig entwickelter Basis des Gelben Kippers von 1,30 m.

Die Knauerige Bank setzt sich aus verschiedenen Gesteinstypen zusammen: dolomitisierte Brachiopoden/Lamellibranchiaten-Biomikrudite (Habelsee), intraklast- und Pellet-führende Biosparrudite (Tiefenstockheim), Brachiopoden/Lamellibranchiaten-Biomikrudite, dolomitisierte Mollusken-Biosparite bis Biosparrudite, fein- bis mittelkristallinische Biogen-Dolomite (Mühlhausen/Wern). Die Dolomitisation greift vielfach, von dünneren Linsen und Platten ausgehend, in die Tiefe und dürfte mit Hardgrounds zu verbinden sein. Die davon betroffenen Gesteinspartien heben sich unter dem Einfluß der Verwitterung — auffällig in den Aufschlüssen des Werntales — als braungelbe, unregelmäßige, diskordante Einschaltungen ab.

Neben *Coenothyris vulgaris* v. SCHLOTH. herrschen die gleichen Lamellibranchiaten wie in der Hauptterebratelbank. Kleinere Gastropoden sind im Schliffbereich häufiger. In Unterfranken bildet die Knauerige Bank das Hauptlager von *C. (Discoceratites) semipartitus* (MONTF.).

Gelber Kipper

Dieser Leithorizont tritt mit seinen charakteristischen, gelben, senkrecht klüftenden Kalkmergeln vor allem im Gebiet der Uffenheimer Fazies auf. Er paust sich aber noch in den Aufschlüssen der Quaderkalkfazies durch: Marktbreit, Zeubelried, Goßmannsdorf, Sommerhausen, Fuchsstadt, Dettelbach. Innerhalb der Tonfazies und der Kochendorfer Fazies schrumpft er zusammen. Sein stratigraphischer Leitwert ist daher gemindert, zumal hangend, in der Oberen Terebratelbankfolge, noch ein weiterer Gelbhorizont auftaucht. WAGNER verwendet für beide Gelbbänke in den betreffenden Faziesgebieten die abgekürzten Bezeichnungen G II (= Gelber Kipper) und G I (= Gelbbank der Oberen Terebratelbankfolge).

Die Angabe von Mächtigkeiten sollte neben der typischen Ausbildung auch die fazielle Vertretung durch Tone, Mergel und Kalke berücksichtigen, die in der Tonfazies und im Norden der Uffenheimer Fazies die liegenden Teile, mitunter hangende Partien erfaßt. Mächtigkeiten des Gelben Kippers in typischer Fazies sowie fazieller Äquivalente (in Klammer): Steinsfeld 0,60 m, Habelsee 0,85 m, Uffenheim 0,75 m (0,20 m), Tiefenstockheim 0,85—0,90 m (0,25 m), Zeubelried 0,40 m (0,70 m), Rottenbauer 0,25 m (1,00 m), Grainberg/Würzburg (0,80 m), Kist 0,40 m, Veitshöchheim 0,35 m, Mühlhausen/Wern 0,25—0,30 m, Rütschenhausen 0,35 m (0,65 m). In den Aufschlüssen Kist, Veitshöchheim und Mühlhausen reicht die Fazies der Knauerigen Bank erheblich in den Gelben Kipper hinauf.

Im typisch entwickelten Gelben Kipper sind bislang keine Fossilien gefunden worden. Wo diese kalkiger wird, kann eine Fauna entsprechend der Knauerigen Bank angetroffen werden.

Obere Terebratelbank

Darunter versteht man in Unterfranken eine Schichtenfolge, welche von zwei auffälligen Kalksteinbänken gerahmt wird, und die in der Mitte tonig-mergelig, unter Einschaltung geringmächtiger Blaukalkplatten oder -linsen, entwickelt ist. Dieses Faziesbild verändert sich nach Süden, in Richtung auf die ehemalige Küste, derart, daß zunächst die tonig-mergelige Zwischenlage auskeilt (Habelsee), und schließlich nur noch die obere Bank als eigentliche Obere Terebratelbank vorhanden ist (Mistlau/Jagst). Letztere trägt in WAGNERS Profilen der Uffenheimer Fazies die Bezeichnung Grenzbank.

Die Mächtigkeiten betragen: Mistlau/Jagst 0,45 m, Habelsee 1,15 m, Tiefenstockheim 1,05 m, Schwarzenau/Main 1,45 m, Grainberg/Würzburg 1,40 m, Kist 0,90 m, Veitshöchheim 1,00 m, Mühlhausen/Wern 1,40 m, Rütschenhausen 1,50 m.

Die Sohlbank hebt sich bei bewegtem Basisrelief scharf vom liegenden Gelben Kipper ab. Zum Hangenden löst sie sich in wulstig-knauerige Lagen oder Knollen auf. Vielfach ist sie überhaupt knauerig entwickelt. Wurmspuren sind im Basisabschnitt häufiger zu beobachten. Die lithologische Beschaffenheit tendiert zum Mikrit: Biomikrit bis Biosparit (Habelsee), Zinkblende-haltiger Mikrit (Schwarzenau/Main), Lamellibranchiaten-führender Mikrit (Dettelbach), dolomitisierter Phosphat-führender Biopelmikrit (Mühlhausen/Wern).

Der Mittelabschnitt besteht aus Tonen und mikritischen Knollen, sowie dünnplattigen Kalklagen. In Tiefenstockheim ist eine solche Platte z. T. als Pelsparit entwickelt.

Die Dachbank hat in der Regel eine wellige Unterfläche und hebt sich vor anderen Bänken durch bewegte Schichtung und mächtige Schill- und Bruchschillpackungen ab. Brekziöse Struktur ist an mikritischen Blaukalkfetzen erkenntlich. Sie unterstreicht die unruhigen Ablagerungsverhältnisse. Ver-

knetungen mit stark dolomitischem Ockerkalk, der sich diskordant von der Bankoberfläche ins Liegende vorschiebt, lassen auf Hardground-Stadien schließen. Der lithologische Formenschatz konzentriert sich auf dolomitische und dolomitisierte Brachiopoden/Lamellibranchiaten-Biomikrudite bis Biosparrudite (Mistlau, Habelsee, Tiefenstockheim, Dettelbach).
Die Obere Terebratelbank bildet im Hauptmuschelkalk das letzte Schichtglied mit einer breit gestreuten Fauna. Mit ihr erlöschen viele typische Formen. Sie enthält: Sphaerocodien (Kalkfazies); *Coenothyris vulgaris* v. SCHLOTH. (seltener als in der Hauptterebratelbank), *Lingula* sp., nach WAGNER *Tetractinella trigonella* v. SCHLOTH., *Enantiostreon difforme* v. SCHLOTH., *Gervilleia costata* v. SCHLOTH., *Lima striata* v. SCHLOTH., *Myacites* sp., *Mytilus eduliformis* v. SCHLOTH., *Pecten laevigatus* v. SCHLOTH., *Placunopsis ostracina* v. SCHLOTH., *Trigonodus sandbergeri* v. ALBERTI; Gastropoden; *C. (Discoceratites) dorsoplanus* PHIL., *C. (Discoceratites) semipartitus* (MONTF.) und Nautilidenreste (*Rhyncholithes hirundo* BLAINV.); Wirbeltierreste in dünnen Bonebeds.
Da die Fränkischen Grenzschichten im Gebiet von Rothenburg, Gammesfeld, Crailsheim auskeilen, markiert dort die Obere Terebratelbank direkt unter dem Grenzbonebed das Ende der Kalksedimentation im Hauptmuschelkalk.

Ostracodenton

WAGNER (1913) faßt im Oberen Hauptmuschelkalk Ostracodenton und hangenden Glaukonitkalk als Fränkische Grenzschichten zusammen. Beide halten sich in ihrer Verbreitung an das Gebiet Frankens, stratigraphisch an die Grenze zum Lettenkeuper, wobei sie nach Südosten, also in Richtung auf die ehemalige Küste des Muschelkalkmeeres, auskeilen. Die von Süden nach Norden zunehmenden Mächtigkeiten des Ostracodentones zeigen: Rothenburg 0,0 m, (in Steinsfeld und Langensteinach fazielle Vertretung durch Quader), Habelsee 1,20 m, Uffenheim 1,50 m, Tiefenstockheim 1,60 m, Dettelbach 1,85 m, Dingolshausen 2,73 m; durch Einschübe von Quaderkalk reduzierte Mächtigkeiten: Fuchsstadt 0,95 m, Rottenbauer 0,60 m, Randersacker 1,05—1,20 m; Kist und Veitshöchheim 3,5 m, Mühlhausen/Wern 2,60 m.
Die Lithologie des Ostracodentones läßt mit Annäherung an die Küste zunehmend Kalk anstelle von Ton erwarten. Sieht man vom Rothenburg-Gammesfelder Raum ab, wo Ostracodenton und Glaukonitkalk fehlen, so bestätigen das die südwestlich gelegenen Aufschlüsse der Kalkfazies. Dort ist eine Trennung der beiden stratigraphischen Glieder nicht mehr möglich, weil der Ostracodenton kalkig ausgebildet ist. Bereits im Süden der Uffenheimer Fazies (Habelsee) liegt nur noch 1/4 der Schicht als Ton vor, der Rest wird durch Mergelkalk und Kalkstein ersetzt. In Tiefenstockheim steigt das Verhältnis Ton : Kalk zugunsten des Tones auf 40 : 60 an, um

im Gebiet der Tonfazies maximal 85 : 15 zu erreichen. Dabei konzentriert sich die Kalksedimentation auf eine 0,15—0,30 m mächtige Kalkbank, welche im unteren Drittel oder inmitten der Folge liegt und frühestens im Habelsee-Uffenheimer Raum zu erkennen ist. Diese Bank besteht in Habelsee vorwiegend aus dolomitischem Mikrit, in Mühlhausen/Wern aus einem Ostracoden-Biosparit. Die unregelmäßig eingeschalteten dünnen Kalksteinbänkchen sind regelhaft fossilfreie Mikrite (Randersacker).
In seiner Fossilführung sticht der Ostracodenton von liegenden Tonpaketen des Oberen Hauptmuschelkalkes ab. Nicht überall sind die Ostracoden so zahlreich vertreten, wie es die stratigraphische Bezeichnung vermuten läßt. Sie häufen sich in cm-mächtigen Schillstreifen in den sonst sterilen Tonlagen an. Wie die Untersuchungen im Kapitel D, S. 97 zeigen werden, können manche Gattungen, auch die im älteren Schrifttum häufige *Bairdia*, nicht bestätigt werden. Der Hauptteil aller Ostracoden zeigt vielmehr Formen (Laevicytheren, Christellocytheren, Mandelstamien, Letticocytheren), die von BEUTLER & GRÜNDEL (1963) aufgestellt wurden; ein anderer zahlenmäßig geringerer Anteil gehört zur Gattung der Darwinuliden. Damit vergesellschaftet kommen vor: *Lingula tenuissima* BRONN, *Anoplophora brevis* v. SCHAUR., *Anoplophora lettica* QUENST., beides typische Vertreter des Lettenkeupers, ferner *Gervilleia subcostata* GOLDF. und besonders häufig der Conchostrak *Cyclestherioides franconica* REIBLE, sowie Wirbeltierreste.

Glaukonitkalk

Mit dem Glaukonitkalk und dem hangenden Grenzbonebed klingt die Sedimentation des Muschelkalkes aus. Der gegenüber liegenden Kalksteinserien veränderte lithologische Aufbau veranlaßte VON SANDBERGER (1867), den Glaukonitkalk zum Lettenkeuper zu stellen. Auch BECKENKAMP (1907) verfuhr in diesem Sinne, bis WAGNER (1913) die Grenze über den Glaukonitkalk legte, „weil sie dann über ganz Franken durchführbar ist" (HOFFMANN 1964, S. 26/27).
Die Mächtigkeiten des Glaukonitkalkes verringern sich von Norden nach Süden und erreichen im Raum von Rothenburg-Gammesfeld-Crailsheim-Vellberg, wo die Fränkischen Grenzschichten auskeilen, den Null-Wert. Mächtigkeitsreduktionen unabhängig vom Nord-Süd-Trend ergeben sich innerhalb der Quaderkalkfazies dadurch, daß Quadereinschübe den Glaukonitkalk ersetzen.
Habelsee 0,55—0,60 m, Uffenheim 0,65—0,70 m, Tiefenstockheim 1,25 m, Marktbreit 1,50 m, Randersacker 1,05 m (an der Basis 1,50 m Quaderkalk) — 2,5 m, Grainberg/Würzburg 2,5 m, Kist 2,6 m, Veitshöchheim 2,7 m, Mühlhausen/Wern 2,5—2,6 m.
Der Glaukonitkalk setzt in den Aufschlüssen von Tiefenstockheim mit

einer knauerigen, von unregelmäßigen Ockerkalkzügen durchfahrenen Bank ein, die 0,15—0,20 m, in Mühlhausen/Wern sogar 0,50 m mächtig ist. Mit dieser für Unterfranken typischen Bank beginnt die als Gekrösekalk bezeichnete Basisfolge des Glaukonitkalkes. Sie umfaßt meistens die Hälfte bis Zweidrittel des gesamten Horizontes. Die dünnplattigen, mikritischen Kalke zeichnen sich durch wellige Lagerung und spitzbogige Überfaltungen aus (Namensgebung!). Zwischen diesen Mikritplatten schalten sich Mergelkalke bis Kalkmergel mit leuchtend gelben Verwitterungsfarben ein.

Über dem Gekrösekalk liegt eine härtere Bank (bis 0,30 m mächtig), von HOFFMANN (1964) Hauptglaukonitbank benannt. Sie ist an ihrer rauchgrauen Färbung und an der flaserig-dünnplattigen Absonderung zu erkennen und gleicht den anthrakonitischen Kalken des Oberen Lettenkeupers. Die gute, schichtparallele Spaltbarkeit folgt häufig glaukonitreichen Lagen. Quarzsand und Wirbeltierreste sind wichtige Bestandteile.

Eine zweite liegt, durch 0,30—0,50 m Kalkmergel oder Ton getrennt, darüber. Es handelt sich um die Grenzglaukonitbank, welche geringmächtiger als die Hauptglaukonitbank ist und intensiv braungelb anwittert. Im Uffenheimer Faziesbezirk lagert ihr das Grenzbonebed auf. In Kirchheim schwillt sie wie die liegende Hauptglaukonitbank stärker an. Im Raum nördlich Würzburg-Schwarzenau/Main fehlt sie, während sie in Rütschenhausen mit der Hauptglaukonitbank zu verschmelzen scheint.

Im Norden Unterfrankens, vor allem im Gebiet der Tonfazies, schließt der Glaukonitkalk nicht mit der Grenzglaukonitbank ab. Über einem untypischen, z. T. auskeilendem Grenzbonebed sitzen noch 0,25—0,50 m Mergel im Wechsel mit Mergelkalken und blaugrauen, mikritischen Kalkbänkchen auf (Grainberg/Würzburg, Schwarzenau/Main, Mühlhausen/Wern, Rütschenhausen). In Schweinfurt verzahnt sich diese Folge nach oben sogar mit den braungrauen Basistonen des Vitriolschiefers.

Den homogenen, teilweise dolomitischen Mikriten des Gekrösekalkes lassen sich die spätig gebundenen Gesteine der Hauptglaukonitbank und der Grenzglaukonitbank gegenüberstellen: am häufigsten kommen (phosphatische) Lamellibranchiaten-Biosparite bis Biosparrudite vor. Die Ostracodenführung ist örtlich so bedeutend, daß Ostracoden-Biosparite (Grenzglaukonitbank von Tiefenstockheim) auftreten. Anwachsende terrigene Einschwemmungen bilden in der Dachregion eigenständige klastische Lagen: es resultieren calcitische, Phosphat-haltige Quarz-Siltsteine bis Feinsandsteine (Habelsee) oder calcitische, Phosphat-haltige Quarz-Feinsandsteine bis Mittelsandsteine (Herdtlingshagen).

Die Fauna des Glaukonitkalkes findet man in den beiden Glaukonitbänken. Der Hauptbestand rekrutiert sich aus Lamellibranchiaten, Ostracoden — der Glaukonitkalk trug zu Zeiten VON SANDBERGERS die Bezeichnung Bairdienkalk — und Wirbeltierresten. Von den häufiger vertretenen

Invertebraten seien genannt: *Lingula tenuissima* BRONN, *Anoplophora brevis* v. SCHAUR.; *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI; *Myophoria intermedia* v. SCHAUR., *Myophoria struckmanni* v. STROMB., *Myophoria vulgaris* v. SCHLOTH., *Trigonodus sandbergeri* v. ALBERTI; unter den Ostracoden dominieren die Gattungen *Laevicythere* und *Letticocythere;* Conchostraken der Spezies *Cyclestherioides franconica* REIBLE und *Isaura minuta minuta* VON ZIETEN halten sich an mergelige Lagen.

Grenzbonebed

Der mit 0,20—0,02 m geringmächtigste Leithorizont des Muschelkalkes ist dessen oberstes Schichtglied. Seine maximale Mächtigkeit erreicht es im Süden des Untersuchungsgebietes innerhalb der Kalkfazies.
WAGNER (1913) unterschied eine südöstliche, vorwiegend sandige Fazies von einer nordwestlichen, kalkig-mergeligen. Die Grenze zwischen beiden ist durch eine Linie gegeben, welche von Oehringen über Bad Mergentheim nach Sommerhausen zieht. Auf Blatt Würzburg-Süd deckt sich das Verbreitungsgebiet des sandigen Grenzbonebeds mit dem des Quaderkalkes (HOFFMANN 1964). In den nördlichen Aufschlüssen der Uffenheimer Fazies (Schwarzenau/Main, Dingolshausen) erleichtern Glaukonitführung und Wirbeltierreste das Auffinden des kalkig-mergeligen Bonebeds. In manchen Aufschlüssen der Tonfazies, so in der Schweinfurter Gegend und im Werntal, sind selbst diese Komponenten nicht mehr anzutreffen. Auch schiebt sich die Kalk/Mergel-Fazies des Glaukonitkalkes stratigraphisch über die Grenzglaukonitbank, so daß der Leitwert des Grenzbonebeds in diesem Raume nicht mehr gesichert ist.
Die lithologische Beschaffenheit schwankt im sandigen Faziesgebiet stark. Glaukonitgehalte sind in Mengen unter 10 Vol-% vorhanden. In Erkenbrechtshausen (Kalkfazies) liegt das Grenzbonebed als dolomitischer, Phosphat-haltiger Quarz-Feinsandstein bis Grobsandstein vor, in Rüblingen/Kocher (Kochendorfer Fazies) als Siltquarz-haltiger Ostracoden-Biosparit oder dolomitischer Ostracoden-Biopelmikrit. Die Aufschlüsse von Steinsfeld und Randersacker (Quaderkalkfazies) erbringen einen mittel- bis grobkristallinischen Biogen-Dolomit unter Beteiligung von phosphatischen Wirbeltierresten, bzw. einen calcitischen, Phosphat-haltigen Quarz-Feinsandstein bis Mittelsandstein. Das Grenzbonebed von Habelsee (Uffenheimer Fazies) ist ein Quarz-haltiger Phosphat-Grobsandstein bis Psephit.
Das gelbbraune bis braungraue Grenzbonebed von Steinsfeld ist mit Ausnahme der phosphatischen Wirbeltierreste völlig dolomitisiert. Es gleicht in seinem klein- bis großporigem Habitus den massigen Gesteinen des schwäbischen Trigonodus-Dolomits. Dieser ist im Oberen Hauptmuschelkalk noch nördlich von Crailsheim anzutreffen (Abb. 11, GEYER & GWINNER

1968), so daß das Steinsfelder Vorkommen vielleicht als nördlichster, wohl isolierter Vorposten des Trigonodusdolomits gelten kann.
Schon WAGNER (1913) leitete den Sandgehalt im Grenzbonebed vom Ries und dem Bayerisch-Böhmischen Massiv her. Die Bestätigung für derartige, vom Vindelizischen Festland stammende Schüttungen ergibt sich paläogeographisch aus dem Ausklingen der Sandführung nach Nordwesten. Sie folgt außerdem daraus, daß alle weiteren klastischen Horizonte im Lettenkeuper eine andere petrographische Zusammensetzung haben, weil sie wahrscheinlich von Norden angeliefert wurden und nach Süden auskeilen.
Die faunistische Bedeutung des Grenzbonebeds liegt darin, daß es der Hort reicher, phosphatisch erhaltener Wirbeltierreste ist. So wurden etwa im Rothenburg/Crailsheimer Raum immer wieder Funde von Amphibien und Reptilien gemacht. Der Anteil an Invertebraten beschränkt sich dagegen auf kaum bestimmbaren Lamellibranchiatenschill und -bruchschill sowie gelegentlich auf Ostracoden, mit Gattungen, wie sie in den Fränkischen Grenzschichten üblich sind.

Quaderkalkfazies

Unter der Bezeichnung Trigonodus-Dolomit (1864) und Trigonodus-Kalk (1867) werden Ablagerungen der Quaderkalkfazies durch VON SANDERBERGER beschrieben. 1909 erkennt REIS, daß die Quader an verschiedenen Stellen unterschiedliche Folgen der Normalfazies ersetzen. Der Begriff des Quaderkalkes geht erst mit WAGNER (1911) in die Literatur ein. Von ihm stammt der Hinweis, daß die vordem namengebende Muschel *Trigonodus* gar nicht so häufig vorkommt. SCHUSTER (1917, 1926) unterscheidet eine Vergesellschaftung der Quader mit kalkigen Verbänden von solchen mit tonigen. Im letzteren Fall handelt es sich um Quaderhorizonte in den Semipartitusschichten und den Fränkischen Grenzschichten, während sich die Quader innerhalb der kalkigen Normalfazies besonders auf die Gervillienschichten beschränken. R. GEISLER (1938) schließlich entwickelt seine Anschauungen über die Herkunft des Quaderkalkes dergestalt, daß von Südwesten kommende Küstenversatzströme entlang der Gammesfelder Barre Schill verfrachten und nach Erliegen der Förderkraft absetzen.
DREXLER (1964) gibt eine nach Mächtigkeiten aufgegliederte Darstellung der Quaderkalkverbreitung und ergänzt die bekannten Vorkommen durch neu erschlossene. Die wirtschaftliche Bedeutung des Quaderkalkes wird beschrieben.
HOFFMANN gelingt es 1964, die bis dahin wenig erforschte Basis der frühesten Quaderschübe zu fassen. Sie liegt unmittelbar über dem Ton V und zwar im Gebiet von Sommerhausen-Goßmannsdorf, das durch die größten Quadermächtigkeiten ausgezeichnet ist (RUTTE 1957). Diesem, in der Plattenkalkfolge VI liegenden Unteren Hauptquaderhorizont stellt HOFFMANN einen zweiten, maximal ebenso mächtigen (3—4 m) Oberen Hauptquaderhorizont gegenüber. Er zwängt sich zwischen Gelben Kipper und Ostracodenton, den er teilweise vertritt. Von Mächtigkeitsschwankungen abgesehen sind die Oberen Hauptquader von Langensteinach über Gollhofen, Marktbreit bis nach Fuchsstadt-

Randersacker zu verfolgen. Weiter westlich (Aub—Riedenheim—Kleinrinderfeld) liegen sie stratigraphisch tiefer oder reichen bis über das Niveau der Hauptterebratelbank nach unten. Geringmächtige Quaderbänke (0,60—1,50 m) schieben sich örtlich anstelle der Knauerigen Bank, z. T. auch unmittelbar unter der Muschelkalk/Keuper-Grenze in den Glaukonitkalk ein (Eichelsee, Acholshausen).
Die paläogeographische und stratigraphische Bedeutung der südlich Rothenburg sich abzeichnenden Gammesfelder (= Ries-Tauber-)Barre wird im Zusammenhang mit den Quaderkalken von RUTTE (1965) unterstrichen. Danach kommt der nach Norden, vom Vindelizischen Festland aus, vorgreifenden Untiefe wiederholt (Wellenkalk, Oberer Hauptmuschelkalk, Bleiglanzbank des Gipskeupers) die Bedeutung einer Sedimentation und Fazies beeinflussenden Struktur zu.

Daß die meisten Quaderkalkschüttungen rasche Schübe darstellen, beweist vielerorts das scharfe Einsetzen der Normalfazies nach dem Absatz der Schillkörper. In anderen Fällen wird der Sedimentationsablauf der Normalfazies dahingehend beeinflußt, daß in der Nachbarschaft einzelner Quaderverbände sowie in stratigraphisch höheren Lagen (Quader im Glaukonitkalk) untypische Folgen entstehen.
Der Normalfazies äquivalente Quaderkalkprofile fallen durch höhere Gesamtmächtigkeiten heraus, was zeitlich bezogen größeren Sedimentationsraten entspricht.
Der Quaderkalk ist megaskopisch ein meist großporig-kristallinisches Gestein, dessen Struktur und Textur durch Schalenschill geprägt werden. Schräg- und Kreuzschichtungskörper, eingelagerte cm- bis dm-große Blaukalkknollen oder wellige Mikritlagen gehören zum typischen Bild aller Quaderkalkaufschlüsse. Die Variationsbreite der Gesteine erstreckt sich bis zu feinlückig-porösen, fast schaumkalkähnlichen Typen.
Das mikrofazielle Bild zeigt sowohl spätige als auch mikritisch gebundene Gesteine, also Biosparite bis Biosparrudite und Biomikrite bis Biomikrudite. An Varianten sind zu nennen: Ostracoden-Biopelmikrite und Ostracoden-Biosparite aus den Quadern des Horizontes Knauerige Bank/Gelber Kipper und des Ostracodentones von Dettelbach, ferner der Oosparit aus dem Oberen Hauptquaderhorizont von Riedenheim.
Die Faunenliste umfaßt: *Coenothyris vulgaris* v. SCHLOTH.; *Enantiostreon difforme* v. SCHLOTH., *Enantiostreon spondyloides* v. SCHLOTH., *Gervilleia subcostata* GOLDF., *Gervilleia substriata* CREDNER, *Hoernesia socialis* v. SCHLOTH., *Lima lineata* v. SCHLOTH., *Lima striata* v. SCHLOTH., *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI, *Myophoria intermedia* v. SCHAUR., *Myophoria pes anseris* v. SCHLOTH., *Myophoria rotunda* v. ALBERTI, *Myophoria vulgaris* v. SCHLOTH., *Mytilus eduliformis* v. SCHLOTH., *Pecten discites* v. SCHLOTH., *Pecten laevigatus* v. SCHLOTH., *Placunopsis ostracina* v. SCHLOTH., *Pleuromya* sp., *Trigonodus sandbergeri* v. ALBERTI. Unter den Gastropoden sind *Holopea, Natica* und *Turritella* vertreten. *C. (Discoceratites) dorsoplanus* PHIL. und *C. (Discoceratites) semipartitus* (MONTF.) sind im Verhältnis zur Normalfazies seltener. Im Quaderkalk von Krensheim traf ich

ein Bruchstück eines *C. (Discoceratites) semipartitus* an, in den aufgelassenen Steinbrüchen vom Bromberg südlich Heidingsfeld einen vollständigen Steinkern. An Wirbeltierresten kommen häufiger Fischzähnchen und -schuppen neben Koprolithen vor. Im Quaderkalk fand R. GEISLER (1938) ein Stegocephalenteilstück, das als *Plagiosternum granulosum* E. FRAAS bestimmt wurde (TRUSHEIM). Reptilreste sind mit *Nothosaurus* sp. (Sommerhausen, RUTTE 1965) und *Placodus* sp. gelegentlich anzutreffen. H. GEISSLER (1967) stieß bei Randersacker auf ein Treibholzstück von 80 cm Länge.

Lettenkeuper

Der Lettenkeuper bildet mit seinen Gesteinen das abwechslungsreichste Glied der triassischen Schichtenfolge Frankens. Schnelle, vertikale Wechsel von toniger Sedimentation zu dolomitisch-kalkiger, dazu krasse, in ihrer Mächtigkeit schwankende Sandeinschübe, schließlich kohlige Horizonte bestimmen die Abfolgen.

Auch der laterale Fazieswechsel ist vielfältig. Die beste Konstanz weisen die mitunter bunten Tonlagen auf, während geringmächtige Gelbkalke und kohlige Lagen regional unterschiedlich ab- oder anschwellen bzw. auskeilen. Stratigraphisch sehr beweglich sind die Sandsteine des Mittleren und Oberen Lettenkeupers. Mächtigkeitsänderungen und lithologisch ähnlicher Habitus führen ständig zu Verwechslungen. Hier hilft nur der Vergleich hangender und liegender Folgen mit entsprechenden Serien andernorts weiter. Als verläßliche und nahezu mächtigkeitskonstante Leithorizonte haben sich die siltigen Plattenlagen des Unteren Lettenkeupers, WAGNERS Plattenhorizont und die Hauptquarzitschieferplatten, erwiesen.

Im Lettenkeuper harrt der Ablagerungsvorgang dieser feinkörnigen Plattenlagen noch einer Deutung. Die gleichmäßige Ausbreitung und gute Sortierung des Materials hält über weite Strecken an. Sie resultiert wahrscheinlich aus den konstant flachen Meerestiefen, in denen ruhige und gerichtete Strömungen geherrscht haben mögen. Die Sandablagerungen höherer Straten können kaum fluviatil gedeutet werden, da entsprechende Erosionsrinnen im Beckeninnern fehlen. Hier scheint die Vorstellung einer weiträumigen Deltasedimentation noch den besten Wahrscheinlichkeitsgrad zu besitzen.

Besonderheiten der kalkigen Gesteine bereichern das fazielle Bild. Zuerst seien die anthrakonitischen Kalke erwähnt. Es sind bituminöse, schillbepackte, quarzhaltige, schwarzgraue Varietäten der normalen Gelbkalke. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf das Niveau der Albertibank, der Anthrakonitbank und ganz charakteristisch auf das der Anthrakonitischen Bank im Liegenden des Oberen Sandsteins. Ihre laterale Nähe zu den Sandsteinlagen ist auffällig, auch ihr Fehlen im Unteren Lettenkeuper. Die anthrakonitischen Kalke stellen primäre Vertreter der kalkig-dolomitischen Ablagerungen (Gelbkalke) dar.

Die Gelbkalke sind, wie die Zellenkalke, primär blaugraue, mikritische

Kalksteine oder Dolomikrite, die sekundär, und zwar verwitterungsbedingt, in Struktur, Textur, Chemismus und Färbung umgewandelt worden sind. Während die Anthrakonitkalke ihres Sandgehaltes, ihrer Grobschillführung und des Anteils an intraformationellen Geröllen wegen Bewegtwasser anzeigen, lassen die mikritischen und dolomikritischen Gelbkalke Stillwasserbedingungen erkennen. Sie sind relativ komponentenarm. Generell fehlen Ooide. Intraklaste sind selten, Pellets etwas häufiger und biogene Komponenten unterschiedlich bis kaum vorhanden. Es handelt sich durchweg um Absatzkalke; für die dolomitischen Varietäten gilt Ähnliches, wobei frühdiagenetische Prozesse bei der Dolomitgenese mitgewirkt haben dürften.

Regional bietet der Lettenkeuper nicht solch scharf umrissene Faziesgebiete wie der Obere Hauptmuschelkalk. Die Differenzierungen sind kleinräumiger. Größere Wechsel vollziehen sich im Raum südlich und südwestlich Rothenburg o. T., also in einem Gebiet, das sich schon während des Muschelkalkes durch die Aktivität der Gammesfelder Barre auszeichnete. Hier gewinnen Blaubank und Untere Dolomite auf Kosten der Dolomitischen Mergelschiefer an Mächtigkeit, während WAGNERS Plattenhorizont und die Hauptquarzitschiefer-Platten auskeilen. Die Gesamtmächtigkeit des Lettenkeupers verringert sich dort von 45—40 m (nördliches Unterfranken) auf 30—25 m. Der Einfluß der Gammesfelder Barre läßt sich im Lettenkeuper an der um 8—10 m reduzierten Gesamtmächtigkeit im Gebiet des Gradabteilungsblattes Ochsenfurt (Westteil, HOFFMANN-ROTHE 1962) ablesen. Dieses deckt sich nahezu mit dem Kerngebiet der Quaderkalke. Der Unterschuß im vertikalen Sedimentzuwachs des Lettenkeupers wirkt so ausgleichend gegenüber dem Sedimentüberschuß an den Stellen mächtiger Quaderentwicklungen (relative Hochlage im Sedimentationsraum).

Faunistisch bietet der Lettenkeuper eine Verarmung der Muschelkalkarten. Das gilt insbesondere von den Invertebraten, die nur durch Individuenreichtum auffallen. Verschwunden sind Terebrateln, Ceratiten und Conodonten. Zusätzlich bestimmen vom Werksandstein an mehr und mehr Pflanzenreste in kohligen Einschaltungen und sandigen Lagen die Abfolgen.

Unterer Lettenkeuper

Nach HOFFMANN [1]) (1964) reicht der Untere Lettenkeuper von den Vitriolschiefern bis zu den Hauptquarzitschiefer-Platten einschließlich. Dieser Abschnitt ist überwiegend durch tonige Sedimente gekennzeichnet. Hinzu kommen kalkig-dolomi-

[1]) Ich halte mich an die von HOFFMANN (1964) vorgeschlagene Gliederung des Lettenkeupers. In den Erläuterungen zu den Geologischen Karten 1:25 000, Blätter Würzburg Süd und Nord, folgt HOFFMANN (1967) einer vom Bayerischen geologischen Landesamt erstellten Gliederung in Unterer Keuper 1 und Unterer Keuper 2.

tische Lagen und siltig-sandige Gesteine. Nach der SCHUSTERschen Gliederung stellen die Schichten des Unteren Lettenkeupers den Hauptteil der sogen. Unteren Schiefer-Gelbkalk-Schichten, die man früher an der Basis des Werksandsteins enden ließ.

Vitriolschiefer

Über dem Grenzbonebed folgen mittel- bis schwarzgraue schiefrige Tone, die an der Blaubank enden. Die Namengebung bezieht sich auf die technische Gewinnung von Vitriolen und Alaunen, deren Rohstoffbasis die Vitriolschiefer bildeten. Im fränkischen Raum lag ein Zentrum dieser Produktion während des 18. Jahrhunderts im Gebiet von Crailsheim und Gaildorf (CARLÉ 1961). Genetisch deutet die reichliche Pyritführung der tief schwarzblauen Tonlagen auf Ansätze zu einer euxinischen Entwicklung im Südwesten des Untersuchungsgebietes. Vergleichbares fehlt sonst in der Fränkischen Trias.

Die Vitriolschiefer führen im mittleren und nördlichen Unterfranken etwa 0,20—0,30 m über der Muschelkalk-Keuper-Grenze dünnplattige, siltigtonige Lagen, die Basalplättchen HOFFMANNS. Sie fehlen auf den Blättern Ochsenfurt und Markt Einersheim, auf Blatt Würzburg-Süd sind sie bereits 0,20 m, in Schweinfurt schon 0,65 m mächtig. Geringmächtige Gelbkalkeinschaltungen erscheinen häufiger im Norden des Untersuchungsgebietes. Mitten in den Vitriolschiefern liegt WAGNERS Plattenhorizont, so daß man in Untere und Obere Vitriolschiefer einteilt.

Die Mächtigkeiten betragen ohne WAGNERS Plattenhorizont: Crailsheim 0,90—1,00 m, Erkenbrechtshausen und Kirchberg/Jagst 0,85—0,70 m, Rothenburg o. T. 0,90—1,00 m, Uffenheim 2,00 m, Ochsenfurt 2,10—2,30 m, Teilheim 2,70 m, Schwarzenau/Main 3,50 m, Schweinfurt 4,75 m. Die Mächtigkeiten steigen also nach Norden.

Die Fossilliste der Vitriolschiefer umfaßt außer Anoplophoren und *Lingula tenuissima* BRONN örtlich massenhaft Conchostraken der Spezies *Isaura minuta minuta* VON ZIETEN (REIBLE 1962).

WAGNERS Plattenhorizont

Der Plattenhorizont gehört in Unterfranken zu den verläßlichen Leithorizonten. Dort, wo fehlende Talhänge die morphologische Indikation der Muschelkalk/Lettenkeuper-Grenze nicht ermöglichen, verhelfen die siltigen Platten zusammen mit den flaserigen Varietäten des Glaukonitkalkes zu einer Grenzziehung. Im Süden des Untersuchungsgebietes keilt WAGNERS Plattenhorizont aus. Bei Gammesfeld steht er noch an. Die Bohrung Lindlein nordöstlich Blaufelden (CARLÉ 1961) bestätigt ihn nicht mehr. Ebenso fehlt er im Kirchberger Raum und weiter südlich.

Der Mächtigkeitszuwachs nach Norden ist nicht so auffällig: Habelsee 0,23—0,20 m, Uffenheim 0,25 m, Ochsenfurt 0,40 m, Teilheim 0,60 m, Schwarzenau/Main 0,50—0,60 m, Schweinfurt 0,60—0,70 m.

In Dünnschliffen wurden Glimmer-Quarz-Siltsteine und Phosphat-haltige Glimmer-Quarz-Siltsteine bis Feinsandsteine ermittelt (S. 80). Das hellgraue bis bräunliche Gestein enthält in der Lagenmitte meist ein Bonebed, das am reichhaltigsten im Crailsheim/Kirchberger Gebiet — Crailsheimer Mittleres Bonebed — ist, also dort, wo die siltigen Platten nicht mehr vorhanden sind.
Außer Wirbeltierresten trifft man örtlich auf *Anoplophora lettica* QUENST. und *Anoplophora münsteri* WISSM. mm-breite und cm-lange, geschlängelte Marken, welche auf den Schichtflächen in den Schwarzenauer Aufschlüssen zu erkennen sind, dürften Wurmspuren sein.

Blaubank

Zahlreiche Muschelkalkaufschlüsse mit Lettenkeuperüberdeckung enden mit der Blaubank. Sie bildet über der Muschelkalk-Keuper-Grenze den ersten durchgängigen, regional beständigen Gelbkalkhorizont.
Die Mächtigkeiten: Crailsheim 0,35 m, Erkenbrechtshausen 0,45—0,50 m, Kirchberg 0,70—0,80 m, Rothenburg o. T. 0,40—0,45 m, Uffenheim 1,65 m, Ochsenfurt 1,10 m, Kist 1,40 m, Mainsondheim 1,30 m.
In Unterfranken und im nördlichen Mittelfranken ist die Blaubank dreigeteilt. Basis und Dach bestehen aus einer härteren Braun- bis Gelbkalkbank, während die Mitte kalkmergelig ausgebildet ist. Die Bezeichnung Blaubank verdient nur die obere Lage, in der hin und wieder blaugraue, unverockerte Partien vorliegen. Im Gebiet von Kirchberg/Crailsheim sitzt ihr häufig eine 5—10 cm mächtige Porenbank auf. Deren Füllungen sind nicht mehr vorhanden. Möglicherweise handelt es sich dabei um ähnliche Einschlüsse wie in den Unteren Dolomiten von Erkenbrechtshausen. Frische, blaugraue Proben vom km 242,3 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda zeigen, daß dort die Blaubank als Dolomikrit entwickelt ist. In den Steinbrüchen vom Schloßplatz/Randersacker macht sich Verwitterungseinfluß bemerkbar. Es liegen gelb gefärbte Mikrite, dolomitisierte Mikrite und Limonit-haltige Dolomikrite vor. Eine Probe der Blaubank von Erkenbrechtshausen bestätigt als Biomikrit die gelegentliche Schillführung.
In der Blaubank kann man neben Wirbeltierresten *Anoplophora lettica* QUENST., *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI, auch *Myophoria transversa* BORNEMANN, *Myophoriopis incrassata* v. MÜNSTER, Ostracoden und Conchostraken finden. WAGNER (1913) gibt von Gammesfeld sogar Austern an.

Dolomitische Mergelschiefer

Dieser Horizont trennt die Blaubank von den Unteren Dolomiten. Die typische Ausbildung als gelber, schiefriger Mergel, z. T. als Mergelkalk, ist im Süden des Untersuchungsgebietes verwirklicht, während gegen Norden,

in Unterfranken, mit der Mächtigkeitszunahme auch der Tonanteil steigt. Mächtigkeiten: Crailsheim und Erkenbrechtshausen/Kirchberg 0,45—0,55 m, in Bohrungen der Gegend von Bad Windsheim (CRAMER 1965) 0,10—0,30 m, Uffenheim 0,40 m, Teilheim 0,80 m, Kist 0,85 m, Mainsondheim 0,90 m.
Die Fossilführung beschränkt sich auf vereinzelte Conchostraken: *Isaura minuta minuta* VON ZIETEN, *Isaura minuta albertii* VOLTZ (REIBLE 1962).

Untere Dolomite

Der von WAGNER (1913) aus Muschelkalksteinbrüchen der Kalkfazies beschriebene Horizont bildet dort eine bis 1 m mächtige, nahezu einheitliche Bank, welche mit dem Crailsheimer Trigonodus-Dolomit identisch ist. Nach Norden löst sie sich in mehrere, bis 20 cm mächtige und mitunter kalkmergelige Teilbänke auf.
Die Mächtigkeiten betragen: Crailsheim 0,85 m, Erkenbrechtshausen 1,20 m, Kirchberg/Jagst 0,85 m, Bohrung Lindlein nordöstlich Blaufelden 0,85 m, Uffenheim 0,70 m, Teilheim 0,80 m, Guttenberger Wald westlich Würzburg 0,80 m, Hüttstadter Berg bei Kürnach 1,25 m, Mainsondheim 1,35 m, km 242,3 BAB Würzburg—Fulda 0,90 m.
In den Aufschlüssen des Kirchberg/Crailsheimer Raumes bilden Blaubank, Dolomitische Mergelschiefer und Untere Dolomite einen fast geschlossenen Kalkkomplex, der an der Heldenmühle nördlich Crailsheim insgesamt 2,00 m Mächtigkeit erreicht.
Lithologisch bestehen die Unteren Dolomite im Südbereich (Erkenbrechtshausen und Kirchberg/Jagst) aus Laminit-Mikriten, Intramikruditen, Quarzsand-haltigen Mollusken-Biospariten, Dolomikriten (Ankerit-haltig, Siltquarz-haltig, fossilführend) und fein- bis grobkristallinischen Biogen-Dolomiten. WAGNER (1913) gibt von Crailsheim Glaukonit aus den obersten Lagen an. Zwei Proben vom km 242,3 der BAB Würzburg—Fulda (Nordbereich) sind als Laminit-Dolomikrite anzusprechen.
Die Unteren Dolomite führen spärlich *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI, *Myophoria transversa* BORNEMANN und *Gervilleia subcostata* GOLDF.

Untere Estherienschiefer mit Unterem Sandstein

Über den Unteren Dolomiten folgen die Estherienschiefer. Sie reichen bis in die Zone des Werksandsteins hinauf. Sie gliedern sich in Untere Estherienschiefer (mit dem Unteren Sandstein sowie den Hauptquarzitschiefer-Platten als Abschluß), in Mittlere und Obere Estherienschiefer (mit dem Zelligen Mergelkalk an der Basis).
Sieht man von der Einschaltung des Unteren Sandsteins, etwa 3 m über den Unteren Dolomiten und 1 m unter den Hauptquarzitschiefer-Platten,

ab, so handelt es sich um blau- bis hellgraue, schiefrige Tone. Gelegentliche, dünne Gelbkalkbänkchen kommen im Liegenden des Unteren Sandsteins und der Hauptquarzitschiefer-Platten vor. Im südlichen Untersuchungsgebiet enden die Unteren Estherienschiefer an der Unterfläche des Zelligen Mergelkalkes, da die Hauptquarzitschiefer-Platten bereits im Rothenburger Raum auskeilen.

Gesamtmächtigkeit: Kirchberg/Jagst 1,40 m, Ochsenfurt—Marktbreit 2,00 m, Kist 2,75 m, Teilheim 3,30 m, Mainsondheim 4,10 m, km 243,35 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda 4,80 m.

Der Untere Sandstein ist am Hüttstadter Berg bei Kürnach, in Mainsondheim und Dettelbach 0,30 m, am km 243,35 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda 0,70 m mächtig. Eine Dünnschliffprobe aus diesem Aufschluß ist als Gesteinsbruchstücke-führender Feldspat-Glimmer-Quarz-Feinsandstein anzusprechen. Die südliche Verbreitungsgrenze des Unteren Sandsteins liegt etwa in Höhe einer Linie, die von Würzburg über Biebelried nach Mainsondheim zieht.

Die Fossilführung beschränkt sich auf die Conchostraken *Isaura minuta minuta* von Zieten und *Isaura minuta albertii* Voltz.

Hauptquarzitschiefer-Platten

Der Plattenhorizont gehört in Unterfranken zu den markanten Leitgesteinen der Trias. Die siltigen Platten pflegen verwitterungsbedingt in cm-dünne Plättchen zerlegt zu werden und bilden dann ein sehr beständiges Lesesteingut, das bei der Kartierung schnell erfaßt werden kann. Sie sind wahrscheinlich von Sandbergers weißgrauen Cardinienschiefern gleichzusetzen. Dessen Mächtigkeitsangaben schwanken jedoch derart, daß die von ihm gegebenen Profile stratigraphisch kaum korrelierbar sind. Bader (1936) spricht zwar von feinkörnigen Quarzsandzwischenlagen in den Estherienschiefern, ist sich aber über die Stellung dieses Horizontes noch nicht im Klaren. Diese wurde bei der Kartierung der Blätter Ochsenfurt und Markt Einersheim 1962—1965 erkannt.

Wie alle gröber klastischen Horizonte des Lettenkeupers lassen sich die Hauptquarzitschiefer-Platten von Norden her in ihrer regionalen Verbreitung gut verfolgen, keilen aber nach Süden, im Rothenburger Raum, aus. Von den Bohrungen um Bad Windsheim gibt Cramer (1965) für die Estherienschiefer Einschaltungen von Feinsandschlieren und fein verteilten Sandgehalt an. Ähnliches berichtet Carlé (1961) von der Bohrung Lindlein nordöstlich Blaufelden. Doch läßt sich in beiden Fällen von einem geschlossenen Plattenhorizont nicht mehr sprechen.

Die Mächtigkeit ist über Unterfranken hinweg ziemlich konstant und nur im Norden etwas höher: Uffenheim 0,25—0,30 m, Tiefenstockheim 0,30 m, Marktbreit 0,25 m, Ochsenfurt 0,30 m, Dettelbach 0,25 m, Mainsondheim 0,30 m, Kist

0,30 m, Würzburg 0,30 m, Gänheim 0,30 m, km 231,2 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda 0,50—0,55 m.
Die Hauptquarzitschiefer-Platten sind wie WAGNERS Plattenhorizont hellbraune, feinkörnige Gesteine, meist Siltsteine, die sich hauptsächlich aus Quarz und lagig horizontierten Glimmern zusammensetzen.
Anoplophora lettica QUENST. ist das einzige, häufiger vorkommende Fossil. Daneben findet man auf den Schichtflächen Wurmspuren und fein verteilten Pflanzenhäcksel.

Mittlerer Lettenkeuper

SCHUSTER (1926) wollte den Mittleren Lettenkeuper ausschließlich auf den Werksandstein beschränkt wissen, weil dadurch die Schichtenfolge in Untere und Obere Schiefer-Gelbkalkschichten halbiert wird. BADER (1936) zieht in Württemberg noch Albertibank und Sandige Pflanzenschiefer hinzu, in Franken die diesen entsprechenden, mergelig-schiefrigen Serien, was er mit dem stratigraphisch möglichen Aufsteigen der Sandfazies begründet. HOFFMANN (1964) schlägt einen anderen Weg ein, indem er von den schwankenden Unter- und Obergrenzen des Sandsteins abrückt und diesen quasi durch zwei beständige Horizonte im Liegenden und Hangenden rahmt. Es handelt sich um die Hauptquarzitschiefer-Platten einerseits und um die Albertibank andererseits. Innerhalb dieser Folge unterscheidet er eine geringmächtige Ausbildung des Werksandsteins in sogen. Stillwasserfazies von einer mächtigeren Sonderentwicklung, der Flutfazies.

Mittlere Estherienschiefer

Sie überlagern als blaugraue bis grünliche, z. T. siltige Tonsteine die Hauptquarzitschiefer-Platten und sind mit 0,05—0,35 m außerordentlich geringmächtig. Im Süden lassen sie sich von den Unteren Estherienschiefern nicht mehr abtrennen, da dort der Plattenhorizont fehlt.

Zelliger Mergelkalk

Er gliedert sich in dünnplattige, gelbe Lagen mit zelligen Strukturen. Diese beruhen, wie z. T. im Mittleren Muschelkalk, auf senkrecht und diagonal zur Schichtung verlaufenden Calcit- und mit Eisen/Mangan-Oxid gefüllten mm-starken Klüften.
Mächtigkeiten: Kirchberg/Jagst 0,70—0,75 m, Uffenheim 1,30 m, Ochsenfurt—Marktbreit 1,30 m, Dettelbach 1,40 m, Mainsondheim 1,65 m, Würzburg 1,00 m, Kist 1,40 m, km 231,2 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda 1,40—1,50 m.
Der Zellige Mergelkalk von Kirchberg/Jagst erweist sich im Dünnschliff als Mikrit. Die intensive Gelb- und Braunfärbung verwitternder Bänke scheint aber andernorts darauf zu deuten, daß Fe/Mn-betonte Dolomikrite

ähnlich den liegenden Unteren Dolomiten und der Blaubank vorkommen. Fossilien sind im Zelligen Mergelkalk selten. VON SANDBERGER (1866/67) erwähnt jedoch Ostracoden in papierdünnen Zwischenlagen des Kalkes.

Obere Estherienschiefer

Mit den Oberen Estherienschiefern beginnt im Mittleren Lettenkeuper des Untersuchungsgebietes ein Abschnitt, der durch die wechselnde Höhe sandiger Einschüttungen des Werksandsteins gekennzeichnet ist. In Unterfranken wird der Zellige Mergelkalk nicht betroffen. Ein Wechsel der tonig-schiefrigen Fazies zur sandigen erfolgt frühestens 0,80—1,00 m über dessen Oberfläche.

Die Oberen Estherienschiefer schließen im Süden des Untersuchungsgebietes direkt an den Werksandstein an, da dort Laibsteinhorizont und Cardiniensandstein stratigraphisch nicht mehr zu fassen sind.

Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 2,00 m im Süden (Kirchberg/Jagst) und 3,60 m im Norden (Hüttstadter Berg bei Kürnach). Fazieller Ersatz durch frühzeitig erfolgende Werksandsteinschüttungen der Flutfazies verringern die angegebenen Mächtigkeiten. Die braun- bis grünlichgrauen, kantig-stückigen Tonsteine der Oberen Estherienschiefer weisen mit ihrem Feinsandgehalt auf die Nähe des Werksandsteins hin. Die gelegentliche Einschlichtung 15—20 cm mächtiger, ziemlich feinkörniger Sandsteinbänke ist daher im Norden des Untersuchungsgebietes nichts Seltenes.

An Fossilien sind außer *Isaura minuta minuta* VON ZIETEN und *Isaura minuta albertii* VOLTZ noch *Lingula tenuissima* BRONN, *Anoplophora brevis* v. SCHAUR. und *Myophoria transversa* BORNEMANN anzutreffen.

Laibsteinhorizont

HOFFMANN (1964) schied eine aus flachrunden Laiben bestehende Gelbkalklage zwischen Oberen Estherienschiefern und dem Cardiniensandstein aus. Diese Kalkkörper können bei einer Mächtigkeit bis zu 30 cm maximal 1,5 m Länge erreichen. Das Verbreitungsgebiet des Laibsteinhorizontes reicht von Norden bis über Würzburg hinaus, endet aber bereits nördlich des Ochsenfurt-Marktbreiter Raumes.

Die Laibe führen im Kern mitunter mikritischen Blaukalk. Sie liegen nebeneinander und können von gelblichem Kalkmergel eingehüllt sein. Am km 244,3 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda handelt es sich um eine 0,80 m mächtige Gelbkalk/Kalkmergel-Lage, wobei die eigentlichen Laibe innerhalb der Folge dachnah eingelagert sind. Besonders zu erwähnen ist ihr Vorkommen hie und da inmitten der Flutfazies des Werksandsteins. *Anoplophora brevis* v. SCHAUR. erscheint als einziges Fossil in den Kernen der Laibsteine.

Cardiniensandstein

Er folgt im Profil direkt über dem Laibsteinhorizont, kann aber durch eine geringmächtige Tonlage (0,30—0,40 m) von diesem getrennt sein.
VON SANDBERGER (1866/67) beschreibt ihn als etwa 4 m-mächtigen Horizont, was erheblich zu hoch gegriffen ist und früher zahlreiche Fehldeutungen verursachte. Seine tatsächliche Mächtigkeit beträgt nur 0,20—0,30 m.
Bei der Kartierung der Nordhälfte des Blattes Dettelbach wies HUFNAGEL (1963) den Cardiniensandstein an der Basis des Werksandsteins nach und beschrieb ihn als bräunlichen, feinkörnigen, mit subtiler Schrägschichtung ausgestatteten Sandstein, der in cm-dünnen Platten absondert. Wo er fehlt, kann er von der gröberen, nach unten greifenden Sandfazies des Werksandsteins geschluckt worden sein. Hinzu kommt, daß er von Norden nach Süden in der sandig-tonigen Fazies im Liegenden des Werksandsteins ausläuft. Das erfolgt im Ochsenfurt-Uffenheimer Raum.
An Fossilien bietet der Cardiniensandstein zahlreiche Anoplophoren. Nicht so häufig sind dagegen *Myophoria transversa* BORNEMANN, *Lingula tenuissima* BRONN, Wirbeltierreste und Pflanzen.

Werksandstein

Der Werksandstein gehört auch heute noch zu den am besten erschlossenen Horizonten des Lettenkeupers (Steinbrüche!). Man unterscheidet in Unterfranken mächtigkeitsbedingt eine Mangelfazies und eine Flutfazies. Der Begriff der Mangelfazies wird hier eingeführt. Er soll die älteren Bezeichnungen Normalfazies und Stillwasserfazies ersetzen. Normalfazies bedeutet: geringmächtiger Sandstein, der sich konkordant in die liegende und hangende Schichtfolge einfügt, ohne Teile derselben zu vertreten. Stratigraphisch gesehen ist daher das Wort Normal gerechtfertigt. Es erscheint aber insofern unbefriedigend, als es die typischen Sandsteinfolgen der Flutfazies zu einer Nebenfazies macht. Dieser Einwand gewinnt an Gewicht, wenn man genetische Vorstellungen berücksichtigt. So paßt in das Modell einer Deltasedimentation als Normalfall eigentlich nur die Flutfazies mit ihren mächtigen Schüttungskörpern. Die geringmächtigen Lagen sind dann an Sediment unterernährte Ausläufer oder Seitenstränge. Der Ausdruck Stillwasserfazies meint ebenfalls den Werksandstein in geringmächtiger Ausbildung. Er steht zum Begriff der Flutfazies in gutem Kontrast, erweckt aber die unpassende Vorstellung eines strömungsarmen Sedimentationsbereiches. Das scheint nicht der Fall zu sein. Auch geringmächtige Sandsteine zeigen die für die Flutfazies charakteristische Strömungsrippelschichtung sowie Schräg- und Kreuzschichtungsgefüge. Außerdem muß oftmals mit primären Mächtigkeitsreduktionen durch Umlagerung und Verfrachtung von Sand gerechnet werden, was durch gekappte Wurzelhorizonte erwiesen ist.
Gegenüber diesen Bezeichnungen erscheint der Begriff Mangelfazies besser mit den Tatbeständen korreliert. Er drückt eindeutig aus, daß die

angesprochene Fazies des Werksandsteins durch Sandunterschuß gekennzeichnet ist. Das Wort Mangel gibt somit die Abweichung von der verbreiteten Sedimentation der Flutfazies an. Ferner läßt es Raum für Interpretationen dergestalt, daß ein Defizit an Sand auf verminderte Sedimentationsraten oder auf Abfuhr an Substanz bezogen werden kann.
Die Mangelfazies gibt sich gewöhnlich mit einem 1—2 m mächtigen Sandstein zu erkennen, in dessen Liegenden sandig-schiefrige Lagen über dem Laibsteinhorizont und dem Cardiniensandstein vorkommen. Im Hangenden treten ähnliche Verhältnisse auf. Der Sandstein klingt in einer sandig-tonigen Folge aus, die von den Blauen und Grünen Tonen mit dem Horizont der Roteisensteinkonkretionen überlagert wird.

Insgesamt umfaßt die Mangelfazies des Werksandsteins einschließlich der sandig-schiefrigen Lagen in Unterfranken eine Mächtigkeit von 3,50—5,00 m. Dabei ist es nicht außergewöhnlich, wenn der Sandstein auskeilt und statt dessen eine feinsandig-tonige Mischfazies entwickelt ist.

Werksandstein in Flutfazies liegt vor, wenn geschlossene Bankfolgen über 3 m, mitunter 8 m mächtig auftreten. Solche Schichten werden stellenweise von Zwischenlagen tonigeren Gehaltes unterbrochen, welche sich an Schrägschüttungsbahnen des unterlagernden Sandsteins halten und seitlich rasch auskeilen. Mitunter klingen die Sandlagen auch nach oben in feinerkörnige Verbände aus. Mit schiefrigen Einschaltungen wechsellagernde Bänke von dm/m-Stärke bilden örtlich die Form von Rinnen nach. Maximal können 1/3 der Oberen Estherienschiefer, der Laibsteinhorizont, der Cardiniensandstein, die Zone des Werksandsteins in Mangelfazies und die hangenden Blauen und Grünen Tone vom Sandstein der Flutfazies ersetzt werden. Ein Pendeln der Sandschüttungen mehr nach oben oder unten scheint innerhalb des angegebenen Bereiches die Regel zu sein.
Die Sandsteine der Flutfazies heben sich gegenüber denen der Mangelfazies durch einige Besonderheiten ab. So kann z. B. an der Basis ein Aufarbeitungshorizont von einigen cm entwickelt sein. Derartige Vorkommen werden gemeldet von Biberfeld, Sulz, Crailsheim (v. ALBERTI 1864); Wenkheim (KRAUS & REIS in SCHUSTER 1928); Enheim (AUST 1963); Rottendorf (HOFFMANN 1964); Gnodstadt, Königshofen i. Grabf., Geisberge bei Egenhausen, Kronungen (ZELGER 1867); Bolzhausen (SCHUSTER 1928). ZELGER bezeichnet diesen Horizont als Kloake, weil in ihm neben Tongeröllen und Fetzen von Gelbkalk besonders Koprolithen und sonstige Wirbeltierreste massenhaft enthalten sind.
Eine weitere Besonderheit stellt das Auftauchen des Laibsteinhorizontes dar. Da die flachlaibigen Körper unter Nischenbildung verwittern, sind sie von den beständigeren Sandsteinen leicht zu unterscheiden. HOFFMANN (1964) beschreibt ihr stratigraphische Lage, verglichen mit der Mangelfazies, als höher. Das heißt also, daß zur gleichen Zeit innerhalb der Flutfazies schneller und mehr sedimentiert wurde als in der Normalfazies. Wenn sich

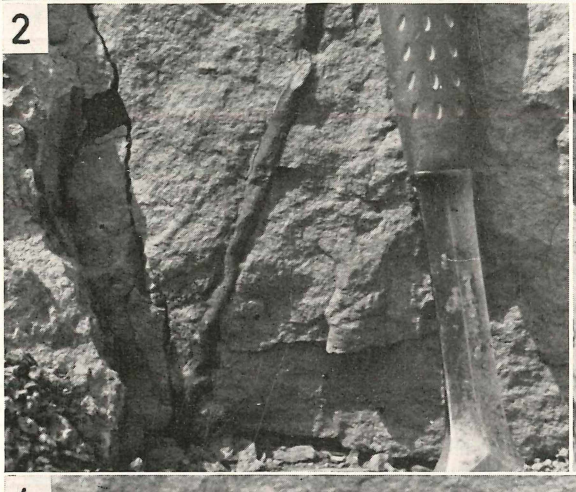
auch die Laibsteine beider Fazies morphologisch und zeitlich entsprechen, so gibt es doch lithologische Unterschiede. Der Laibsteinhorizont der Flutfazies führt im Gegensatz zu dem der Mangelfazies erheblich mehr Sand, wodurch der Karbonatanteil unterschiedlich stark verdünnt wird. Dünnschliffe des Vorkommens von Vasbühl ergeben als Gesteinstyp einen calcitischen, Gesteinsbruchstücke-führenden Feldspat-Quarz-Feinsandstein bis Mittelsandstein. Von den bislang bekannten Stellen mit Laibsteinen im Werksandstein sind zu nennen: Höchberg, der Faulenberg östlich Würzburg, Kaltensondheim, Vasbühl und Brünau.

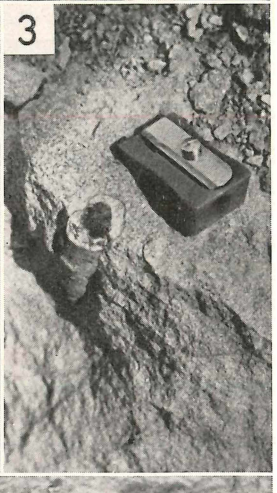
Die folgenden Werksandsteintypen scheinen am häufigsten zu sein: Gesteinsbruchstücke-führender Feldspat-Quarz-Feinsandstein bis Mittelsandstein und Feldspat-Glimmer-Quarz-Feinsandstein bis Mittelsandstein (km 231,2 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda). Über Glaukonitvorkommen haben bereits WAGNER (1913), FRANK (1931) und NATHAN (1935) berichtet. Im frischen Gestein ist der Glaukonit gut zu erkennen und zeichnet sich gegenüber den Vorkommen der Muschelkalk-Keuper-Grenze durch elliptisch-längliche Kornform aus. Gewöhnlich ist er satt- bis dunkelgrün gefärbt. HOFFMANN (1964) verweist auf stärkere Anreicherungen an der Werksandsteinbasis der Aufschlüsse vom Faulenberg und des Kürnacher Berges östlich Würzburg.

Invertebraten sind im Werksandstein selten, phosphatische Wirbeltierreste dagegen häufiger. Besonders reichhaltig ist die Flora vertreten: in der geringmächtigen Mangelfazies des Sandsteins überwiegend als Pflanzenhäcksel, in der Flutfazies mit gut erhaltenen Schachtelhalmresten, Bestandteilen von Coniferen, Farnen und Cycadeen. Eine recht vollständige Artenliste gibt BADER (S. 50, 1936). Wichtig ist die weite Verbreitung von Wurzelhorizonten, die anzeigt, daß die Sedimentation die Null-Meter-Linie erreicht hat, und damit Pflanzenwuchs in situ nachgewiesen werden kann.

Wurzelhorizonte sind beobachtet in: Bedheim/Thüringen (v. LILIENSTEIN in BADER 1936); Lendershausen (BADER 1936); Kronungen, Vasbühl, Schraudenbach; Waigolshausen (v. SANDBERGER 1866/67); Schwanfeld (ZELGER 1867); Düttingsfeld (TRUSHEIM 1937); km 231,3 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda, Herrnsheim, Enheim, Unterickelsheim, Herrnberchtheim, Kirchberg/Jagst, Erkenbrechtshausen. Wurzelhorizonte in anderer stratigraphischer Lage liegen vor im Cardiniensandstein und Ob. Sandstein auf Blatt Dettelbach-Nord (HUFNAGEL 1963); ferner in den Sandigen Pflanzenschiefern, im Anoplophora-Sandstein und Oberen Sandstein von Estenfeld; Anoplophora-Sandstein vom Grainberg östlich Würzburg, Oberen Sandstein vom Faulenberg östlich Würzburg und Anoplophora-Sandstein von Buchbrunn (v. SANDBERGER 1866/67).









Blaue und Grüne Tone mit dem Horizont der Roteisensteinkonkretionen

Der Übergang vom liegenden Werksandstein in Mangelfazies oder aus stratigraphisch tieferer Flutfazies erfolgt über braungraue, schiefrige, sandige Tone. Diese gehen zum Hangenden in blaugrauen, grünlichen oder violettfarbenen Tonen ohne Sandgehalt auf. Als charakteristische Einschaltungen enthalten sie dunkel- bis blutrote, stark abfärbende Knöllchen von cm-Größe. Diese sind nicht immer spezifisch schwer und kompakt, sondern kommen auch pulverig vor. Es handelt sich um Roteisensteinkonkretionen. An typischen Vorkommen sind die von Mainsondheim, Dettelbach, Randersacker, Kist und vom km 231,3 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda zu nennen. Vergleichbares findet sich im Lettenkeuper örtlich nur noch im Oberen Sandstein (Unterickelsheim, AUST 1963).
Der Horizont der Blauen und Grünen Tone ist durch die fazielle Breite ausgezeichnet. Neben Roteisensteinknollen kennt man mächtige, kohlige Einschaltungen (Hauptlettenkohlenflöz). Oft befindet sich im Dach des Horizontes ein weiterer, geringmächtiger Sandstein (0,00—1,00 m), den HOFFMANN (1964) als Oberen Werksandstein bezeichnet. Er nimmt etwa die Position der Roteisensteinkonkretionen ein. Vielfach vertreten sich beide Lagen oder gehen ineinander über. Im nördlichen Unterfranken (Vasbühl, km 231,3 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda) folgt an der Basis der Blauen und Grünen Tone, knapp über dem Werksandsteindach, ein Gelbkalkkomplex von etwa 1,25—1,30 m Mächtigkeit. Er ist nicht mit der Albertibank ident, da sich über ihm die Blauen und Grünen Tone mit den Roteisensteinkonkretionen anschließen, welche dann von der 0,40 m mäch-

---

Tafel 1: *Wurzelhorizont im Werksandstein am km 231,3 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda*

Fig. 1: In der Bildmitte sind monopodial verzweigte Wurzeln mit Seitenwurzeln II. Ordnung zu erkennen. Es handelt sich um Equisetites-Wurzeln.

Fig. 2: Unverzweigte Wurzel mit Längsrunzelung. Die im unteren Teil der Wurzel sichtbare Verfüllung deutet auf eine Kontraktionsfähigkeit hin, wobei offensichtlich Unebenheiten oder Widerständen im Substrat ausgewichen wurde.

Fig. 3: Querschnitt einer Wurzel. Der dunkle Teil in der Mitte zeigt die ehemalige Lage von Mark und Zentripetalholz an. Der hellere Teil zeichnet die lakunöse Rinde nach.

Fig. 4: Geflecht von geraden und verzweigten Wurzeln, unter denen einige Einkerbungen in Richtung der Eindringtiefe aufweisen.

tigen Albertibank sowie den Sandigen Pflanzenschiefern mit Sandstein überlagert werden.

Die Gesamtmächtigkeit der Blauen und Grünen Tone beträgt: Herrnsheim 2,60 m; Mainsondheim 2,20 m; Dettelbach 4,00 m; Teilheim 2,60 m; Kist 3,00 m; km 231,3 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda 5,05—5,20 (einschließlich des Gelbkalkes). Die unterschiedlichen Mächtigkeiten hängen von der stratigraphischen Höhenlage des Werksandsteins ab.

Die Blauen und Grünen Tone sind bis auf Pflanzenreste, welche sich vor allem an das Hauptlettenkohlenflöz und andere Kohlenlagen halten, fossilfrei.

Oberer Lettenkeuper

Der Obere Lettenkeuper beginnt nach der HOFFMANNschen Gliederung mit der Albertibank und endet mit dem Grenzdolomit. Wenn auch in den folgenden Abhandlungen auf diesen oder jenen Horizont des Oberen Lettenkeupers zurückgegriffen wird, soll auf eine Gesamtdarstellung verzichtet werden, da für die Betrachtung der Muschelkalk-Keuper-Grenze der Bereich bis zum Mittleren Lettenkeuper genügen sollte.

*

Im Oberen Hauptmuschelkalk markiert die Plattenkalkfolge VI einen ersten Wendepunkt innerhalb der Schichtenfolge. Hier liegt das Ende gleichmäßiger und mächtiger Kalkplattenfolgen. Nunmehr verstärken sich in auffälliger Weise regionale Faziesdifferenzierungen: Tonfazies, Quaderkalkfazies, Uffenheimer Fazies, Kalkfazies. Zu der monotonen, in Grau gehaltenen Palette der Kalk/Ton-Gesteine gesellen sich charakteristische Gelbhorizonte: Mergelleitschicht, Gelber Kipper, Glaukonitkalk. Der Wechsel zwischen den jeweiligen Gesteinstypen und Bänken intensiviert sich in Richtung auf die Muschelkalk-Keuper-Grenze, wobei die einzelnen Einheiten zum Hangenden (Glaukonitkalk) immer geringmächtiger werden. Faunistisch liegt der Schnitt zum Lettenkeuper über der Dachbank der Oberen Terebratelbankfolge, lithofaziell in bzw. über den Gekrösekalken des Glaukonitkalkes. Die Glaukonitbänke, Haupt- und Grenzglaukonitbank, können aufgrund ihres starken Sandgehaltes sowie struktureller und textureller Merkmale wegen schon zum Lettenkeuper gezogen werden. Sie ähneln, wenn man vom Glaukonitgehalt absieht, sehr den anthrakonitischen Bänken des Oberen Lettenkeupers. Die eigentliche Grenze ist im Süden des Untersuchungsgebietes scharf durch das Grenzbonebed gegeben. Im Norden verzahnen sich Muschelkalk- und Lettenkeupersedimentation miteinander. Die Kalkfällung reicht dort noch in die Basisfolge der Vitriolschiefer hinauf.

Im Unteren Lettenkeuper nimmt die Bedeutung der tonigen Fazies auf Kosten der karbonatischen zu. Die wenigen Gelbkalklagen der Blaubank und Unteren Dolomite schließen sich im äußersten Süden (Crailsheimer Raum) zu einer geschlossenen Bankfolge. Die Skala der Sedimentgesteine wird durch Siltsteineinschaltungen (WAGNERS Plattenhorizont, Hauptquarzitschiefer-Platten) bereichert; sie sind von Norden her bis in die Rothenburger Gegend zu verfolgen. Die ersten Sandsteinlagen stellen sich in den Unteren Estherienschiefern, ca. 8 m über der Muschelkalk-Keuper-Grenze, ein. Es handelt sich um den Unteren Sandstein, der südlich des Würzburger Raumes auskeilt.

Mit dem Mittleren Lettenkeuper wandelt sich das stratigraphische Bild. Die unterschiedlich mächtigen Sandlagen des Werksandsteins bringen viel Unruhe in die soweit gut horizontierbare Abfolge. Die mächtige (bis 8 m) Flutfazies kontrastiert im räumlichen Neben- und Übereinander mit einer an Sand unterschüssigen Mangelfazies. In der fortlaufenden Entwicklung des Sedimentationsraumes setzt die Lithozone des Werksandsteins wichtige Akzente: Die Sedimentation hat die epirogene Eintiefung des Beckens eingeholt. Wurzelhorizonte zeigen an, daß die Null-Meter-Linie erreicht worden ist. Die mehrfache Wiederholung im Oberen Lettenkeuper (Sandsteine der Sandigen Pflanzenschiefer, Anoplophorasandstein, Oberer Sandstein) und im Schilfsandstein des Mittleren Keupers verdeutlicht eine Entwicklung, die der des Muschelkalkes entgegengesetzt verläuft.

B. Lithologie

Eine Strukturanalyse der karbonatischen Gesteine umfaßt den Mineralbestand und gesteinsbildende Komponenten, die sich aus karbonatischen Mineralen zusammensetzen. Der Stoffbestand der klastischen Gesteine des Lettenkeupers wird erörtert. Zum Verständnis des Folgenden soll an dieser Stelle auf das Klassifikationsschema nach FOLK (1959, 1962) eingegangen werden.

Das FOLKsche Schema gibt Gesteinsbezeichnungen, aus denen zugleich Hauptstrukturbestand, Art der Grundmasse und Korngröße der Hauptkomponenten zu entnehmen sind. Die Einteilung in zwei Hauptgesteinsgruppen, Mikrite und Sparite, läßt sich zwanglos auf die Gesteine des Muschelkalkes und Lettenkeupers anwenden.

Mikrite sind äußerst feinkörnige Kalksteine mit Korngrößen unter 4 µ. Diese fast ausschließlich aus Calcit bestehenden Gesteine werden in Franken als buchene Kalke bezeichnet. Enthalten sie Beimengungen von typischen Strukturkomponenten wie Fossilien, Ooiden, intraformationellen Geröllen (Intraklasten) oder Pellets, so sind die betreffenden Prozentgehalte für eine Kennzeichnung maßgebend. Liegen sie zwischen 1 und 10 Vol.-%, so spricht man je nach dem Übergewicht einzelner Gruppen von Fossil-, Ooid-, Intraklast-, Pellet-führenden Mikriten. Bei Gehalten über 10 Vol.-% werden die Bezeichnungen Biomikrit, Oomikrit, Intramikrit und Pelmikrit gebraucht, wobei nach FOLK mit diesen Begriffen außerdem das arenitische Korn der Hauptkomponente (Fossilien, Ooide etc.) gemeint ist. Liegen deren Korngrößen im ruditischen Bereich, so lauten die Benennungen Biomikrudit, Oomikrudit usw. Lutitische Bestandteile sind nicht in dem Maße vorhanden, daß sie zu selbständigen Gesteinseinheiten führen.

Im Untersuchungsgebiet kommen als häufige Gesteinstypen Biomikrite und Biomikrudite, ferner Intramikrite und Intramikrudite sowie Biopelmikrite als Übergangstypen zwischen Biomikriten und Pelmikriten vor.

Sparite sind spätige Kalksteine, in denen die Korngröße der Grundmasse über 4 µ liegt, in Franken in der Regel oberhalb 20—30 µ. Die Sparite führen neben dem spätigen Calcit-Bindemittel stets gröbere Komponenten. Es wurden festgestellt: Oosparite, Intrasparite und Intrasparrudite, Pelsparite, Biopelsparite, Biosparite und Biosparrudite. Diese Gesteinstypen stehen für die landläufige Bezeichnung eichene Kalke. Eine Gruppe eigener Stellung bilden die Riffkalke. Sie werden, mit FOLK, als Biolithite bezeichnet.

Unter den Dolomiten herrschen im Lettenkeuper die Dolomikrite vor, das sind feinkörnige, Fremdkomponenten-arme Gesteine. Gröbere, dolomitisierte Varietäten des obersten Muschelkalkes und des Lettenkeupers sind seltener. Es handelt sich um fein- bis grobkristallinische Biogen-Dolomite.

Nebengemengteile in Gehalten zwischen 10 und 50 Vol.-% sind häufiger anzugeben. Wenn es den Dolomit betrifft, verwendet man dolomitisch oder dolomitisiert adjektivierend. Ebenso verfährt man mit den Zusätzen sandig, siltig, tonig. Charakteristische Hauptkomponenten werden besonders hervorgehoben: Lamellibranchiaten-Biosparit, Siltquarz-haltig.

Die Vielfalt karbonatischer Gesteinstypen, ihre laterale wie vertikale Vergesellschaftung, die Verzahnung mit Tonsteinen sowie daraus resultierende Übergänge und Mischungsreihen sorgen im Oberen Hauptmuschelkalk Frankens für regionale Differenzierungen.
Während für den Lettenkeuper im Süden des Untersuchungsgebietes mit den Unteren Dolomiten noch eine stark karbonatische Sedimentation besteht, verschiebt sich der Ablagerungsmechanismus im Norden zugunsten einer klastischen Zufuhr. Zunächst sind es Siltsteine und Tonsteine (Unterer Lettenkeuper), sodann Sandsteine und Tonsteine (Mittlerer Lettenkeuper), welche die karbonatischen Sedimente verdünnen und z. T. auch überfahren (Laibsteinhorizont).
Im Gebiet der Quaderkalkfazies beteiligen sich Kalksteine (und Dolomite) zu 65—85% am Schichtenaufbau (Bereich der Hauptterebratelbank bis zur Muschelkalk-Keuper-Grenze). Für die Tonfazies des Beckeninnern sind es 45—50%, für die Uffenheimer Fazies 45—60% und für die Kalkfazies 90—95%. Im Lettenkeuper sind es im Schnitt nur noch 20%.

Stoffbestand

Der Stoffbestand schließt die Gesamtheit aller im Gestein vorhandenen Komponenten ein. Das bedeutet, Mineralanteile, die Besonderheiten ihres Auftretens und den Zusammenschluß zu selbständigen Strukturkörnern wie biogenen Komponenten, Ooiden, Intraklasten und Pellets, darzustellen.
Die Ergebnisse basieren auf der Durchsicht von 177 Dünnschliffen, darunter 33 Großschliffen im Format 4 x 4 cm. Bei der Auswertung wurden die Volumen-Prozentgehalte der Komponenten über Vergleichsschaubilder nach TERRY & CHILINGAR (1955) ermittelt.

Karbonatische Minerale

Am Aufbau der untersuchten Karbonatgesteine beteiligen sich zu 85% die Minerale Calcit, Dolomit und Ankerit bzw. Fe-haltiger Dolomit (Aufzählung nach der Häufigkeit ihrer Vorkommen).
Zur besseren Unterscheidung des Calcits vom Dolomit und anderen Karbonaten (v. a. Ankerit) wurden 143 von 157 Karbonat-Dünnschliffen mit Alizarin-S angefärbt (HÜGI 1945, WALGER 1961). Durch die Rosafärbung des Calcits konnte dieser von den nichtgefärbten Mineralen der Dolomitgruppe unterschieden werden.

Calcit

Da die Alizarin-S-Anfärbung einheitlich auf $CaCO_3$ anspricht, ist eine Unterscheidung des Calcits vom Aragonit nicht möglich. Es darf jedoch vorausgesetzt werden, daß ursprünglich vorhandener Aragonit bereits in Calcit umgewandelt

wurde, weil er als metastabile Modifikation normalen pT-Bedingungen über längere Zeiträume nicht standhält (DEER, HOWIE, ZUSSMANN 1962). Ausnahmen bilden Einbettung im Ton oder Ölimprägnationen (FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1964).

Die calcitische Komponente der Hauptmuschelkalk- und Lettenkeuper-Gesteine gliedert sich in zwei Gruppen. Der einen sind diejenigen Calcite zuzuweisen, welche die Grundmasse (Matrix und Bindemittel bzw. Zement) bilden. In der anderen Gruppe befinden sich die nicht zur Grundmasse gehörenden Kornkomponenten, also aus Calciten gebildete eigengesetzliche Struktureinheiten, wie biogene Substanzen, Ooide, Intraklaste und Pellets. Innerhalb der Grundmasse gibt es weitspannige Differenzierungen, welche die Korngröße betreffen. In dieser Hinsicht unterschied man früher megaskopisch zwischen grob- und feinkristallinischen Varietäten. FOLK hat 1959, z. T. aufbauend auf SANDER (1936), die Grenze zwischen beiden Begriffen schärfer mit 0,004 mm festgelegt. Der Zahlenwert nennt jene Größe, unterhalb derer das Auflösungsvermögen normaler Mikroskope ungenügend wird. FOLK schlug für Korngrößen oberhalb 0,004 mm die Bezeichnung sparitisch (spätig) und für solche darunter mikritisch (feinkörnig) vor. Das sparitische Bindemittel von Kalksteinen des Oberen Hauptmuschelkalkes umfaßt Korngrößen bis zu 0,2 mm. Dabei ist der Bereich zwischen 0,02 und 0,07 mm am häufigsten vertreten.

Mikritisches Korn

Über die Genese von Calciten der Grundmasse existieren in der Literatur zahlreiche Anschauungen, welche sich durch Dünnschliffbeobachtungen bestätigen lassen. Nach neueren Arbeiten von ILLING (1954) und PURDY (1963) über die Bahamabänke ist das mikritische Calcitkorn nahezu in situ durch Umkristallisation primär gefällten Aragonits entstanden. Fehlen Grobkornkomponenten, etwa Schill, mangels Zufuhr oder infolge strömungsbedingter Segregation, so kristallisiert der Kalkschlamm zu einem monomineralischen, Fremdkomponenten-freien Gestein um.

Den mikritischen Gesteinen des Oberen Hauptmuschelkalkes und Lettenkeupers ist kaum zu entnehmen, ob der Calcit aus primär gefälltem Aragonit entstanden ist und ohne weitere Umlagerung in situ vorliegt. Texturelle Merkmale, etwa Feinschichtungsrhythmen in Verbindung mit Schrägschichtung und Gradatationsphänomenen, deuten mitunter auf Verfrachtungen. Für den strukturell als auch texturell homogen wirkenden Hauptteil aller mikritischen Kalke des Oberen Hauptmuschelkalkes sowie für einige Mikrite des Lettenkeupers mag eine abiogene Präzipitation von Aragonit mit anschließender Umwandlung in Calcit zutreffen. Biogen bewirkte Fällungen (Bakterien?) konnten nicht erwiesen werden.

Von gewisser Bedeutung ist die Genese mikritischer Grundmasse infolge absteigender Rekristallisation bei spätigen Calciten. Vorgänge dieser Art

wurden an Biomikriten der Kalkfazies beobachtet. Dabei bilden sich an den Grenzen von mikritischer Grundmasse und eingeschlossenen Schillkomponenten Rekristallisationsapophysen, die vom Schalenrand ausgehend den spätigen Calcit der Schillfragmente aufzehren. Im Endstadium können diese völlig in der Grundmasse aufgehen und sind nur durch vorher angelegte Vererzungen des Schillkornrandes auszumachen.

Spätiges Korn

Während bei mikritischen Kalksteinen, abgesehen von Umlagerungs- und Rekristallisationsvorgängen, die primäre Natur der Aragonit (?) / Calcit-Kristallite mit der simultanen Sedimentation anderer Komponenten gegeben scheint, besteht bei der spätigen Grundmasse ein auffälliger Hiatus diesen gegenüber. Das sparitische Bindemittel ist in bezug auf die höher strukturierten Kornkomponenten (Ooide, Intraklaste, biogene Substanzen, Pellets) zeitlich sekundärer Genese. Deren lockere Packung bedingt zahlreiche Hohlräume, in denen aus zirkulierenden, Karbonat-gesättigten Lösungen Calcit in grober Kornform ausfallen konnte.
In Biospariten des Oberen Hauptmuschelkalkes stößt man ab und zu auf Calcit-umkrustete Schillkomponenten. Die bis 0,1 mm Größe erreichenden Fasercalcite reihen sich parallelständig aneinander und sind mit c $\perp$ Fossilaußenfläche orientiert. Sie sprossen einmal auf den Ober-, ein andermal auf den Unterflächen des Schills, mitunter beidseitig. In allen Fällen dürften diese Fasercalcite zur ersten, frühdiagenetischen Generation des kalkigen Bindemittels gehören, während der übrige, regellos angeordnete, spätige Mosaikzement einer zweiten, späteren Phase entstammen mag. Die Kornformen der Mosaikcalcite sind uneinheitlich und anisometrisch (E. FLÜGEL 1967).
Im spätigen Bindemittel befindet sich öfters Schillabrieb. Auffällige Vorkommen liegen in den oberen Glaukonitkalkbänken von Würzburg, Herdtlingshagen und Mühlhausen/Wern (Dünnschliffe 18, 49, 132) sowie in der Hauptterebratelbank von Dettelbach und der Anthrakonitischen Bank von Estenfeld vor (Dünnschliffe 111, 141). Letztere führt in der karbonatischen Grundmasse überwiegend Abrieb in Größenordnungen bis zu 100 μ/Korn. Nach Art der Häufung und Abgrenzung gegenüber anderen, gröberen Körnern lassen sich detritische Calcite noch bis 20 μ ϕ ausmachen.
Kalkspatbildung infolge Rekristallisation feinkörniger Matrix zu gröberem Spat stellt sich in vielen mikritischen Gesteinen, besonders des Oberen Hauptmuschelkalkes, ein. In einigen Pellet-führenden Gesteinen tritt sie auffällig hervor. Man beobachtet gröbere Calcitbahnen, -schleifen oder -buchten in der mikritischen Grundmasse, die zu regelrechter Abschnürung derselben und sogar zur Bildung von Pellet-ähnlichen Gebilden führen kann. Beziehungen zu querenden Klüften bestehen nicht.

Ein anderes, recht seltenes Vorkommen von im Sediment sprossenden Calciten äußert sich in ausgeprägten Palisadenstrukturen. (Schliff 13 aus dem Glaukonitkalk von Würzburg.) Sie sind nicht ident mit den oben erwähnten Calcitkrusten, welche um Schillfragmente sitzen. Im vorliegenden Fall handelt es sich nach SANDER (1936) um Internbildung senkrecht zur Schichtung. Die Palisadencalcite sind eindeutig postsedimentär, da sie an einigen Stellen die Schichtung mit Fossilresten diskordant durchbrechen. Ihre Größe schwankt zwischen 0,1 und 3,5 mm in c und beträgt bis zu 0,3 mm senkrecht dazu. Megaskopisch hat das Gestein den Habitus eines Nagelkalkes.

Dolomit und Ankerit

Die Methode der Alizarin-S-Anfärbung von Karbonat-Dünnschliffen aus dem Oberen Hauptmuschelkalk und Lettenkeuper ergab für alle Gesteinstypen wechselnde Gehalte an Dolomit, z. T. auch Ankeritgehalte. Der Nachweis dieses Minerals bzw. von Fe-Dolomit geschah indirekt dadurch, daß auf Spaltflächen und -rissen, in Kornrändern und in Zentren von Dolomitkörnern abgeschiedener Limonit als Hinweis für stattgefundene F-Entmischung gewertet wurde. Nach WARNE (1962) werden Ankerit, Strontianit und Cerussit durch Alizarin-S purpur gefärbt. Entsprechende Färbungen tauchen auch bei dolomitisierten Fossilresten aus Dünnschliffen des Oberen Hauptmuschelkalkes auf. Man kann also mit größeren Gehalten an Ankerit und untergeordnet auch Strontianit rechnen, während das Bleikarbonat, setzt man organogen-primären Einbau der Spurenelemente voraus, wohl ausscheiden dürfte. Eine Röntgenaufnahme (AEG-GUINIER-Doppelkammerverfahren) von mm- bis 1 cm-großen Mineraleinschlüssen aus Dolomikriten der Unteren Dolomite von Erkenbrechtshausen/Jagst ergab einen Dolomit-Ankerit mit 40 % Dolomitanteil in der Molekularformel.

Die Verbreitung von Dolomitkristallen läßt sich nach drei Hauptgruppen aufschlüsseln. Die erste Gruppe umfaßt Dolomite, welche gesteinsbildend wirken. Die zweite Gruppe stellen Dolomitkristalle in der Grundmasse von Kalksteinen. Schließlich gibt es Dolomitbildung innerhalb von Strukturkomponenten wie biogenen Substanzen (Algenstrukturen und Schille), Ooiden, Intraklasten und Pellets.

Dolomit als Gesteinsbildner

Im Oberen Hauptmuschelkalk des Untersuchungsgebietes gibt es ein einziges Vorkommen, wo Dolomitkristalle gesteinsbildend wirken. Es handelt sich um das Grenzbonebed von Steinsfeld nördlich Rothenburg o. T. (Schliffe 45, 46). Dort treten sekundär-genetische Dolomite auf, welche Grund-

masse und Reliktgefüge eines ehemaligen Schillkalkes überfahren haben. Lediglich Quarz und organogene Phosphat-Komponenten blieben undolomitisiert. Die Korngrößen der Dolomite liegen bei 0,2 bis 0,5 mm in den dolomitisierten Fossilresten und bei 0,02 bis 0,1 mm in der ehemaligen Grundmasse. Sofern Material aus frischen Anschnitten oder tiefen Aufschlüssen vorliegt, sind Dolomitgesteine im Lettenkeuper häufiger als gemeinhin angenommen wird. Die Dolomitkristalle haben ziemlich konstante Größe, so daß die Kornverteilung als einheitlich bezeichnet werden kann. Die Abmessungen betragen 5—10 μ bei hypidiomorphem Habitus und steigen bei gut ausgebildeten Dolomitrhomboederchen auf 20—30 μ.
Nach VISHNJAKOW (1951, in CHILINGAR 1956) deuten Feinkörnigkeit, Mikroschichtung, fehlende Hohlräume und Porositäten sowie geringe Faunenbeteiligung auf primäre chemische Fällung der Dolomite. Für die Dolomitgenese in den oben genannten Dolomikriten des Lettenkeupers lassen sich dieselben Kriterien benennen. Von besonderem Interesse ist die chemische Zusammensetzung dieser Dolomitkristalle (S. 42), denn sie müssen in ihrer Gitterstruktur neben Ca und Mg auch noch Fe^{++} führen, wahrscheinlich auch Mn^{++}. Unter dem Einfluß der Verwitterung ist diese Mineralphase aber nicht stabil, so daß sie schnell als Folge einer Fe-Entmischung des Dolomit-Ankerit-Gitters zerfällt. Megaskopisch kommt das in einer intensiven Gelbfärbung (Limonit!) des ehemals blaugrauen Gesteins zum Ausdruck (Blaubank von Randersacker, Schliffe 106, 107).

Dolomit in der Grundmasse von Kalksteinen

Unzusammenhängende Vorkommen von Dolomiteinzelkristallen, meist gut ausgebildete Dolomitrhomboeder, treten neben feinkörnigem, mikritischem Dolomit in Pelletform in der Grundmasse zahlreicher Gesteine des Oberen Hauptmuschelkalkes, weniger in denen des Lettenkeupers, auf.
Sie sind sowohl in mikritischen als auch in sparitischen Gesteinen anwesend. Die Größe der Einzelrhomboeder variiert zwischen 10 und 180 μ. Wolkige Zusammenballungen erreichen Durchmesser bis zu 350 μ, wobei jedes Individuum anhand seiner Rhomboedernatur einwandfrei identifiziert werden kann. Der in der Grundmasse vorhandene, Pellet-förmige Dolomit (zwischen 60 und 150 μ Größe) zeichnet sich durch seine mikritische und diffuse Innenstruktur aus. Vereinzelt beobachtet man Rekristallisation, d. h. es bilden sich größere Dolomitkörnchen mit erkennbaren Ansätzen von Rhomboederkanten. (Schliffe 67 und 111 aus den Hauptterebratelbänken von Mistlau/Jagst und Dettelbach), ohne daß der Durchmesser der Pellets erheblich steigt.
Über idiomorphe Einzelrhomboeder in Kalksteinen des Unteren Hauptmuschelkalkes berichtet auch RUDOLF (1959). Nach seinen Ausführungen dürfte direkte Ausfällung aus dem Meerwasser nicht in Frage kommen, da dann größere Men-

gen im Sediment gefunden werden müßten. Eine andere Voraussetzung wäre die lagenweise Anreicherung des Dolomits; das tritt jedoch nicht ein. Es handelt sich immer um verstreute Kristalle bzw. Rhomboederhäufchen. Vermutlich hat eine diagenetische Umkristallisation von Mg-reichen Calciten zu Dolomit stattgefunden, wie sie LODEMANN (1963) für Kalksteine aus dem Wellenkalk in Betracht zieht. Das ist umso wahrscheinlicher, als Hinweise auf Dolomitisierungsbahnen fehlen. Nach FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1966) sprechen Korngrößen unter 10 μ, hohe Keimbildungsraten sowie Sammelkristallisationen für frühdiagenetische Bildung. Diese Kriterien sind auch auf Kalksteine des Oberen Hauptmuschelkalkes zu beziehen.

Als Spezialfall von Dolomit in der Grundmasse kann sein Auftreten im Zusammenhang mit Hardgrounds gewertet werden. Unter Hardgrounds versteht man submarin verfestigte oder im Gefolge von Auftauchen erhärtete Sedimentoberflächen. Diese sind als auffällige „Grenzeinschaltungen zwischen fossilfreien Mergelkalken und Fossilienkalken im mittleren und unteren Hauptmuschelkalk" bereits von REIS (1909) beschrieben und abgebildet (Tafel IV) worden. REIS schreibt S. 83 über die Erhärtung dieser ockerigen Grenzeinschaltungen: „..., daß in allererster Zeit nach der Schichtablagerung sehr bald in und senkrecht über den Füllungen von Bohrröhren, Spalten oder Rinnen eine sehr rasche Erhärtung stattfand." Das folgert er aus dem Bestehen buckelartiger Erhebungen von Ockerkalk über das Nachbargestein hinaus. Dieser hatte also ursprünglich eine größere Verbreitung und ist in Teilen bald nach der Erhärtung wieder abgetragen worden.

Schlauchartig, pilzförmig und wulstig greifen dieser Ockerkalkpartien in das dichte Liegendmaterial von Kalkbänken hinein, ab und zu wellig aufliegende Polster bildend. Im höheren Hauptmuschelkalk wurden derartige Bildungen besonders in der Knauerigen Bank, der Oberen Terebratelbank und der Basisbank des Gekrösekalkes beobachtet. Der Ockerkalk enthält in der Regel Schill- und Bruchschillbestandteile. In Schliffen macht sich ein Haufwerk von nicht immer idiomorphen, Fe-haltigen Dolomitkristallen breit, in dem Schill und Bruchschill teils unter Aufzehrung verschwimmen. Verglichen mit unverockerten Partien des Nachbargesteins ragen hierbei höhere Fe-, Mn- und Mg-Gehalte heraus.

Bei diesen Hardgrounds handelt es sich um Erscheinungen, welche mit Emersionen des Meeresbodens gekoppelt sein dürften. Anders ist die Öffnung von scharf umrissenen, fingerbreiten Fugen in den mikritischen Kalken kaum vorzustellen. Die solchermaßen durch Trocknung zerrissene und schnell erhärtete Sedimentoberfläche — die Trockenrisse sind nicht ptygmatisiert, da die Kalke vermutlich schon vor der Kompaktion des Sedimentpaketes erhärteten — wurde bei anschließender Flutung mit Schill und Bruchschill eingedeckt, wobei auch die Spalten verfüllt wurden. Die Dolomitisierung entwickelte sich möglicherweise nach dem Schillabsatz frühdiagenetisch aus

Mg-haltigen Calciten (FÜCHTBAUER 1962, FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1966). Der Einbau des Magnesiums in das Calcitgitter mag bei fester Phase eine Folge erhöhten Mg-Angebotes durch knappe Wasserstände sein, wobei wohl in größeren Lachen und Flachmulden die Salinität kurzzeitig anstieg.

Die Vorstellung geregelter und gleichmäßiger Tiefenverhältnisse ist für das Hauptmuschelkalkmeer — etwa im Gegensatz zu dem des Wellenkalkes — kaum zu halten. Die schnellen lateralen wie vertikalen Fazieswechsel gegen Ende der Abteilung sind letztlich eine Folge hydrographischer Veränderungen des Beckens. Wenn beispielsweise über intraformationelle Gerölle und Ooide allenthalben die Indikation von Flachwasser gegeben und die Küste nicht weit entfernt ist, dürften Emersionen im Rahmen des behandelten Fragenkreises durchaus erwogen werden.

Als Ausnahme ist eine mehr als 15 mm breite und 3—4 mm mächtige Dolomitlinse im Glaukonitkalk von Herdtlingshagen (Schliff 49) zu bezeichnen. Diese greift als konkordante Einschaltung bei bewegtem Basisrelief über Schillreste und Grundmasse hinweg und enthält vorwiegend hypidiomorphe Dolomitkörnchen mit Durchmessern von 4—60 μ sowie Pellets in der Größenordnung von 40—100 μ, ferner Streuquarze bis 150 μ Größe, phosphatisierte Wirbeltierreste und calcitischen Bruchschill mit Korndurchmessern bis zu 260 μ. Da im übrigen Schliffbereich nur vereinzelt Dolomit vertreten ist, und die Streuquarze in den Dolomiten lagenparallel dem Verlauf der Linse folgen, liegt hier extern angelagerter Dolomitdetritus vor. Ebenfalls selten sind zugerundete Dolomitkörner von ca. 0,5 mm Größe, welche sich in den Quadern des Glaukonitkalkhorizontes von Randersacker (Schliff 99) fanden. Sicherlich stammen sie aus umgelagertem Abrieb dolomitisierter Fossilien; kräftige Aufarbeitung im Liegenden dieser Bank scheint dieses zu bestätigen.

Dolomit in Strukturkomponenten

Dieser kommt in den Kalksteinen des Oberen Hauptmuschelkalkes besonders häufig vor. Da vergleichbare Gesteinstypen im Lettenkeuper zurücktreten, ist dort eine Dolomitisierung von Strukturkomponenten seltener zu beobachten.

Dolomit in biogenen Komponenten

Diese Vorkommen sind auffallend stark vertreten: dolomitisierte Muschel- und Brachiopodenschalen, weniger oft dolomitisierter Gastropodenschill. Dolomitisierte Ostracoden sind sehr selten. Ausnahmen bilden einige völlig dolomitisierte Exemplare in Dolomikriten des Lettenkeupers (Schliffe 82,

92). Dolomitisierung betrifft ferner Bestandteile der Kalkalge *Sphaerocodium*, während phosphatische Wirbeltierreste sich stets als resistent erweisen. Zum Erscheinungsbild der Dolomitisation gehört, daß die Kristalle innerhalb des Fossilrestes sprossen und kaum die äußere Begrenzung der Komponente überschreiten; ferner, daß sowohl vollständige als auch partielle Dolomitisation stattfindet.

Ausnahmen beschränken sich auf Punkt 1. So gibt es einige Fälle, in denen der Dolomit, aus dem Schalenrest kommend, in die benachbarte Grundmasse hineinwuchert (Schliff 32, Hauptterebratelbank von Habelsee). In anderen Beispielen dienen Schillbestandteile als Ansatzpunkte für Dolomitbildung, wobei sich unter gekrümmten Schalenleisten Dolomitkristalle anlagern und in das Liegende ausbreiten.

Unter den Dolomiten im Muschel- und Brachiopodenschill gibt es zwei Typen. Der erstere umfaßt bis 250 μ große, hypidiomorphe Kristalle, die etwa gleichgroße Calcite ersetzen. Die Platznahme des Dolomits erfolgte hier im umkristallisierten Fossilmaterial, so daß die ursprünglichen Schalenstrukturen nicht mehr zu erkennen sind. Beim zweiten Typ bilden die Dolomitkristalle feinfaserige Parallelstrukturen des Schalenschills nach. Es handelt sich um mehrere μ breite und ziemlich langgestreckte (einige 100 μ) Fasern, die entweder parallel oder mäßig schräg zu den Außenrändern der Schalen verlaufen. Sie sind gewöhnlich von neu gesproßtem Quarz eingeschlossen und so vor weiterer Umkristallisation geschont. Diese Faser- oder Lamellenstrukturen lassen sich dem Hypostrakum der Lamellibranchiaten, aber auch der Außenschicht von Coenothyren zuordnen. Fragmente der Prismenschicht von Muscheln sowie Calcitprismen von Brachiopoden wurden selten angetroffen und waren frei von Dolomitisierungsbildern. Das bestätigt auch SCHÜLLER (1965), der bei Muschelschalen nur die Lamellenschicht dolomitisiert vorfand.

Für Dolomitkristalle in Schillresten ist intensive Fe-Entmischung typisch. Sie findet sowohl auf Spaltrissen als auch entlang der Kristallgrenzen statt und ergibt auffällige, aus Limonit bestehende Rhombenmuster. Im einzelnen sind verschiedene Stadien überliefert. Der Abbau ankeritisch-dolomitischer Kristalle kann bis zur völligen Auflösung gehen. Übrig bleiben Hohlräume und orangegelbe Limonitkrusten oder opakes Erz an den ehemaligen Kornrändern. Dolomitruinen mit Hohlräumen beschreibt auch BAUSCH (1965) aus dedolomitisierten fränkischen Malmkalken. Nachträgliche Recalcitisierung in der Form, daß hohle Rhomboeder mit feinkörnigem Calcit verfüllt werden, konnte dagegen im Bereich der Muschelkalk-Keuper-Grenze nirgends beobachtet werden. In einigen Fällen besteht der Eindruck einer Korn-konformen Recalcitisierung. Vorausgegangene Fe-Entmischung ist dabei anhand von eingebauten limonitischen Rhombengittern abzuleiten. Als auslösende Faktoren dieser Erscheinungen kommen subrezente bis rezente Verwitterungseinflüsse in Frage (S. 90).

Nach Beobachtungen an Dünnschliffen sind Gastropodenreste selten, und nur partiell dolomitisiert. Es kommt Dolomitisation von Teilen der Schale und auch von Umgangfüllungen vor. Anhand weniger Sphaerocodien führender Schliffe (74, 75 von Kirchberg/Jagst) sind keine umfassenden Aussagen über die Dolomitisation möglich. Es sieht allerdings so aus, als würden die dichten Algenhüllen einer Dolomitisierung widerstehen. Dolomitkristalle kommen nämlich nur in den umkrusteten Schillbestandteilen vor.

Dolomit in Ooiden

In den Schliffen 60 und 67 (Obere Terebratelbank und Hauptterebratelbank von Mistlau) liegen echte, konzentrisch-schalige Ooide mit Interferenzkreuz vor. Davon sind nur wenige und angelöste Exemplare aus dem Schliff 60 partiell dolomitisiert.
Im Quaderkalk von Riedenheim/Röttingen (Niveau der Hauptterebratelbank, Schliff 44) besteht das Gestein zu 25—30 Vol-% aus Ooiden. Es sind Strukturkörner mit ziemlich großem, walzenförmigem Kern und aufeinanderfolgenden Hüllen wechselnder Dicke (coated grains, PETTIJOHN 1957). Die Dolomitisation erfaßt vorwiegend die Hüllsubstanz, kann aber auch das gesamte Korn ergreifen. Der Dolomit erreicht dabei Korngrößen zwischen 50 und 160 μ ϕ und ist überwiegend anisometrisch-hypidiomorph gebaut.

Dolomit in Intraklasten

Aufgearbeitete intraformationale Gerölle aus dem Hauptmuschelkalk und Lettenkeuper bestehen durchweg aus fossilführenden Mikriten und Biomikriten.
Dolomit läßt sich wohl in Intraklasten beider Abteilungen feststellen, aber nicht jedes intraformationelle Geröll ist Dolomit-haltig. Dort, wo Dolomit vorkommt, hat er Rhomboedergestalt. Es gibt Einzelexemplare in der Größenordnung von 20—90 μ, aber auch Rhomboederhäufchen mit einem maximalen Durchmesser bis zu 1,8 mm. Verschiedentlich kristallisieren mehrere Kleinrhomboeder zu einem großen (bis 180 μ) um. In Geröllen aus den Terebratelschichten von Mistlau (Schliff 62) breiten sich Dolomitrhomboeder vom Rande des Gerölls wolkig gegen das Innere aus. Schliff 71 aus den Oberen Gervillienkalken vom selben Ort zeigt ein Geröll mit einer sich nach innen verzweigenden Haarspalte, welche mit idiomorphen Dolomiten gefüllt ist. Beide Male scheinen Wegsamkeiten von außen her bestanden zu haben, so daß gerichtete Dolomitisation unter Zufuhr Mg-haltiger Porenwasserströmungen einsetzen konnte.

Dolomit in Pellets

Dolomitische Pellets sind seltener als calcitische. Sie haben durchschnittlich dieselbe Größe und weisen einen entsprechend diffusen, äußerst feinkörnigen Innenbau auf. Sie liegen einzeln in mikritischer, weniger oft in spätiger Grundmasse.
Die isolierte Lage mag darauf hinweisen, daß Dolomitisation von primär Mg-haltigem Calcit ausging und wahrscheinlich frühdiagenetisch in situ erfolgte. Weitere Entwicklungsstadien dokumentieren sich in einer Art Sammelkristallisation. Der Innenbau differenziert sich, indem deutliche, aber immer noch mikritisch-feine Körnung auftritt, und sich an den Rändern der Pellets markante Rhomboederkanten abzeichnen. Es liegt nahe, die viel häufiger vorhandenen Einzelrhomboeder u. a. als Rekristallisate dolomitischer Pellets anzusprechen (S. 43).

*

Die Calcitkomponente von Kalksteinen im Oberen Hauptmuschelkalk unterteilt sich in feinkörnige (mikritische) und grobe (spatitische = spätige) Varietäten mit Übergängen zwischen beiden. Diese sind hauptsächlich als Kornvergröberungen durch Rekristallisation bedingt. Mit Annäherung an den stratigraphischen Grenzbereich wächst der Anteil des spätigen Calcitbindemittels zuungunsten der feinkörnigen Calcitmatrix an. Die Ursachen liegen in der zunehmenden Beteiligung von Dolomit an feinkörnigen Einheiten. Andererseits erfolgt ein auffälliger Übergang zu Verhältnissen des Lettenkeupers in den Gekrösekalken, mitunter auch über der Hauptglaukonitbank des Glaukonitkalkes. Hierbei fällt der Prozentsatz an grobkörnigem Dolomit, sobald die Grenze Muschelkalk-Keuper überschritten ist. Er verdrängt im Muschelkalk außerordentlich häufig den Calcit von Schillbestandteilen oder ooidischen Komponenten. Die geringe Verbreitung im Lettenkeuper erklärt sich aus dem Mangel an Wirtkomponenten. Wo aber nichtdolomitisierte Schillreste von feinerkörnigem Dolomit umgeben sind, ist eine andere Deutung noch zu suchen. Das gilt auch für die Beobachtung, daß Fe-Gehalte in Dolomitkristallen des Muschelkalkes hauptsächlich an das grobe Korn gebunden sind, im Lettenkeuper dagegen an das feine.
Zur Frage einer zeitlichen Einstufung der Dolomitbildung ergeben sich zwei Abschnitte. Bei feinkörnigem Dolomit scheint der Mg-Anteil primär aufgenommen und frühdiagenetisch stabilisiert zu sein. Musterbeispiele dafür liegen in den Dolomikriten des Lettenkeupers vor. Grobkörniger Dolomit ist sehr wahrscheinlich ein spätdiagenetisches Produkt. Anhand von Schillen ist die Abfolge 1. Umkristallisation der inneren Schalenstruktur zu einem calcitischen Mosaik, 2. Partieller bis totaler Ersatz dieses Calcits durch Dolomit, abzulesen.

Nichtkarbonatische Bestandteile

Beiträge zur Genese der karbonatischen Gesteine liefert auch die Untersuchung der nichtkarbonatischen Bestandteile. Hinweise auf beckennahe Abtragungsgebiete können vor allem detritische Quarze, Feldspäte, Tonminerale, Glimmer und Schwerminerale geben. Phosphatische Komponenten verdeutlichen die Reichhaltigkeit der Wirbeltierfauna im Einzugsbereich der Sedimente. Den weiteren Werdegang zum Gestein vermögen diagenetische Mineralbildungen zu erhellen, unter denen der Glaukonit und Erzminerale hervorzuheben sind.
Es kommen vor: Phosphate — Phosphorite — Quarz — Feldspäte — Glaukonit — Tonminerale und Glimmer — Erzpartikel — Schwerminerale — Gips, Baryt — Organische Substanzen.

Phosphate

Phosphate sind nicht als idiomorphe Kristalle vorhanden, sondern immer phosphatisch erhaltene Überreste von Wirbeltieren. Nach KLEMENT (1938, in GOLDTSCHMIDT 1954) ist der Chemismus phosphatischer Substanzen mit dem des Hydroxylapatits, $Ca_5(OH)(PO_4)_3$, zu vergleichen. Eine verwandte Verbindung ist der Dahllit mit etwas CO_3OH-Beteiligung anstelle von PO_4. MCCONNEL, FRAJOLA & DEAMER (1961) ermittelten, daß dieser sowohl in vivo als auch synthetisch unter Mitwirkung eines biochemischen Katalysators, Carbonanhydrase, gebildet wird. Inwieweit dieser Prozeß stabilisierend auf tote, noch spongiose, Knochensubstanz einwirkt, ist zur Zeit unbekannt. Die dazu benötigten Phosphatkonzentrationen könnten aus den Porenlösungen des Sedimentes bezogen werden. BUSHINSKI (1964) verweist in dieser Hinsicht auf starke Reserven mariner Flachwasserzonen, also auf Verhältnisse, welche auch für den Grenzbereich ku/mo anzunehmen sind.
In die folgende Beschreibung sind sowohl Wirbeltierreste aus Kalksteinen und Dolomiten als auch aus klastischen Gesteinen (vor allem des Grenzbonebeds) einbezogen, da der petrographische Gesteinswechsel keine Änderung des Formenschatzes oder der Kornstruktur hervorruft.
Nach der Herkunft ergibt sich eine grobe Untergliederung in phosphatische Knochensubstanz, Zähne, Schuppen und Koprolithen. Unter den Fischen sind es insbesondere Zähne der Selachii (Haie) mit den Gattungen *Hybodus, Acrodus, Polyacrodus, Hybodonchus* und *Acrodonchus;* Ostheichthyes mit *Gyrolepis, Colobodus, Catopterus, Ceratodus* und *Saurichthys.* Unter den Amphibien kommen in Betracht *Mastodonsaurus, Plagiosternum, Plagiosuchus* u. a. Von den Reptilien sind hauptsächlich Sauropterygier zu erwarten. Skeletteile der Gattung *Nothosaurus* wurden öfters in den Steinbrüchen geborgen (RUTTE 1965, S. 41). Weiterhin sind Placodontier und eventuell Schildkröten möglich.

Die mit Ameisensäure herausgelösten Wirbeltierreste aus dem fränkischen Muschelkalk wurden von WILCZEWSKI (1967) beschrieben.
Feines Gereibsel von Knochensubstanz (im Bereich von Zehnern von μ) vergesellschaftet sich mit cm-großen Überresten, gut erhaltenen Skelettsegmenten, z. T. ganzen Schädeln oder bei den Fischen vollständigen Exemplaren (Crailsheim). Der Zeitraum, in dem selektiver Zerfall (MÜLLER 1957) der abgesunkenen Tierleichen einsetzen konnte, muß durch Sedimentüberdeckung abgekürzt worden sein. Im Normalfall herrschte jedoch vielfache Umlagerung und Aufarbeitung (vor allem im Grenzbonebed), was den hohen Prozentsatz an feinkörnigem, teils zugerundetem Wirbeltierdetritus erklärt. Andererseits sind im Quaderkalk ganze Skelette eingeflößt.
Im Dünnschliffbereich äußern sich Knochenreste als längliche, gerade oder bogige Splitter und Leisten oder als rundliche Querschnitte. Man erkennt Innenstrukturen in Form feiner Kanälchensysteme, die mit gelben bis rötlichen, punktförmigen Erzpartikelchen ausgefüllt sein können. Die Betrachtung unter x Nic. liefert manchmal parallelständige, z. T. gekrümmte, Lamellenmuster oder Punktnetze mit deutlichen Anisotropieeffekten (HELLER 1966), welche ehemals vorhandene Kollagen-Fibrillen nachzeichnen. Zähne sind charakteristische Bestandteile der Bonebeds. Das Schliffbild zeigt bei kegeligen Exemplaren in der Regel ideal kreisförmige, meist jedoch durch die zufällige Lage des Anschnitts bedingte elliptische Querschnitte. Zentral ist die überwiegend calcitverfüllte Pulpa-Höhle auszumachen, die randlich von einer homogenen Hülle aus Dentin umschlossen wird. In dieser befinden sich ab und zu dünne, radiale Kanälchen. Schuppenrelikte sind gut in s eingeregelt und fallen daher unter dem Mikroskop nur dann auf, wenn Schliffe parallel zur Schichtung angefertigt werden. In ihrem stofflichen Aufbau gleichen sie der Zahnsubstanz (MÜLLER 1966) stark. Koprolithen gehören nach den Knochenresten zu den häufigsten phosphatischen Wirbeltierrelikten. Der Formenschatz variiert zwischen Pillen und brotlaibförmig gedrungenen Stäbchen. Im Schliff beobachtet man rundliche, selten zerlappte Durchschnitte, in denen die koprogene Abkunft anhand des unregelmäßig körnigen, schlierigen Innenbaues offenbar wird. Größere Inhomogenitäten in Form von nicht oder nur mäßig verdauten Speiseresten bilden sich als runde oder längliche Einschlüsse ab. Das auffälligste Beispiel liefert Schliff 12 (Glaukonitkalk von Würzburg), wo Zähnchen deutliche Internbestandteile sind. Einige Kotpillen weisen schräg von der Oberfläche nach innen verlaufende Spalten auf.
Unter den Sekundäreinflüssen sind in erster Linie Mineralisationen zu erwähnen. Sehr verbreitet ist die Calcitisierung von spongiosen Hohlräumen in Knochen, von Pulpahöhlen in Zähnchen und von porösen Koprolithen. Glaukonitbildung nimmt oft in kleineren Knochen- und Koprolithenhöhlungen Platz. Andere Veränderungen greifen als schwarz-opake Zonen oder Bereiche vom Außenrand des Phosphatkornes gegen das Zentrum vor und

verwischen alle Innenstrukturen. Über den Chemismus dieser Vorgänge läßt sich wenig aussagen. Im Auflicht ist der Helligkeitseindruck gering und könnte dem Magnetit entsprechen. Bei der Häufigkeit der Vorkommen müßten aber Schnitte idiomorpher Kristalle zu erkennen sein, was nicht der Fall ist. Als weitere Möglichkeit wäre organische Substanz zu erwägen.

Phosphorit

Im Gegensatz zu den phosphatischen Wirbeltierrelikten sollen als Phosphorit diejenigen Mineralkomponenten bezeichnet werden, die zwar apatitartigen Chemismus aufweisen, jedoch keine organogene Abstammung erkennen lassen.
Im einzelnen handelt es sich um spärliche Vorkommen (< 1 Vol.-%) im Quaderkalk von Dettelbach (Niveau des Ostracodentons), im Ostracodenton von Mühlhausen (mittlere Kalkbank) und in der Blaubank aus dem Aufschluß km 242,3 der Autobahn Würzburg—Fulda (= Schliffe 120, 131 und 91/92).
Die Phosphorite sind geröllartig ausgebildet. Es liegen allerdings auch lappig angelöste vor. Die Durchmesser schwanken zwischen 0,15 und 1 mm. Unterschiede in Stratigraphie und Petrographie der einbettenden Sedimente wirken sich nicht auf die Zusammensetzung der Phosphorite aus. Sie bestehen immer aus einer dichten, nahezu isotropen Grundmasse, in der hypidiomorphe bis idiomorphe Apatitkristalle schwimmen. Diese sind etwa 10 bis 70 μ groß.
Die relative Seltenheit, der fremdartige Aufbau und die Geröllnatur erklären diese Phosphorite vielleicht als Abtragungsprodukte des Vindelizischen Landes. Denkbar wäre eine Genese aus abgebauter phosphatischer Wirbeltiersubstanz mit anschließend aus dem Gelzustand gebildetem Kollophan. Dagegen spricht aber die strukturelle Beschaffenheit, welche dann faserig-strahlig sein müßte (Tröger 1967).

Quarz

Quarz tritt in Kalk- und Dolomitgesteinen als klastische Einschwemmung, aus festländischen Abtragungsprodukten stammend, auf, ferner authigen und in Form von Verkieselungen.

Klastischer Quarz

Als akzessorische Komponente findet sich klastischer Quarz in biosparitischen und biomikritischen Kalken. Die Korngrößen bewegen sich im Feinsandbereich; die Schwankungsbreiten erfassen daneben noch Siltquarz und

Quarz-Mittelsand. Korngrößenanstiege machen sich in Küstennähe bemerkbar, so in den Kalksteinen der Kalkfazies oder in einigen Kalken der südlichen Lettenkeuperrandfazies. (Untere Dolomite von Erkenbrechtshausen). In reinen Mikriten hat das Quarzkorn Siltgröße, liegt aber noch über der Körnung des Kalkes.
Gemeinsames morphologisches Kennzeichen aller Quarze ist ihr schwacher Rundungsgrad. Nach RUSSEL-TAYLOR (in BENZ 1961) tragen sie das Kennzeichen eckig bis angerundet. Quarz-Detritus $<0{,}1$ mm soll trotz längeren Wassertransportes splittrig-kantig bleiben (TRÖGER 1967), so daß zur Klärung des Transportweges nur die gröberen Bestandteile herangezogen werden können. Diese lassen infolge schwacher Abnutzung kurzen, wohl fluviatilen Transport erwarten. Weitere Umlagerungsvorgänge im Meeresraum dürften aufgrund der nachgiebigen Konsistenz von Kalkschlämmen sowie beteiligter Organismenreste ohne weiteren Einfluß gewesen sein.

Unter dem Mikroskop gliedern sich die Quarze in mehrere Varietäten. Homogene, gleichmäßig auslöschende Quarze halten sich mit undulös auslöschenden etwa die Waage. Quarzkörner mit Einschlüssen sind recht häufig. Darunter können enthalten sein: Schwerminerale, Chlorit und Bläscheneinschlüsse (Wasser und / oder Gas?); letztere messen $<10\ \mu\ \phi$ und sind schnurartig aneinander gereiht. Idiomorphe Quarze mit Hochquarzhabitus sind seltener zu verzeichnen. Buchtige Resorption ähnlich Hochquarzen aus Quarzporphyren ist dabei sehr verbreitet. Es liegt daher nahe, sie mit solchen abgetragenen Magmatiten zu verbinden.
Als Gesteinsbruchstücke gelten Quarze, welche zu mehreren Quarzpflaster, teils mit deutlichem Implikationsgefüge, bilden. Sie lassen sich von Quarziten ableiten. Korngrößenmäßig ordnen sie sich den übrigen Quarzen bei. In anderen Fällen handelt es sich um Quarz / Feldspat-Symplektite mit Durchmessergrößen bis zu 0,2 mm, welche auf Gneismassive des Festlandes hinweisen.

Authigene Quarzneubildungen

Neubildung von Quarz tritt nur in biomikritischen oder biosparitischen Gesteinen des Oberen Hauptmuschelkalkes auf (Hauptterebratelbank, Knauerige Bank und Obere Terebratelbank von Habelsee, Hauptterebratelbank von Dettelbach und Mistlau). Am auffälligsten ist sie in den Placunopsidenriffen (KRUMBEIN 1963 b) der Terebratelschichten von Tiefenstockheim. Bis zu 10 Vol-% des Schliffbereiches bestehen aus authigenem Quarz. Ein weiteres, anders geartetes Vorkommen ist aus dem Quaderkalk von Dettelbach (Region zwischen Knaueriger Bank und Gelbem Kipper) zu beschreiben.

Unter Ausschluß dieses Typs ergibt sich für alle anderen eine Übereinstimmung im Habitus der Kristalle. Es treten nämlich immer zu Gruppen verwachsene Individuen auf, wobei das Prisma bevorzugt wird (schlanke, langgestreckte Gebilde).

Die kleinsten, im Schliff senkrecht zur Längserstreckung getroffenen Gruppen messen 0,4 mm im ϕ. Die größte Gruppe aus dem Placunopsidenriff von Tiefenstockheim mißt 2,1 mm und ist im Schnitt 0,9 mm breit.

Bevorzugte Lagen der Authigenese sind die lamellierten Teile von Muschel- und Brachiopodenschalen sowie schmale mikritische Areale zwischen den Placunopsiden des Riffes. Die Quarzgruppen passen sich der Schalenmorphologie an, indem sie Krümmungen grob nachzeichnen. Ihre postsedimentäre diagenetische Natur wird durch eingeschlossene, μ-große Partikel von Dolomit nachgewiesen. Das kommt besonders in Anschnitten nach Rhomboederflächen zum Ausdruck, wo die Karbonatpartikel zonar das Wachstum des Quarzes mitmachen.

Über die Genese dieser Quarze lassen sich nur Vermutungen anstellen. Nach KRAUSKOPF (1959) und DAPPLES (1959) sind angehobene Temperaturen und p_H-Werte über 7—8 geeignet, die Sättigungskonzentration an SiO_2 in Lösungen zu erhöhen. Offensichtlich scheint die Entstehung der Quarze noch mit dem biogenen

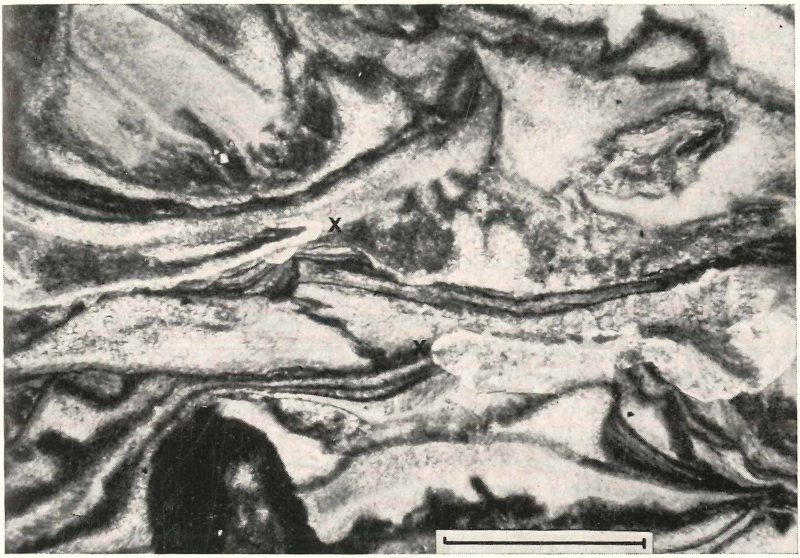


Abb. 4: Authigene Quarzneubildungen (x) im Placunopsidenriff von Tiefenstockheim, östlich Obernbreit. Die Quarze sprossen in und zwischen den Austernschalen. Während des Wachstums eingeschlossene karbonatische Substanz ist grau bis dunkel. Maßstabslänge=2 mm (Dünnschliff 138, senkrecht zur Schichtung).

Material zusammenzuhängen, etwa dergestalt, daß ein Abbau desselben reversible Änderungen der T- und p_H-Werte zur Folge hat und somit zur Fällung und Auskristallisation des Kieselsäuregels führt. Ungeklärt bleibt die Frage, woher die gelösten SiO_2-Mengen bezogen worden sind, denn Vorkommen von Kieselschwämmen sind bis auf den fraglichen Fund einer Schwammnadel (FISCHER 1908) ebensowenig bekannt wie Diatomeen, deren Kieselsubstanz oft als Quelle für derartige Vorgänge herangezogen wird. Feinverteilte Kieselsäure vulkanogener Abkunft wäre zu erwägen (RUTTE 1965), da ja im benachbarten alpinen Raum zur Zeit der Mittleren Trias (Alpiner Muschelkalk, Arlbergschichten) basische Laven und Tuffe (SCHMIDT-THOMÉ P., 1964) gefördert wurden.

Die authigenen Quarze aus dem Quaderkalk von Dettelbach fallen insofern aus dem beschriebenen Rahmen, als sie solitär und unabhängig von organischen Komponenten vorliegen. Es sind Neubildungen, die sich aus detritischen Quarzen entwickeln. Im Schliffbild erkennt man Anwachszonen um alte Quarzkerne, wobei auch hier calcitische Partikel des Sedimentes eingeschlossen werden. Charakteristisch sind ferner feine Calcitlamellen (einige μ breit), die unter dem Druck des wachsenden Kristalles kantenparallel in den benachbarten Calciten entstanden. An einer Stelle wurde ein Teil eines Schalenbruchstückes von neugebildetem Quarz verdrängt. Das Größenverhältnis Gesamtkorn: detritischer Kern beträgt etwa 2:1 bis 3:1 bei Gesamtabmessungen von 0,1 bis 0,18 mm. Kennzeichnend sind langprismatischer Habitus sowie der Umstand, daß die Authigenese unvollständig bleibt. Voll ausgebildete Kristalle waren nirgends zu beobachten, werden aber von FISCHER (1908) aus dem Würzburger Quaderkalk als häufige Neubildungen angegeben.

Verkieselung

Amorphe Kieselsubstanz wurde nur in einem Falle beobachtet (Schliff 55, Terebratelschichten von Windischbrachbach). Sie ist hier an den lamellierten Teil einer Schale gebunden, und weist runde, knollig-konkretionäre Struktur auf. Es handelt sich im einzelnen um zwei separate Gebilde mit den Größenabmessungen 0,76 x 0,45 mm und 0,22 mm im ϕ. Es ist interessant zu bemerken, daß das größere achatartige, konzentrische Bänderung zeigt, welche zur Basis diskordant ausläuft.

Feldspäte

Minerale aus der Feldspatgruppe begleiten die klastischen Quarze in den Kalken des Oberen Hauptmuschelkalkes und im Grenzbonebed. In den üblichen Lettenkeuper-Gelbkalken (Mikrite) sind sie ebenso selten wie diese, während in einigen anthrakonitischen Kalken, etwa der Anthrakonitischen

Bank von Estenfeld, die Feldspat-Gehalte mit stärkeren Quarzeinstreuungen anwachsen. Prozentual treten die Feldspäte hinter den Quarzen zurück. Im Schliff bewegen sich die Anteile unter 1 Vol-%. Im Glaukonitkalk von Habelsee (Schliff 41) steigen sie jedoch auf 3—4 Vol-% an.

Bei den beobachteten Feldspäten handelt es sich überall um detritische Produkte. Die Kristalle sind unvollständig, meistens mit Bruchkanten versehen, oder zeigen abgerundete Ränder. Die Korngrößen liegen in der Regel im Feinsand- und weniger im Siltbereich. Verzwillingte Plagioklase sind häufiger als unverzwillingte Feldspäte mit Albit- und Orthoklas-Chemismus. Dabei gilt, daß Anorthite in Sedimenten so gut wie gar nicht vorkommen, weil sie sich gegenüber Aufbereitungsprozessen unbeständig verhalten.

Authigene Feldspäte vom Orthoklas-Typus meldet FISCHER (1908) aus dem Quaderkalk von Randersacker, Heidingsfeld, Zeubelried und Gerbrunn, ferner aus dem Glaukonitkalk von Randersacker und vom Rotkreuzhof. Die gewöhnlichen Größen sollen sich zwischen 100—140 µ Länge und 50—65 µ Breite bewegen und bis auf wenige µ herabsinken.

Glaukonit

Nach BURST (1958) und VALETON (1958) hat man heute zwischen einem streng kristallographisch gefaßten und einem morphologisch angewandten Begriff Glaukonit zu unterscheiden. Hier wird Glaukonit morphologisch und rein beschreibend aufgefaßt.

Obwohl Glaukonit als Nebengemengteil von Kalksteinen und Silt- oder Sandsteinen vorkommt, ist es das Charaktermineral der Muschelkalk/Keuper-Grenzschichten. Stratigraphisch benachbart tritt der Glaukonit auch im Bereich der Grenze mo/mm, in den Wulstkalken, sowie im Werksandstein des Lettenkeupers auf. Seine Hauptverbreitung erreicht er im Glaukonitkalk, wobei die mächtigeren und harten Dachbänke sowie Bonebed-haltige Zwischenlagen bevorzugte Anreicherungen vorweisen. Regional reicht die Glaukonitführung in diesem Horizont vom Werntal im Norden bis in ehemalige Küstennähe, nördlich von Crailsheim, im Süden. Bedeutend sind die Glaukonitvorkommen im Grenzbonebed des gesamten Untersuchungsgebietes. Wegen der stratigraphischen Nachbarschaft beider Straten soll hier eine einheitliche Darstellung erfolgen. Weitere stratigraphische Bereiche mit Glaukonitführung sind die Terebratelschichten im südlichen küstennahen Gebiet sowie die Quaderkalke von Dettelbach, Randersacker und Kirchheim. WAGNER (1913) berichtet von Glaukonitgehalten in den Gervillienkalken der Kalkfazies, in den Sphärocodienkalken der Kochendorfer Fazies wie auch in den Bänken des Unteren Lettenkeupers, vor allem der Blaubank.

Der Glaukonit hat tief blaugrüne bis hellgrüne Färbung und liegt in 0,01 bis 7 mm großen Putzen vor. Die Glaukonitflecken aus der Grenzglaukonit-

bank von Gaubüttelbrunn sind inhomogen. Sie setzen sich aus körneligen, z. T. feinschuppigen oder auch talkig wirkenden Blättchen zusammen. Unter dem Binokular erkennt man ausgedehnte Glaukonittapeten, welche steil zur Schichtung verlaufen oder flachwellig dem durch Grundmasse und Kornkomponenten vorgegebenen Relief folgen. In Anschnitten senkrecht zur Schichtung sieht man, wie dünn diese Glaukonit-Aggregate sein können, denn sie bilden sich als 0,1 bis 1,0 mm messende Schläuche ab. Im Parallelschliff lösen sich die größeren Glaukonitflecken infolge ihrer welligen Lagerung in einzelne Flecken auf. Häufig sind vom Glaukonit umwachsene Quarzkörnchen zu beobachten. Glaukonit sproßt ferner in Höhlungen von Wirbeltierresten, seltener in Vertiefungen von Lamellibranchiaten/Brachiopoden-Schalen und in Mikrit-gefüllten Gastropodenumgängen. Sonst kommt Glaukonit noch in Onkoiden vor. Hier besetzt er bevorzugt Teile der Algenumhüllung. Entsprechende Beispiele liefern die Quaderkalke von Riedenheim (Niveau der Hauptterebratelbank) und Randersacker (Niveau des Ostracodentons). Glaukonite als rundliche Körnchen oder kugelige Pellets, wie man sie öfters im Werksandstein antrifft, sind in den Kalken oder dem siltig-sandigen Grenzbonebed ganz selten.

Über den Chemismus fränkischer Glaukonite existieren nur spärliche, alte Angaben. Von Sandberger (1867) gibt für Glaukonit aus dem Würzburger Glaukonitkalk vom Schalksberg folgende, durch Haushofer (1866) ermittelten Analysenwerte an: Kieselsäure 48,3 %, Eisenoxyd 28,4 %, Tonerde 3,0 %, Kali 5,5 %, Wasser 14,7 %. Vorausgesetzt, daß diese Angaben einigermaßen reproduzierbar sind, und Eisen überwiegend als Fe(3) gebunden ist, würde es sich nach Borchert & Braun (1963) um einen Eisenglaukonit handeln (Fe(3)-Vormacht gegenüber Al). Eine Röntgenanalyse [1]) von Glaukoniten aus dem Glaukonitkalk vom km 295,0 der Bundesautobahn Würzburg—Nürnberg erbrachte für das Mineral eine Struktur, die zwischen Seladonit und Glaukonit liegt (Definitionen nach Tröger 1967).

Zur Glaukonitgenese

Neben den mineralischen Grundstoffen ist das environment maßgeblich an der Glaukonitgenese beteiligt. Von zahlreichen Autoren werden als Bildungsraum fossiler wie rezenter Glaukonite Küstennähe, Meeresbuchten und flacher Schelfbereich angegeben (Murray & Philippi 1908, Takahashi & Yagi 1929, Burst 1958, Valeton 1958, Pratt 1961, Deer-Howie-Zussman 1962, Mero 1965). Gorbunova (1950) und Borchert & Braun (1963) führen die eisenreichen blaugrünen Glaukonite auf küstennahe Flachwasserbedingungen zurück und beschränken die Al-reichen gelbgrünen auf küstenfernere und tiefere Bereiche. Eingeschränkte Sedimentation soll der Glaukonitbildung förderlich sein (Murray & Philippi 1908,

[1]) Für die Durchführung danke ich herzlich Herrn Dr. W. Schubert vom Mineralogischen Institut der Universität Würzburg

DEER-HOWIE-ZUSSMAN 1962, PRATT 1961) und stärker bewegter Meeresboden und Turbulenz des strömenden Mediums hemmend wirken (NIGGLI 1952, CLOUD 1955, PRATT 1961). BURST (1958) hält dagegen auch Transgressionen für günstig. Temperaturangaben machen TAKAHASHI & YAGI (1929) sowie NIGGLI (1952). Dieser vertritt die Ansicht, daß kalte Temperaturen maßgebend seien, während jene bei ihren aktualistischen Forschungen warme Wassertemperaturen feststellen. CLOUD (1955) spricht von größeren Toleranzbereichen, meint aber, daß warme Wässer die Glaukonitbildung nicht gerade begünstigten.

Zur Frage des Redoxpotentials bemerkt GOLDMAN (1919), daß der Glaukonit im Grenzbereich von oxidierend/reduzierend gebildet wird. CLOUD (1955) nimmt schwach reduzierende, anaerobe Bedingungen an. BURST (1958) hält bei Foraminiferenfüllungen und Kotpillen innerhalb der Körnchen reduzierendes Milieu für nötig, damit im Gegensatz zum oxidierenden Milieu des Meerwassers das für die Glaukonitisierung notwendige Redoxpotential gewährleistet ist. VALETON (1958) glaubt, der Einbau von Fe(3) in das Glaukonitgitter spreche gegen reduzierende Bedingungen. Enthaltener Pyrit wird einer späteren Phase zugeordnet. GALLIHER (1935) gibt p_H-Werte von 8,0 bis 8,3 für Meerwasser (Monterey-Bay, California) im Bereich der Glaukonitentstehung an.

Den Zeitraum der Glaukonitgenese umreißt KAUTZ (1964) mit synsedimentär bis diagenetisch. VALETON (1958) kann die Glaukonite aus dem Oberoligozän von Walsrode dem frühdiagenetischen Stadium zuweisen.

Sucht man nach Kriterien für die Bildung der fränkischen Glaukonite, so ergibt sich die Frage nach der Beschaffenheit des Ablagerungsgebietes. Dieses trägt den Charakter eines küstennahen Meeresbereiches mit chemisch-organogener Sedimentation unter Zufuhr von Klastika.

Unter den Sedimenten mit Glaukonitführung sind vertreten: Oosparite, Biosparite, Biomikrite, Silt- und Sandsteine. Damit umfaßt der petrographische Rahmen einen großen Spielraum. Als gemeinsames Merkmal bietet sich der Gehalt an organogener Substanz an. In den Oolithen sind es Algen-Onkoide, in den Biospariten und -mikriten Invertebraten- und Wirbeltierreste und in den Silt- und Sandsteinen überwiegend Wirbeltierrelikte. Deren Anwesenheit kann als die Prämisse der Glaukonitbildung gelten. Die negative Beweisführung gelingt über die fossilfreien, schwach tonhaltigen Mikrite, in denen bisher noch kein Glaukonit gefunden wurde. Ausnahmen, wie Glaukonit in Mikrit-gefüllten Gastropodenumgängen oder in Mikrit-ähnlichen feinen Algenlamellen, bestätigen die Zusammenhänge mit organogenem Detritus. Ferner beweisen dies glaukonitisierte Höhlungen und Kavernen in phosphatischem Knochen- und Zahnmaterial sowie Glaukonit in Koprolithen. Wenn größere Mengen an Glaukonit vorkommen, ist auch der Gehalt an phosphatischer Substanz hoch.

Völlig glaukonitisierte Organismenreste gibt es nicht, nicht einmal bei Koprolithen. Das heißt also, daß zusätzlich Stoffe benötigt werden, um Glaukonit aufzubauen. Das Augenmerk fällt dabei auf Ab- und Umbau von Mineralen.

Die Durchsicht der Dünnschliffe erbrachte keine Übergangsstadien von

z. B. Feldspäten, Pyroxenen oder gar Biotit zu Glaukonit. Pyroxene konnten nicht nachgewiesen werden, und Biotit ist äußerst selten. Fe-haltige Erzminerale sind auszuschließen, obwohl Glaukonit mitunter μ-große Körnchen von Pyrit und/oder Brauneisen führt. Am wahrscheinlichsten ist die Genese aus Tonmineralen, wie sie vielfach nachgewiesen wurde. Die benötigte Substanz steht in den Glaukonitkalken mit zahlreichen tonigen Überzügen von Diskordanzflächen, welche Sedimentationswechsel anzeigen, zur Verfügung. In diesen Fällen folgen die Glaukonite in mm-langen Flecken oder Streifen den vorgezeichneten Lagen. In den 2—8 cm mächtigen, Quarz-führenden Grenzbonebed-Horizonten sind die primären Tongehalte zwar geringer, doch ist hier die phosphatische Substanz höher. Die Glaukonitvorkommen in Höhlungen phosphatischer Wirbeltierreste lassen sich kaum auf tonige Substanzen zurückführen, da der Mechanismus einer Einspülung in derart winzige Kammern und Fugen kompliziert sein dürfte. Bei Glaukoniten in Koprolithen könnte man an verschluckte Schlammsubstanz denken, die nachträglich glaukonitisiert wurde. KÖSTER (1965) beschreibt eine von Invertebraten-Sedimentfressern mitbedingte Glaukonitbildung aus der Regensburger Oberkreide.

*

Im unmittelbaren Grenzbereich findet die Glaukonitbildung in Sedimenten statt, welche Flachmeercharakter bezeugen. Abgebaute organische Substanz liefert wahrscheinlich über Porenwasserströme des Sedimentes und Lösungen, welche aus dem darüber stehenden Meerwasser stammen, das für eine Glaukonitisation tonigen Materials notwendige Redoxpotential und die benötigten Kationen. Für die feinkörnigen Glaukonite in phosphatischen Wirbeltierrelikten ist dagegen eine Genese über organische Substanzen oder kolloidale Gele zu erwägen (SMULIKOWSKI 1954).
Der Zeitpunkt dieser Vorgänge liegt in der Frühdiagenese. Beweise liefern Glaukonite, die in Spalten von Phosphaten oder in primären Höhlungen von Wirbeltierresten sprossen, während danach und darauf erst Fasercalcite Platz nehmen (Dünnschliff 102). Das unterstreicht ferner Schliff 113, wo die Dolomitisation nach der Glaukonitbildung erfolgt; Dolomitkristalle schließen Glaukonit ein.
Wenn der Glaukonit als diagenetische Bildung anzusehen ist, so erschweren sich Aussagen bezüglich einer Fragestellung marin oder brackisch. Als marine Bildung müßte er in den Mikriten des Hauptmuschelkalkes vertreten sein. Dort fehlt er aber überall. Die Region des Glaukonitkalkes weist sich demgegenüber durch schwach übersalzenes Milieu (zunehmend feinkörnige Dolomitkomponenten) aus, während im glaukonithaltigen Werksandstein des Lettenkeupers brackische Verhältnisse als wahrscheinlich gelten können. Aus diesen Gegenüberstellungen verbietet es sich vorläufig, den Glaukonit

in fränkischen Gesteinen der Muschelkalk-Keuper-Grenze zur Milieuindikation zu verwenden Das betrifft auch Glaukonite, die umgelagert worden sind. Man erkennt sie am Grad der Zurundung zu Körnchen. Der Anteil an feinerkörnigen Blättchen, welche ohne wesentliche Umgestaltung aufgearbeitet, transportiert und wieder abgesetzt wurden, mag bei Glaukonitnestern und mächtigeren Streifen eine Rolle spielen.

Glimmer und Tonminerale

Die Kalke aus der Grenzregion mo/ku weisen sich durch Glimmerarmut aus. FISCHER (1908) bemerkt aber, daß Biotite infolge leichter Zersetzlichkeit gebleicht sein könnten, weshalb sie leichter verkannt würden. Dementsprechend beschreibt er häufiger Muskovite, die ebenfalls stark zersetzt sind, was bis zu Kaolin-artigen Produkten gehen kann. Als Vorkommen werden bezeichnet: Quaderkalke von Randersacker, Heidingsfeld, Gerbrunn und Zeubelried; Glaukonitkalke von Randersacker und vom Rotkreuzhof nordöstlich Unterdürrbach; Blauer Dolomit (wahrscheinlich Blaubank), Drusendolomit (Anthrakonitbank?) und Grenzdolomit vom Faulenberg/Würzburg.
Über Tonminerale aus Kalken des Oberen Hauptmuschelkalkes und des Lettenkeupers existieren keine speziellen Untersuchungen, selbst über die Zusammensetzung der tonigen Horizonte wissen wir nichts. Pauschale Angaben über Tonminerale im Muschelkalk Nordost-Bayerns macht BECHER (1965). Danach überwiegt Illit über Kaolinit in marinen Serien. Aus dem engeren Würzburger Raum berichtet LOUDEN (1963) von der Schaumkalkregion des Wellenkalkes, daß sie durch Illit- und Chlorit-Gehalte ausgezeichnet sei.
Bei der Durchsicht der Dünnschliffe war ein mikroskopischer Nachweis von Tonmineralen nicht möglich. Einen quantitativeren Überblick der in den Rückständen des HCl-Auszuges angereicherten Tonsubstanz geben Tabelle 1 und 2 sowie Abb. 13. Dabei ist zu berücksichtigen, daß vor allem bei den Glaukonitkalken Quarz- und Feldspatgehalte inbegriffen sein können.

Erzpartikel

Limonit, Pyrit und Magneteisen gehören zu den häufigsten Erzmineralen in Kalksteinen. Gehalte von 3—5 Vol.-% sind in den Terebratelschichten von Mühlhausen/Wern nicht selten. FÜCHTBAUERS Angaben (1950) aus dem Göttinger Muschelkalk vergleichbar findet man sie besonders in Schillkalken aller Art.
Limonit ist in Fe-entmischten Dolomiten und Ankeriten ausgesprochen häufig (S. 46). Flockige Anreicherungen bis zu 0,5 mmϕ sitzen vielfach in Schillücken. Bemerkenswert sind bandförmige Vorkommen von einigen mm

bis zu 1 cm Länge mit Breiten von 0,02 bis 2,9 mm, oft mit Glaukonit gepaart. Limonit-vererzte Schalenleisten von Muscheln und Brachiopoden sowie limonitisierte Ostracodenklappen sind bereits im Handstück an Biospariten und Biomikriten zu beobachten. Inwieweit hier umgewandelter Pyrit vorgelegen hat, läßt sich nicht angeben.

Pyrit gibt sich im Auflicht als licht-weißgelbes Mineral zu erkennen. Es füllt mit μ-großen Partikeln mitunter mengenhaft die Intergranularräume, es hält sich an fossile Substanzen. Kleinste Körnchen ballen sich gern zu runden Häufchen zusammen, größere (um 10 μ ϕ) tragen mitunter pseudohexagonalen Habitus.

Magnetit hat bereits THÜRACH (1884) im Würzburger Glaukonitkalk nachgewiesen. In den Schliffen von fossilführenden Kalken zeigen sich ab und zu <10 μ-große Kristalle mit im Auflicht grauen bis bräunlichen Reflexen, welche nicht ideal nach dem Oktaeder begrenzt sind.

Zinkblende ist ein charakteristisches Begleitmineral aller Schillkalke. FISCHER (1908) fand sie im Quaderkalk von Randersacker, WAGNER (1913) in der Oberen Terebratelbank von Krensheim und Uffenheim und sehr häufig in den Sphärocodienkalken von Vellberg-Talheim, Hall und Kirchberg. Zinkblende aus dem Quaderkalk von Dettelbach (Niveau der Oberen Terebratelbank) und der ersten harten Bank im Liegenden der Hauptterebratelbank von Mühlhausen/Wern ist schwarzgrün pleochroitisch; bei Auflicht zeigt sie hellgraue Reflexe mit Stich ins Violette. Typisch ist ihre Bindung an fossilisierte Schalentrümmer mit Kristallgrößen bis zu 0,6 mm. Als außergewöhnlich sind knöllchenartige, konkretionäre Vorkommen von Zinkblende in Mikriten zu bezeichnen. Die runden, auch eckig begrenzten, manchmal pseudohexagonal aussehenden Bildungen sind 0,2—4,0 mm groß. Unter ihnen überwiegen einzelne über solche, die als Doppelexemplare miteinander verwachsen sind. Angebrochene Knöllchen zeigen Spaltflächen. Unter dem Einfluß der Verwitterung lösen sich die Kügelchen und hinterlassen kraterartige Vertiefungen.

CRAMER (1964) beschreibt derartige Einschlüsse aus dem Gelben Kipper der Bohrungen Kleinlangheim 2 und Großlangheim. Eine Röntgenfluorescenzanalyse, die SALGER (in CRAMER 1964) durchführte, ergab starke Zn-Gehalte, sowie As- und Fe-Anteile. Stratigraphisch scharf zu fassen sind die Zinkblendekonkretionen außerdem in den Aufschlüssen nördlich Schwarzenau/Main. Sie liegen knapp über der Grenze zum Gelben Kipper an der Basis der Oberen Terebratelbank. Im Dünnschliff offenbart sich der opake Charakter des Minerals; allerdings lassen sich chemische Unterschiede zu der in den Schillkalken vorhandenen Zinkblende vermuten. Diese ist im Durchlicht schwarz-grün, während jene völlig schwarz wirkt. Im Auflicht zeigen die Knöllchen hellgraue bis bläuliche Reflexe. WEHNER (1965) fand vergleichbares Material in Lesesteinen des Dingolshausener Steinbruchs und nördlich von Pusselsheim. Er ordnet es dem Ostracodenton zu. Ein weiterer,

vorläufig nicht einzuengender Fundpunkt liegt in den Quaderkalkbrüchen nordwestlich Segnitz/Main. Ferner stellen sich Zinkblendepartikel in mikritischen Platten 30 cm unter der Grenzglaukonitbank von der Nürnberger Straße/Würzburg ein. Sie belegen nicht nur die Schichtflächen, indem sie sich mit Wurmspuren und Netzleisten vergesellschaften, sondern erfüllen auch das Innere des Sedimentkörpers.
CRAMER (1964) bemerkt, daß die Kristalle im Kalkstein durchlaufende Schichtung ohne Aufwölbung unterbrechen und folgert, sie seien während der Diagenese durch Sammelkristallisation des im Sediment fein verteilten Zinks entstanden. Für das Schwarzenauer Vorkommen lassen sich diese Angaben insofern einengen, als an einem zufällig durch eine Schillinse abgeschnittenem Kügelchen erschlossen werden kann, daß es breits frühdiagenetisch verfestigt worden sein muß.
Zu erwähnen sind noch Kupferkies aus dem Quaderkalk von Randersacker und Eisenglimmer aus dem von Heidingsfeld (FISCHER 1908), sowie Ilmenit aus der Oberen Terebratelbank von Habelsee.
Die Erzmineralführung von Mikriten ist dürftig, wenn man von den verwitterungsbedingt angereicherten Limonit-Gehalten der Lettenkeuper-Gelbkalke absieht.

Schwerminerale

Schwerminerale begleiten akzessorisch die Einschüttungen von Terrigenquarzen und detritischen Feldspäten, welche in den zahlreichen Biospariten, Biomikriten und auch Intramikriten des Oberen Hauptmuschelkalkes aufgehen. Über die Schwermineralführung entsprechender Gesteine des Lettenkeupers lassen sich keine Angaben machen, da zu wenig Material vorliegt. Die Mikrite beider Abteilungen sind arm an Schwermineralen.
Häufiger beobachtet wurden: Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit. Seltener ist Staurolith. Nach FISCHER (1908) kommt noch Anatas hinzu. THÜRACH (1884) erkannte im Würzburger Glaukonitkalk außerdem Brookit und Granat.
Die Schwermineralvergesellschaftung von Lettenkeupersandsteinen ist durch PATZELT (1964) untersucht worden. Danach herrscht im Mittleren und Oberen Lettenkeuper eine ziemlich einheitliche Verteilung, die von Thüringen bis ins Oberrheintal reicht. Innerhalb dieser Apatit-Provinz gibt PATZELT auf Tabelle 6, S. 17 für Württemberg und Unterfranken folgende auf den Schwermineralgehalt bezogene Prozentzahlen an: Apatit 60—75, Zirkon 2—10, Turmalin 5—25, Rutil 1—10, Granat 0—1, Anatas 0—10 und Monazit 0—1.

Gips, Coelestin, Baryt

In Kalksteinen des Hauptmuschelkalkes und Lettenkeupers gilt Gips als

selten, was nach FISCHER (1908) lösungsbedingt sein soll; Marienglas fand er in einer Druse des Quaderkalkes von Randersacker.
Coelestin ist auf den Wellenkalk beschränkt, während Baryt, der in dieser Abteilung fehlt, über den gesamten Hauptmuschelkalk und auch im Lettenkeuper verbreitet ist. Genannt seien der Quaderkalk von Randersacker, Gerbrunn und Zeubelried, die Glaukonitkalke von Randersacker, Gerbrunn und Rotkreuzhof/Unterdürrbach, der Blaue Dolomit (Blaubank?) von Unterdürrbach und vom Faulenberg/Würzburg sowie der Grenzdolomit der letzteren Lokalität und die Albertibank vom Mönchsberg östlich Enheim.

Organische Substanz

Über die Verteilung organischer Substanz in Kalksteinen der Grenzregion ist bisher wenig bekannt. Im Bereich der Fränkischen Trias gibt LOUDEN (1963) einige Daten über die Verbreitung der Aminosäuren in Wellenkalk und Schaumkalk von Mühlbach (Blatt Neustadt/Saale). Danach liegen die Gehalte in den Schaumkalkbänken durchschnittlich um mehr als das Doppelte über denen aus den Wellenkalken, wobei die Absolutbeträge insgesamt die Größenordnung von 0,01 % erreichen.
Einer Bearbeitung harrt das Problematikum Anthrakonit. Hierunter versteht man kohliges Pigment führenden Calcit, nach dem die anthrakonitischen Kalke des Oberen Lettenkeupers benannt worden sind. Die megaskopisch schwarzen und bituminös wirkenden Kalke erbringen reichhaltig opake Substanz. Diese befindet sich als submikroskopisch zerteiltes Gewebe in Calciten der Grundmasse, in solchen von Fossilresten oder Intraklasten wie auch in Intergranularen. Im Auflicht herrscht stumpfer schwarzer bis schwarzbrauner Glanz vor. Größere Gebilde mit ϕ um 40—150 μ, manchmal zu bandartigen, mm-langen Schnüren zusammengesetzt, führen einige μ-große Pyritpartikel. Die unregelmäßige Form dieser Flocken und Bänder läßt nicht auf Magnetit schließen. Limonit scheidet aus, weil er sich in Schliffdicke gewöhnlich durch gelbliche Transparenz zu erkennen gibt. Da schwärzliche Phosphatkomponenten den dunklen, bituminös anmutenden Charakter des Gesteins verstärken, bleibt bis zu genaueren Analysen die Annahme bestehen, daß hier gegenüber normalen Kalken besonders viel organische Substanz gebunden ist.

Biogene Komponenten, Ooide, Intraklaste, Pellets

Kornkomponenten dieser Art gehören zu den häufigsten, ja gesteinsbildenden Bestandteilen der hier behandelten karbonatischen Sedimente. Sie bestehen überwiegend aus Calcit, untergeordnet auch aus Dolomit.

FOLK (1959) faßte sie unter dem Begriff allochems zusammen. Der Ausdruck besagt, daß zwischen der chemisch-mineralogischen Fixierung (= Genese) der Kornkomponenten und ihrem Ablagerungsort ein Hiatus besteht, der in ihrem Transport begründet liegt. Mit orthochem meint FOLK alle Mineralisationen und Komponenten, welche am Entstehungsort bleiben, also überwiegend Matrix und Bindemittel von Gesteinen, aber auch in situ erhaltene Rifforganismen. Im allgemeinen liefert die natürliche Kombination von allochemen mit orthochemen Komponenten Gesteine unterschiedlicher Zusammensetzung, wobei den Riffbauten ein eigener Status einzuräumen ist.

Biogene Komponenten

Hiermit sind alle erhaltungsfähigen Hartteile von Organismen gemeint. Bei der großen Gruppe der Invertebraten handelt es sich um calcitische, z. T. dolomitisierte Überreste des Exoskelettes. Aus der Gruppe der Vertebraten liegen nur phosphatische Reste des Innenskelettes, Teile des Schuppenkleides und der Außenhaut sowie koprogene Substanzen vor. Eine Gruppe eigener Stellung bilden die in Calciterhaltung, teils dolomitisiert, vorliegenden Kalkalgen.

Unter den Mollusken sind Lamellibranchiaten und Brachiopoden die Schilllieferanten, während Gastropoden untergeordnet beteiligt sind.

Das Schliffbild liefert eine Fülle von Schnitten durch Schalenmaterial. Da die Schnittebene selten ein Fossil ideal quert, ist die Unterscheidung zwischen Muschel- und Brachiopodenresten schwierig. Äußere morphologische Kennzeichen wie Berippung *(Lima, Enantiostreon, Myophoria)* oder Wellung gekoppelt mit geringer Schalendicke *(Placunopsis)* und spießwinkliges Einknicken der Armklappe bei *Coenothyris* erleichtern andererseits auch im Schliff die Zuordnung. Der innere Schalenbau gibt weniger Hinweise für die taxionomische Stellung der Schillkomponenten, weil er großenteils durch Rekristallisation zerstört ist. Geschonte Relikte ermöglichen hin und wieder die Indizierung von μ-breiten und hunderte μ-langen faserigen Lamellenschichten, ab und zu auch der Prismenschicht, wobei die Kombination mit Schalenaußenmerkmalen die Muschelnatur offenbart.

Die Korngrößen des Lamellibranchiaten-, Brachiopodenschills und -Bruchschills halten sich in Biospariten und Biomikriten an den arenitischen Bereich; dabei überwiegt die Bruchschillkomponente. Im ruditischen Bereich bleibt bei Biomikriten der Bruchschillanteil gegenüber dem Schill zurück. Einzelne Schalenleisten erreichen bis zu 1,5 cm Länge. Lutitische Komponenten sind vorwiegend in Biospariten zu finden. Es handelt sich um Bruchschill und Schalenabrieb (S. 41). Die Zurundung des Bruchschills als Folge der Transportbeanspruchung ist bei den feinkörnigen Fraktionen ausgeprägter als bei den grobkörnigen. Sie zeigt besonders bei den Quaderkalken und einigen anderen fossilreichen Bänken (Hauptterebratelbank, Knauerige

Bank, Dachbank der Oberen Terebratelbank) an, daß das Schalenmaterial mit abnehmender Korngröße länger transportiert, zerbrochen und zugerundet wurde. Oftmals mögen gröbere Komponenten, sobald sie in Mikritbestückten Schlamm-Schillwalzen transportiert wurden, in diesen vor intensiver Abnutzung bewahrt worden sein.
Ein Gastropodenanteil von 10 Vol.-%, wie er 10 cm über der Basis in der Quaderkalkbank (Schliff 117, Basisniveau Obere Terebratelbank) von Dettelbach vorkommt, gilt als Ausnahme. Gastropoden fallen unter den akzessorischen Schillbestand. Die zwischen 0,1 und 7 mm betragenden Anschnitte gehören zu Exemplaren, welche kaum Transportbeanspruchung aufweisen. Wahrscheinlich hat die häufige Mikritfüllung — manchmal unter Beteiligung von biogenem Detritus — der Gehäuseumgänge den dünnen, spätig erhaltenen Wandungen Stabilität verliehen.
Von den Vermes sind die Serpulimorpha zu erwähnen, deren Vertreter *Spirorbis* ebenfalls akzessorisch auftritt. Die äußerst dünnen und spätigen Schalen äußern sich im Schliffbild in Spiralschnitten. Deren Durchmesser liegen zwischen 0,3—1,7 mm.
Die Arthropoda sind durch die Ostracoda vertreten und stellen im Grenzbereich größere Schill- und Bruchschillmengen. In den Dolomikriten und Mikriten des Lettenkeuper besetzen Conchostraken lokal die Dachflächen entsprechender Bänke.
Die phosphatischen Wirbeltierreste ordnen sich dem biogenen Detritus der mikritischen und sparitischen Kalke bei.
Die Kalkalge *Sphaerocodium* hat in Gesteinen der Kalkfazies (Sphärocodienkalke) eine weite Verbreitung. Die mikritisch dichten Algenhüllen umschließen Schillfragmente, aber auch Sedimentpartikel. Ein sicheres Indiz für die Algennatur geben diskordant übereinander lagernde Algenhüllen, was aber nicht immer beobachtet werden kann. Die Kalkalgen aus dem Oberen Gervillienkalk von Kirchberg/Jagst (Schliffe 74, 75) weisen Größen zwischen 3 und 12 mm auf. Scharfe Bruchkanten deuten auf Umlagerung. Verdriftete Exemplare kommen ferner im Oosparit des Quaderkalkes (Niveau Hauptterebratelbank) von Riedenheim und im Biomikrudit der Oberen Hauptquader von Randersacker vor (Schliffe 44, 94). Wagner (1913) berichtet von Algen im Splitter- und Knauerkalk (= Knauerige Bank) über der Kiesbank von Gerchsheim (Tonfazies).

Ooide

Fast alle Kornkomponenten dieser Gruppe zeichnen sich durch einen schalig umhüllten Kern aus. Die Umhüllung von Ooiden zeigt Lagen- oder Radialstruktur. Besitzt der Kern länglich walzenförmige Gestalt, so bilden sich parallel dazu verlaufende Lagen (Walzenooide nach Usdowski 1962). Schalenlose Partikel ohne Interngefüge heißen Pseudooide, sofern sie Zu-

rundung aufweisen. Sie setzen sich gewöhnlich aus mikritischem Material zusammen. Die Abgrenzung gegen intraformationelle Gerölle geschieht nach dem Umriß, der bei letzteren flachelliptisch zu sein pflegt.

Onkoide sind schalig aufgebaute Partikel, die aus dem Wachstum von Organismen resultieren. Morphologisch gleichen sie sehr den Walzenooiden. Ihre Zuordnung zur Kalkalge *Sphaerocodium* ist in den untersuchten Gesteinen einwandfrei gegeben.

Zur Klärung der Ooid-Genese ziehen zahlreiche Autoren Vergleiche mit rezenten Vorkommen. SEIBOLD (1964) nennt folgende Stellen, an denen gegenwärtig Oidbildung studiert werden kann: Bahamas-Bänke südöstlich Florida, Golf von Suez, vor Djerba (Tunesien), Great Salt Lake (USA) und Aralsee (UdSSR).

In letzter Zeit wurde vor allem das Vorkommen auf den Bahamas von NEWELL, PURDY und IMBRIE (1960) untersucht. Die Bearbeiter stellten fest, daß die Ooide im stark bewegten Flachwasser (Maximum 2 m Tiefe) der Bankränder entstehen. Wichtig ist die Zufuhr kühleren Wassers in die Flachbereiche, wo durch verstärkte Erwärmung eine Übersättigung an $Ca(HCO_3)_2$ mittels Bildung von Aragonit aufgehoben wird. Dieser benutzt den im Gezeitenstrom aufgewirbelten Detritus als Kristallisationskerne. Durch diagenetische Umwandlung tritt im Laufe der Zeit Calcit anstelle des Aragonits.

Für die Entstehung der Oolithe im Oberen Hauptmuschelkalk unseres Untersuchungsgebietes dürften gleichfalls Seichtwasser, Turbulenz und Kalkübersättigung bei reichlichem Vorhandensein von Detritus maßgebend gewesen sein. Die bekannten Vorkommen (WAGNER 1913) in den Gervillienkalken und der Oberen Terebratelbank der Kalkfazies zeichnen sich immerhin durch ihre Nähe zur ehemaligen Küste aus (ca. 30—50 km). Das Auftreten von Oolithen im Quaderkalk (Riedenheim) bestätigt den Untiefencharakter des der Gammesfelder Barre (RUTTE 1965) vorgelagerten Bereiches.

Aus manchen Profilen geht hervor, daß es sich nicht immer um reine Oolithe handelt, da sie oft mit Schillen vergesellschaftet sind. Die Vermischung mit biogenem Detritus erfolgt bei der Verfrachtung des oolithischen Materials. Im Falle des Quaderkalkes scheint sie aber nicht über die Verbreitungsgrenze desselben hinausgegangen zu sein, weil in den östlich, nördlich und westlich anschließenden Faziesgebieten keine nennenswerten Vorkommen aufzuspüren sind. Echte, konzentrisch-schalige Ooide fanden sich nur im küstennahen Bereich: Ansammlung von 14—16 stark gequetschten und ineinander verpreßten Exemplaren in der Hauptterebratelbank von Mistlau/Jagst (Schliff 67, Kalkfazies), korrodierte Ooide in der Oberen Terebratelbank vom gleichen Aufschluß (Schliff 60), insgesamt mit Durchmessergrößen zwischen 80 und 320 μ.

Einzelne, um 90 μ große Ooide mit Radialstruktur sind aus dem Dettelbacher Aufschluß zu melden (Schliff 114 Quaderkalk, Niveau Knauerige Bank/Gelber Kipper; Schliff 118 Obere Terebratelbank, Knollenkalkfolge der Basis).

Im Dünnschliff 44 von Riedenheim (Quaderkalkfazies) wird das mikrofazielle Bild von einem anderen Ooidtyp beherrscht: Es handelt sich hier um 0,3—0,7 mm messende Walzenooide. Diese setzen sich aus länglichen Schalenbruchstücken zusammen, die von einer oder mehreren Calcitlagen ummantelt werden. Daneben zeigen auch kleine Gastropoden, Ostracodenschalen, Gesteinsbruchstücke und Pseudooide schalige Umhüllungen. Die eingeschlossenen Kernpartikel sind gut zugerundet und liegen ebenfalls im Bereich von 0,1 mm. Zu den Ooiden gesellen sich Schalentrümmer, die keine oder nur unvollkommene Hüllsubstanz tragen, sowie solche Partikel, die als Onkoide zu deuten sind. Die unterschiedliche Komponentenbeteiligung gibt Hinweise auf eine nach der Ooidbildung vollzogene Umlagerung und Vermischung mit Fremdmaterial.

Im Gegensatz zum Würzburger Wellenkalk erbringen die untersuchten Kalke des Oberen Hauptmuschelkalkes wenig Pseudooide. Vereinzelte Exemplare liegen in den Schliffen 60 und 94 vor (Obere Terebratelbank von Mistlau, Obere Hauptquader von Randersacker). Es sind 0,1—0,35 mm große, zugerundete Mikritpartikel. Superficial ooids (Illing 1954) mit meist großem, mikritischem Kern und einer Hülle stellen sich mit ϕ um 0,1 mm in den Schliffen 66 und 69 akzessorisch ein (Terebratelschichten knapp über der HTB und in den Oberen Gervillienkalken von Mistlau). Feinspätig umkristallisierte Ooide sind im Schliff 129 (Basis Obere Terebratelbank) von Mühlhausen/Wern und im Schliff 76 (Blaubank) von Erkenbrechtshausen enthalten. Die Durchmesser schwanken um 50—90 μ. Lettenkeupermikriten und -dolomikriten fehlen Ooide. Ausnahmen scheinen sich an das südliche Küstengebiet und an Sonderfazies (Grenzdolomit) zu halten.

Intraklaste

Mit Folk (1959) sind intraformationelle Gerölle gemeint, welche erosiv oder denudativ aus erhärteten Gesteinsverbänden aufgearbeitet und beim anschließenden Transport zugerundet werden.

Im Oberen Hauptmuschelkalk gibt es gelegentlich Einschaltungen, welche sich mit den Konglomeratbänken des Wellenkalkes vergleichen lassen. Die intraformationellen Gerölle treten in Begleitung von Schillen auf. Es sind hauptsächlich Mikrite. Daneben tauchen auch Gerölle von Biomikriten, Biopelmikriten und Pelmikriten auf. Nur manchmal ist der Zusammenhang des Gerölls mit dem Muttergestein ersichtlich, etwa in der Hauptterebratelbank von Rütschenhausen, wo die mikritische Erosionsbasis schichtstufenartig angeschnitten ist, und cm-große Teile derselben im darüberliegenden Schill schwimmen. Oft jedoch ist die Bezeichnung intraformationell nicht gewährleistet, und zwar dann, wenn mit der Aufarbeitung gleich-

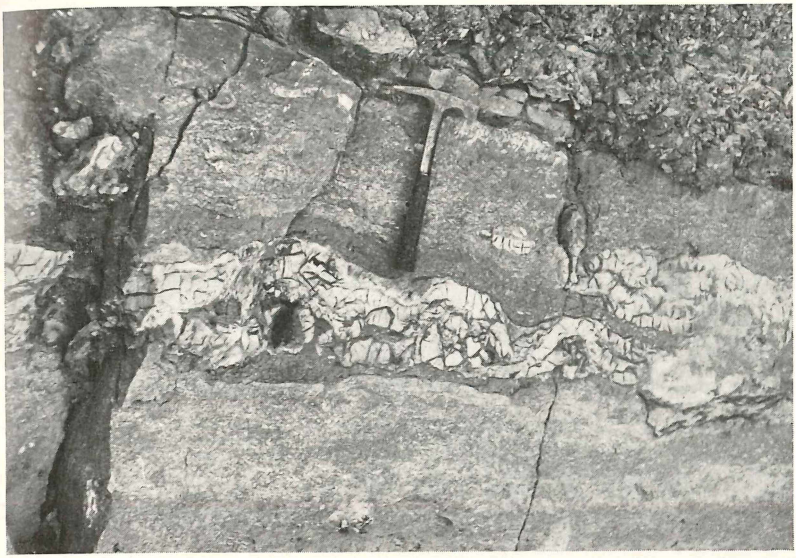


Abb. 5: Von einer Schillwalze des Quaderkalkes überfahrene und verfaltete Mikritbank im Steinbruch Schloßplatz/Randersacker.

zeitig eine Verfrachtung einherging. Als Maßstab für solche Vorgänge kann ein 15 cm großes Fremdgeröll dienen, das in der biosparitischen Basisbank des Gelben Kippers von Mühlhausen/Wern aufgefunden wurde.
Viele Aufschlüsse zeigen die Variationsbreite dieser Prozesse. In der obersten Quaderbank vom Schloßplatz/Randersacker (Niveau Ostracodenton/Glaukonitkalk) wurde an der Basis eine mikritische Blaukalkbank von einer Schillwalze überfahren und dabei gestaucht, verfaltet und ausgewalzt.

Der Kalkschlamm muß bereits von festerer Konsistenz gewesen sein, denn die Zerlegung in Gerölle ist nur im Ansatz vorhanden. Die Basisbank aus der Gekrösekalkfolge des Glaukonitkalkes von Dettelbach enthält ein 2 cm mächtiges Mikritbänkchen, das an einer Aufschiebung zerbrochen ist und an benachbarter Stelle erodiert wurde. Die markante Bruchfläche erweist einerseits die diagenetische Verfestigung des Materials, andererseits auch die Heftigkeit einwirkender Abtragung.

Im Oberen Hauptmuschelkalk treten Intraklaste besonders in Schill-führenden Bänken der Terebratelschichten auf. Hier sind sie in der Kalkfazies und Quaderkalkfazies (Quaderbänke der Fränkischen Grenzschichten von Acholshausen, Langensteinach, Marktbreit, Rottenbauer; Obere Hauptquader von Lindflur-Reichenberg) häufiger. Sie kommen aber auch akzessorisch in Kalk-



Abb. 6: Postsedimentär zerbrochenes und teilweise erodiertes Mikritbänkchen an der Basis des Gekrösekalkes (Glaukonitkalk) von Dettelbach.

steinen der Uffenheimer Fazies (Knauerige Bank, Obere Terebratelbank von Tiefenstockheim, Knauerige Bank von Gnötzheim) und solchen der Tonfazies des Beckeninnern vor (Gelber Kipper, Obere Terebratelbank von Mühlhausen/Wern).

Die gängigen Durchmessergrößen bewegen sich im mm/cm-Bereich. Die Gerölle haben Walzenform. Je kleiner das Korn wird, desto mehr zeigt das Geröll kreisförmigen Umriß. Partikel unter 0,5—0,4 mm ϕ lassen sich dann kaum von Pseudooiden trennen.

Zur Genese der intraformationellen Konglomerathorizonte des Wellenkalkes führt Haltenhof (1962) aus, daß sie keine Indizien für küstennahe Bildungen, sondern eher für geringe Wassertiefen abgeben. Damit zusammenhängend sind Hardgrounds und vereinzelt auch Emersionsflächen nachzuweisen. Ihre Bildung vollzog sich im Gefolge flächenhafter Aufarbeitung, weniger durch lineare Erosion in Rinnen.

Versucht man das Bildungsmilieu der Intraklaste aus dem Hauptmuschelkalk anhand Haltenhofs Beobachtungen zu erhellen, so ergeben sich Parallelen in der geringen Wassertiefe. Die oben gefolgerte flächenhafte Aufarbeitung hat hier ihre Ursachen in turbulenten Wasserströmungen; sie wird durch mitgeführte Schillfracht unterstützt, denn es werden sowohl Denudationsflächen als auch die Gerölle selber vom Schill überzogen bzw. darin eingeschlossen. Lineare Erosion wirkt untergeordnet mit.

Intraklaste in Lettenkeuperkalken halten sich an die kalkige Bewegtwasser-

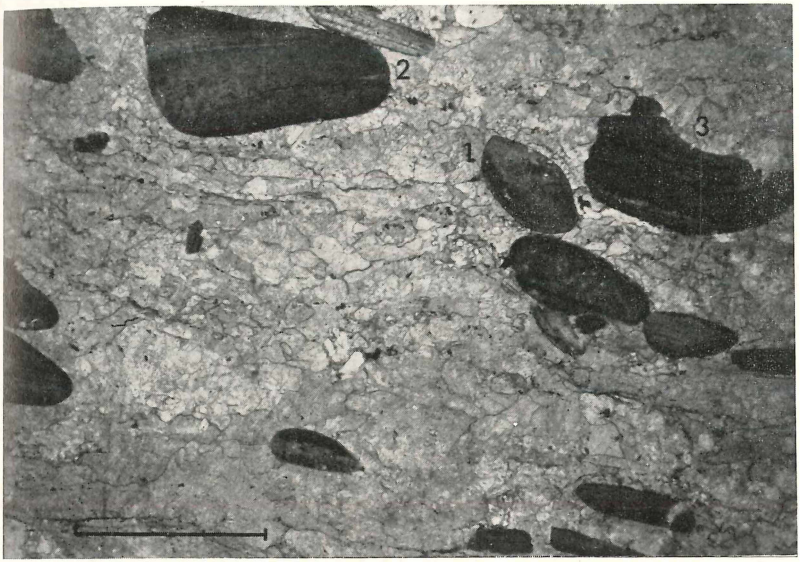


Abb. 7: Gerölle von Mikriten (1), Laminitmikriten (2) und vermutlichen Algenrelikten (3) im Intersparrudit der Albertibank am km 219,55 Bundesautobahn Würzburg—Fulda. Die Maßstabslänge entspricht 1 mm (Dünnschliff 109, senkrecht zur Schichtung).

fazies, die durch die anthrakonitischen Kalke ausgewiesen ist (Albertibank in anthrakonitischer Fazies vom km 219,55 der Bundesautobahn Würzburg/Fulda). Ausnahmen bilden hier küstennahe Kalke (Untere Dolomite von Erkenbrechtshausen). Die Abkunft der Gerölle aus der Albertibank ist vorerst nicht zu erschließen, da die Abtragungsbasis nirgends einzusehen ist. Der petrographische Charakter der mm-großen Walzen-Gerölle ist mehrdeutig. In Frage kommen Mikrite, Laminitmikrite und Biosparruditkomponenten, die gekrümmten Algenresten ähneln.

Pellets

Es handelt sich um 0,06—0,3 mm messende calcitische, manchmal dolomitische Komponenten. Die Genese ist nicht immer eindeutig. Es fällt jedoch auf, daß sie bevorzugt in mikritischen Kalken erscheinen. In solchen des Oberen Hauptmuschelkalkes beobachtet man häufig Rekristallisation mikritischer Bereiche zu Spat, der dann nicht betroffenen Mikrit abschnürt und so Pellets liefert.
Sie kommen aber auch in Schillen vor. So sind sie mit Bruchschill in stark gewölbten Muschel- und Brachiopodenschalen gepaart, welche als Sedimentfänger dienen. Daraus folgt Transport. Manche Autoren (Hatch, Rastall, Black 1938, Folk

1959) halten eine koprogene Entstehung durch Invertebraten — vorwiegend Schlammfresser — für möglich und verweisen darauf, daß die Pellets höhere Gehalte an organischer Substanz als ihre Umgebung führen.
In den Gesteinen des Oberen Hauptmuschelkalkes können Pellets punktförmig bis zu 15—20 Vol.-% ausmachen. Im Dünnschliff 29 (Obere Terebratelbank von Tiefenstockheim) wechsellagern sie mit Schill und gröberem Calcit-Bindemittel. In anderen Schliffen besonders der Terebratelschichten liegen Pellets als Nebengemengteil der Schill- und Bruchschillkomponenten vor. Dolomitische Vertreter sind im kalkig gebundenen Grenzbonebed von Rüblingen/Kocher (Schliff 56) vorhanden.
Lettenkeuperkalke scheinen frei von größeren Pellet-Gehalten zu sein. Das

---

Tafel 2: *Kalksteintypen des Oberen Hauptmuschelkalkes*
Die Abbildungen wurden durch Vergrößern der Dünnschliffe gewonnen. Es handelt sich daher um Negativansichten. Der Dünnschliff in Fig. 3 liegt parallel zur Schichtung, die anderen senkrecht. Die Maßstabslängen entsprechen 5 mm.

Fig. 1: Biopelsparit der Hauptterebratelbank von Windischbrachbach (Kochendorfer Fazies). Die Grobkornkomponente setzt sich aus Lamellibranchiaten-, Brachiopoden- und Gastropodenschill, bzw. Bruchschill, sowie intraformationellen Geröllen (helle Partikel im Bild) zusammen (Großschliff 15).

Fig. 2: Lamellibranchiaten-Biomikrit der Oberen Hauptquader von Randersacker (Quaderkalkfazies, stratigraphisches Niveau des Ostracodentones). Schill und Bruchschill bilden ein lockeres Gerüst, dessen Zwischenräume von mikritischer Grundmasse verfüllt werden. Die großen Schalenleisten dienen als Sedimentfänger (Großschliff 19).

Fig. 3: Sphaerocodien-Biomikrudit aus den Gervillienkalken (3,4 m unter der Hauptterebratelbank) von Kirchberg/Jagst (Kalkfazies). Die Kalkalgen umhüllen in mehreren Lagen Schill- und Bruchschillbestandteile. An einigen Exemplaren ist durch Umlagerung bedingte Abnutzung zu erkennen (unten links) (Großschliff 17).

Fig. 4: Ostracoden-Biosparit aus einer Quaderbank im Ostracodenton von Dettelbach (Quaderkalkfazies). Das Gestein besteht aus einer dichten Packung von Ostracodenschälchen, die einem Schrägschüttungskörper angehören (Großschliff 29).

Fig. 5: Lamellibranchiaten-Biosparrudit der Hauptglaukonitbank von Mühlhausen/Wern (Tonfazies) mit relativ guter Sortierung der ineinander verpreßten Komponenten. Bei den lichtweißen rundlichen Bestandteilen unten links und rechts außen im Bild handelt es sich um phosphatische Koprolithen (Großschliff 30).

Fig. 6: Oosparit der Oberen Hauptquader von Riedenheim (Quaderkalkfazies, stratigraphisches Niveau der Hauptterebratelbank) mit Bruchschill und Ooiden, die aus großem Kern und wenig Umhüllungen bestehen (Großschliff 11).

1
2
3
4
5
6

vorhandene Schliffmaterial weist sie in den Unteren Dolomiten von Erkenbrechtshausen (Schliffe 79, 80) und in Geröllen der Albertibank vom km 219,55 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda aus.

Dünnschliffe

OBERER HAUPTMUSCHELKALK

— KOCHENDORFER FAZIES —

I. Windischbrachbach:
Terebratelschichten: 1. dolomitische, Schill-führende Mikrite, 2. dolomitische Biomikrite bis -mikrudite, 3. Biopelmikrite bis / und -sparite.
Glaukonitkalk: Biomikrudite bis -sparrudite.
II. Rüblingen:
Grenzbonebed: 1. Siltquarz-haltiger Ostracoden-Biosparit, 2. dolomitischer Biopelmikrit.

— KALKFAZIES —

I. Mistlau/Jagst:
Obere Gervillienkalke: 1. Lamellibranchiaten-Biomikrite bis -mikrudite, 2. dolomitisierte Biomikrudite, 3. Biopelmikrite.
Terebratelschichten: 1. Lamellibranchiaten-Biomikrite bis -mikrudite, 2. dolomitisierte Biomikrite, 3. (dolomitisierte) Intramikrudite, 4. dolomitisierte Biosparite bis -sparrudite, 5. dolomitisierte Lamellibranchiaten/Brachiopoden-Biosparrudite.
Fränkische Grenzschichten: 1. Mollusken-Biomikrudite (= mit Gastropodenschill), 2. dolomitisierte Lamellibranchiaten-Biosparrudite.
II. Kirchberg/Jagst:
Obere Gervillienkalke: 1. (dolomitische) Mollusken-Biomikrite, 2. Sphärocodien-Biomikrudite.
III. Herdtlingshagen:
Glaukonitkalk: 1. Quarz-sandige, dolomitische Biosparrudite, 2. calcitische, Phosphat-haltige Quarz-Fein- bis Mittelsandsteine.
IV. Erkenbrechtshausen:
Grenzbonebed: dolomitischer, Phosphat-haltiger Quarz-Mittel- bis Grobsandstein.

— UFFENHEIMER FAZIES —

I. Habelsee:
Terebratelschichten: 1. dolomitischer Mikrit, 2. (dolomitisierte) Lamellibranchiaten-Biomikrudite, 3. dolomitisierte Lamellibranchiaten/Brachiopoden-Biomikrudite bis/und -sparrudite, 4. Biopelsparite.
Kalkbank im Ostracodenton: Dolomitischer Mikrit.
Glaukonitkalk: Phosphat-haltiger Quarz-Siltstein bis Feinsandstein.
Grenzbonebed: Quarz-haltiger Phosphat-Grobsandstein bis Psephit.

II. Tiefenstockheim:
Terebratelschichten: 1. dolomitische Biomikrite, 2. dolomitisierte Biopelmikrite, 3. Pelsparite, 4. dolomitisierte Biosparrudite, 5. Placunopsiden-Biolithite.
Glaukonitkalk: (Quarzsand-haltige) Ostracoden-Biosparite.
III. Steinsfeld:
Grenzbonebed: Mittel- bis grobkristallinischer Biogen-Dolomit.
IV. Schwarzenau/Main:
Obere Terebratelbank: Zinkblende-haltiger Mikrit.
Glaukonitkalk: Phosphat-haltiger Biosparrudit.

— QUADERKALKFAZIES —

I. Randersacker:
Quaderbänke: 1. Biomikrite bis -mikrudite, 2. (dolomitisierte) Mollusken-Biosparrudite.
Normalausbildung:
Kalkige Einschaltungen im Ostracodenton: Mikrite.
Grenzbonebed: calcitische, Phosphat-haltige Quarz-Fein- bis Mittelsandsteine.
II. Autobahn Würzburg—Nürnberg, km 295,0:
Glaukonitkalk: dolomitischer Ostracoden-Biosparit.
III. Dettelbach:
Quaderbänke: 1. dolomitisierte Biomikrudite, 2. dolomitisierte Biopelmikrite bis -sparite, 3. dolomitisierte Ostracoden-Biopelmikrite, 4. Ostracoden-Biosparite.
Normalausbildung:
Terebratelschichten: 1. Lamellibranchiaten-führender Mikrit, 2. Mollusken-Biomikrite, 3. Biopelmikrite, 4. dolomitisierte Biosparite.
IV. Riedenheim:
Quaderbank: Oosparite.

— TONFAZIES DES BECKENINNERN —

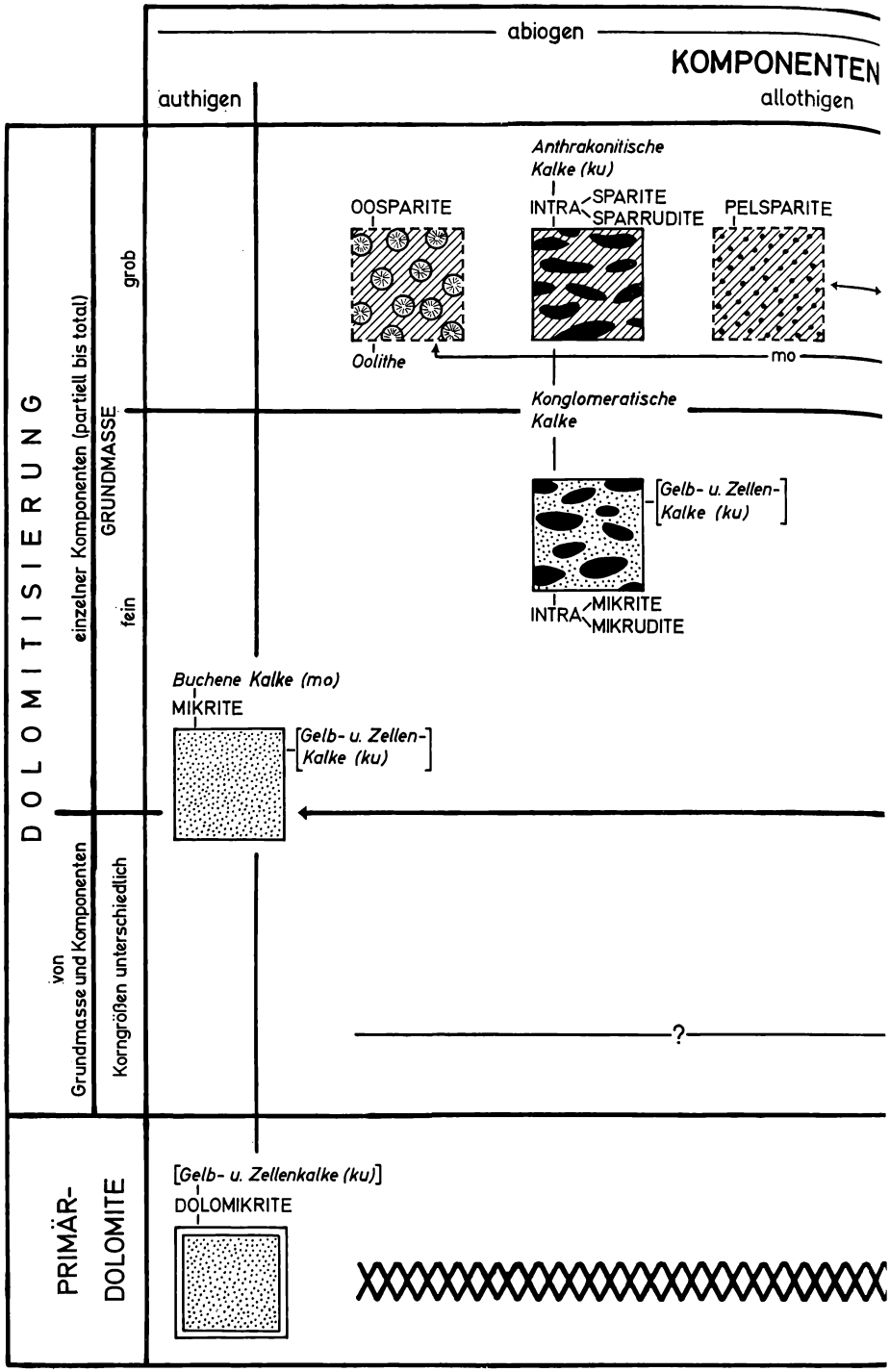
I. Würzburg (Nürnberger Straße, Grainberg, Lindleinsberg):
Glaukonitkalk: 1. Mikrite, 2. Biomikrite bis/und -sparite, 3. Mollusken-Biosparrudite, 4. Siltquarz- und Quarz-Feinsand-haltige Ostracoden-Biosparite,

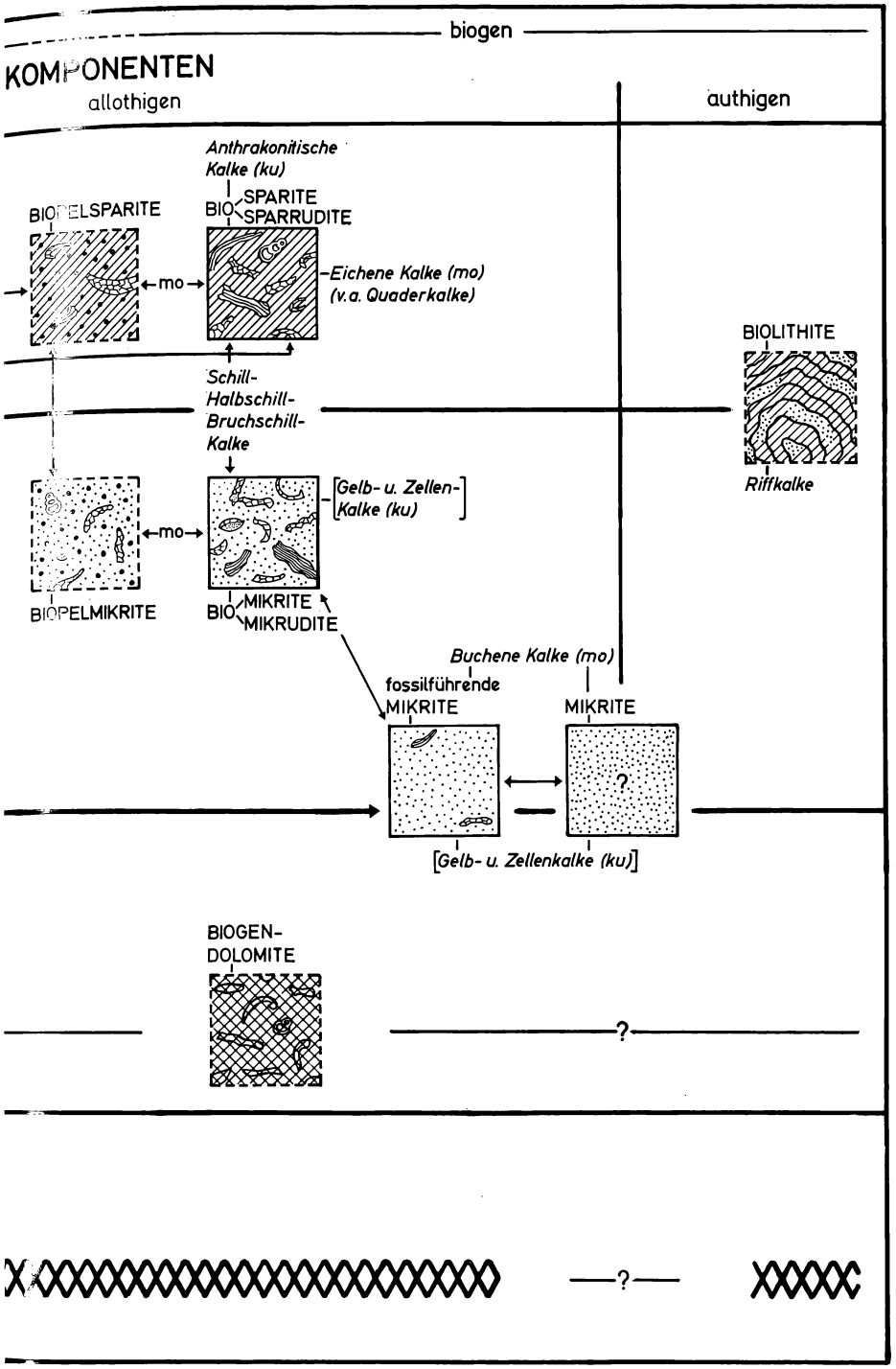
---

Erklärung zur Tabelle auf den folgenden Seiten ▶

Tafel 3: *Schematische Übersicht der verschiedenen Karbonatgesteinstypen aus Oberem Hauptmuschelkalk und Lettenkeuper des Untersuchungsgebietes*

Die Umrandung der einzelnen Varietäten gibt ihre stratigraphische Stellung an: geschlossene Linien = Oberer Hauptmuschelkalk und Lettenkeuper, unterbrochene Linien = nur Oberer Hauptmuschelkalk, doppelte Linien = nur Lettenkeuper. Pfeile zwischen einzelnen Typen zeigen Übergänge und Mischungsmöglichkeiten an. Fragezeichen bedeuten mögliche, aber nicht nachgewiesene Gesteinsarten. Die Rautenlinie im Basisfeld soll primär nicht gegebene Dolomitvarietäten kennzeichnen. Gesteinsnamen in eckigen Klammern bezeichnen sekundär veränderte (Verwitterung!) Typen.


abiogen
KOMPONENTEN
authigen
allothigen
DOLOMITISIERUNG
einzelner Komponenten (partiell bis total)
GRUNDMASSE
grob
fein
von Grundmasse und Komponenten
Korngrößen unterschiedlich
PRIMÄR-DOLOMITE
Anthrakonitische Kalke (ku)
OOSPARITE
INTRA
SPARITE
SPARRUDITE
PELSPARITE
Oolithe
mo
Konglomeratische Kalke
[Gelb- u. Zellen-Kalke (ku)]
INTRA
MIKRITE
MIKRUDITE
Buchene Kalke (mo)
MIKRITE
[Gelb- u. Zellen-Kalke (ku)]
?
[Gelb- u. Zellenkalke (ku)]
DOLOMIKRITE


biogen
KOMPONENTEN
allothigen
authigen
Anthrakonitische Kalke (ku)
BIO SPARITE
BIO SPARRUDITE
BIOPELSPARITE
mo
Eichene Kalke (mo) (v.a. Quaderkalke)
BIOLITHITE
Schill- Halbschill- Bruchschill- Kalke
Riffkalke
Gelb- u. Zellen- Kalke (ku)
mo
BIOPELMIKRITE
BIO MIKRITE
BIO MIKRUDITE
Buchene Kalke (mo)
fossilführende MIKRITE
MIKRITE
?
[Gelb- u. Zellenkalke (ku)]
BIOGEN- DOLOMITE
?
?

5. glaukonitische, Quarz-sandige Biosparrudite, 6. dolomitische, Siltquarz-haltige Ostracoden-Biomikrite.
II. Mühlhausen/Wern:
Terebratelschichten: 1. dolomitische Mikrite, 2. fossilführende Mikrite, 3. Lamellibranchiaten-Biomikrite bis/und -mikrudite, 4. dolomitisierte Lamellibranchiaten/Brachiopoden-Biosparite, 5. dolomitisierte Lamellibranchiaten/Brachiopoden-Biomikrudite bis -sparrudite, 6. Mollusken-Biomikrite bis -mikrudite und Mollusken-Biosparite bis -sparrudite.
Kalkbank im Ostracodenton: Ostracoden-Biosparit.
Glaukonitkalk: Lamellibranchiaten-Biosparrudit.
III. Rütschenhausen und Schwebenried:
Glaukonitkalk: Biosparite bis -sparrudite.

— LETTENKEUPER —

Südbereich:
I. Erkenbrechtshausen:
Blaubank: Biomikrit.
Untere Dolomite: 1. Intermikrudite, 2. Quarzsand-haltige Mollusken-Biosparite, 3. (Ankerit-haltige) Dolomikrite, 4. fein- bis grobkristallinische Biogen-Dolomite.
II. Kirchberg/Jagst:
Untere Dolomite: 1. Laminit-Mikrite, 2. (Siltquarz-haltige und fossilführende) Dolomikrite.
Zelliger Mergelkalk: Mikrit.
Nordbereich:
I. Randersacker:
Blaubank: 1. dolomitisierte Mikrite, 2. Limonit-haltige Dolomikrite.
II. Estenfeld:
Anthrakonitische Bank: Gesteinsbruchstücke- und Quarz-Feinsand-haltige Biosparrudite.
III. Autobahn Würzburg—Fulda, km 242,3:
Blaubank: (Laminit-) Dolomikrite.
Untere Dolomite: (Laminit-)Dolomikrite.
IV. Autobahn Würzburg—Fulda, km 219,55:
Albertibank: Intrasparite bis -sparrudite.

*

Die Dünnschliffbestimmungen an karbonatischen Gesteinen lassen Aussagen über die fazielle Breite der Sedimentation erwarten.
Der Bereich der Kalkfazies ist während des Oberen Hauptmuschelkalkes durch überwiegend mikritische Sedimentation gekennzeichnet. Die biogene Komponentenbeteiligung weist eine außerordentliche Streuung auf, so daß von einem arten- und individuenreichen Faunenbestand gesprochen werden kann. Gegenüber anderen Faziesgebieten hat die Kalkalge *Sphaerocodium* größere Verbreitung. Dasselbe gilt für den Anteil phosphatischer Wirbeltier-

reste in den Kalken. Die Nähe einer Küstenregion macht sich auch in einem erhöhten Gehalt an Ooiden, Intraklasten sowie Silt / Sandeinstreuungen bemerkbar. Die Beteiligung von Dolomit kommt in der Kalksteingrundmasse durch Haufwerke von Einzelrhomboedern zum Tragen. Daneben ist auch Dolomitisation von biogenen Komponenten, Ooiden und Intraklasten zu beobachten.

Karbonatische Gesteine der Uffenheimer Fazies zeigen eine ziemlich gleichmäßige Verteilung von mikritischen und sparitischen Typen. In der Fossilführung fallen besonders die Riffbauten der *Placunopsis ostracina* (Tiefenstockheim) auf. Im Gegensatz zur Kalkfazies fehlen Ooide. Intraformationelle Gerölle sind selten, Pellets dagegen häufiger. Eigenartig sind die Vorkommen von Zinkblende-haltigen Mikriten in den Terebratelschichten. Dolomit liegt sowohl in der Grundmasse als auch in biogenen Komponenten vor. Ein Sonderfall ist das völlig dolomitisierte Grenzbonebed von Steinsfeld.

Die für die Quaderkalkfazies typischen Quaderbänke liegen mikritisch und sparitisch gebunden vor. Kennzeichnend ist die Dominanz bestimmter Komponenten, unter den biogenen etwa von Mollusken; aber auch Terebrateln (Terebratelquader) und Ostracoden können gesteinsbildend auftreten. Ferner bilden angehäufte Ooide eigene lithologische Einheiten. Obwohl es nicht zur Entstehung von Konglomeratbänken kommt, sind intraformationelle Gerölle aufsteigend bis zu kopfgroßen Laiben nichts Seltenes. Dolomit scheint sich auf den Ersatz von Fossilbestandteilen und ooidischen Komponenten zu beschränken.

Kalksteinen der Tonfazies kommt ein annähernd gleichbleibendes Verhältnis von biomikritischen zu biosparitischen Gesteinen zu. Gegenüber anderen Faziesgebieten sind reine Mikrite mehr beteiligt. Die Vielfalt an Komponenten scheint gemindert. Gängige Gesteinstypen enthalten meistens Lamellibranchiaten- und Brachiopodenschill bzw. -bruchschill. Daneben stehen vereinzelte Vorkommen von stark Ostracoden-führenden Kalksteinen. Ooide sind äußerst selten, Intraklaste und Pellets häufiger. In dolomitischen Mikriten stehen höhere Anteile von Dolomitrhomboedern an, während bei den übrigen Gesteinen die übliche Dolomitisation von Organismenresten vorherrscht. Hier und auch in anderen Faziesgebieten fällt die nahezu einheitliche lithologische Beschaffenheit der Glaukonitbänke auf. Es sind überwiegend Biosparite und Biosparrudite mit erheblichen Gehalten an quarzigem Silt und Sand, lokal auch an Glaukonit.

Die Mannigfaltigkeit der Hauptmuschelkalkgesteine geht im Lettenkeuper sehr zurück. Das betrifft vor allem den lateralen Fazieswechsel. Da sich aber auch gleiche Gesteinstypen stratigraphisch wiederholen, entsteht zusätzlich der Eindruck einer monotonen Karbonatsedimentation. Die Verhältnisse gestalten sich im Süden des Untersuchungsbereiches etwas variabler. Neben gängigen Dolomikriten liegen calcitmikritische Gesteine mit

intraformationellen Geröllen und Quarzsandeinstreuungen vor. Als auffällig sind Dolomikrite zu bemerken, die mm- bis cm-große Ankeriteinschlüsse aufweisen. Wittern diese aus, so nimmt das Gestein einen blasigzelligen Habitus an. Hauptsächlich im Nordbereich bringen die anthrakonitischen Kalke etwas Abwechslung in das einförmige Bild mikritischer und dolomikritischer Ablagerungen. Sie führen entweder Schill und Bruchschill oder intraformationelle Gerölle. Oolithe fehlen im Unteren und Mittleren Lettenkeuper des Untersuchungsgebietes. Im Südbereich sind hin und wieder vereinzelte Ooidpartikel anzutreffen, während Pellets etwas verbreiteter scheinen.

Wurzelhorizont und Mikrit

Für die Beurteilung von Wassertiefen mikritischer Schlamme im Lettenkeuper vermittelte km 231,3 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda Hinweise: dort lagert eine Kalkbank unmittelbar auf dem von Equisetaceen-Wurzeln durchzogenen Werksandstein auf. Die Bank liegt auf einer Abtragungsfläche des Sandsteins, dessen Wurzelstränge im Dach durch eine 5 cm mächtige grobe Sandsteinlage abgeschnitten werden. Um den Abstand zur ehemaligen Boden-/Wasseroberfläche zu erhalten, ist also die mutmaßliche Entfernung zu den nicht mehr überlieferten Rhizomen von unten nach oben abzuschätzen. Nach einer von MÄGDEFRAU (1953) gegebenen Skizze, die auf in situ-Funden von Rhizomen basiert, liegen diese etwa 0,50 bis 1,50 m unter der Bodenoberfläche. Im vorliegenden Aufschluß gehen die Wurzeln ca. 1 m tief in den Sandstein hinein. Der noch fehlende Betrag bis zu den Rhizomen mag mit maximal 3 m anzusetzen sein, so daß von der gekappten Wurzeloberfläche bis zur ehemaligen Boden-/Wasseroberfläche insgesamt 3,50—4,50 m Höhe zu veranschlagen wären. Dieses entspräche dann der Tiefe, in welcher der Mikritschlamm abgesetzt sein könnte. Bei vorsichtiger Abwägung aller Unsicherheitsfaktoren kann man folgern, daß mikritische Kalkbänke des Mittleren und Oberen Lettenkeupers in Tiefen unter 10 m abgelagert wurden.

Siltsteine, Sandsteine, Bonebeds

Die Bestimmung der klastischen Gesteine wirft seit jeher die Frage nach der günstigsten Klassifikation auf. Hier hat sich die Bezeichnungsweise nach Korngrößen bewährt. Sie folgt der DIN-Norm 4188 (1957), beim Silt speziell der durch VON ENGELHARDT (1953, in LEMCKE, VON ENGELHARDT & FÜCHTBAUER) gegebenen Definition.

In küstenferneren Gebieten beginnt die Zufuhr siltig-sandigen Materials mit um 1 Vol.-% liegenden Beträgen im Niveau der Hauptterebratelbank (Habelsee) und läßt sich weiter in den höheren Terebratelschichten (Tiefen-

stockheim, Quaderkalke von Randersacker und Dettelbach) verfolgen, ehe sie im Glaukonitkalk und Grenzbonebed kulminiert.

In der Grenzglaukonitbank des Glaukonitkalkes nimmt der terrigene Komponentenbestand örtlich derart zu, daß die karbonatische Substanz stark verdünnt wird. Es bilden sich Einschaltungen von Sandsteinen. In Habelsee handelt es sich um calcitische, Phosphat-haltige Quarz-Siltsteine bis Feinsandsteine. Diese Lagen sind durch eine dichte Quarzkornpackung charakterisiert, die nur durch phosphatische Wirbeltierreste aufgelockert wird. Der Anteil an wenig zugerundeten und selten verzwillingten Feldspatbruchstücken liegt unter 1—2 Vol.-%. Aus stratigraphisch vergleichbarer Position stammt ein Fein- bis Mittelsandstein ähnlicher Zusammensetzung von Herdtlingshagen. Unter den Quarzen ist metamorphe Felderung verbreitet. Ungefelderte haben mitunter Einschlüsse von fiederförmig bis schlauchartig verteiltem Rutil oder Turmalin. Bläschen sind schnurartig aneinandergereiht. Glaukonit kommt akzessorisch in flatschigen Blättchen, z. T. auch in Körnchenform vor. Opake Erzpartikel und Schwerminerale halten sich unter 1 Vol.-%.

Unter den Bonebeds des Grenzbereiches hat das Grenzbonebed die größte Bedeutung. Stratigraphisch tiefer gelegene sind nicht so mächtig und führen fast nur Wirbeltierrelikte und wenig Quarzsand. Von den Bonebeds des Lettenkeupers gleicht ihm am ehesten das Mittlere Crailsheimer Bonebed, da es sowohl terrigenen Detritus als auch phosphatische Substanz führt. Das Basisbonebed des Werksandsteins in Flutfazies unterscheidet sich vom Grenzbonebed durch Anreicherung von Tongallen und Gelbkalkfetzen. Im Grenzbonebed umfassen die Korngrößen der Mineralkomponenten einen Bereich, der von fein- über mittel- bis grobkörnig reicht. Es wurden calcitische, Phosphat-haltige Quarz-Feinsandsteine bis Mittelsandsteine (Randersacker), dolomitische, Phosphat-haltige Quarz-Mittelsandsteine bis Grobsandsteine (Erkenbrechtshausen) und Quarz-haltige Phosphat-Grobsandsteine bis Psephite (Habelsee) festgestellt. Das Spektrum an nichtkarbonatischen und nichtphosphatischen Komponenten deckt sich etwa mit dem des Glaukonitkalkes. Unter den Quarzen der Habelseer Probe befinden sich einige buchtig korrodierte Hochquarze. Kaum verzwillingte Feldspäte sind dort zu 1—2 Vol.-% vorhanden und zeigen authigene Umkrustungen um einen detritischen Kern. Die Glaukonitgehalte machen bis zu 7 Vol.-% aus, während die phosphatischen Wirbeltierrelikte starken Schwankungen unterworfen sind.

Als Liefergebiet all dieser terrestrischen Abtragungsprodukte kommt das Vindelizisch-Böhmische Massiv in Frage (WAGNER 1913). Im Grenzbonebed lassen schon die zunehmenden Mächtigkeiten dieses südöstlich gelegene Hochgebiet erwarten: nördlich Würzburg 0 cm, südlich Würzburg 2—3 cm, Ochsenfurt-Uffenheim 3—5 cm, Rothenburg-Gammesfeld 5—20 cm, Kirchberg-Crailsheim 10—25 cm.

Die ersten gröber klastischen Lagen beginnen im Lettenkeuper mit WAGNERS Plattenhorizont. Wie bei den Hauptquarzitschiefer-Platten handelt es sich um Glimmer-Quarz-Siltsteine, allenfalls Feinsandsteine. Beide Leitbänke weisen typische Feinschichtung (mm — 1/10 mm-Rhythmik) auf, die durch lagige Anordnung von hellen Glimmern, z. T. auch von Biotiten, weniger von Chloriten und schlierigen Tonmineralen im Wechsel mit Quarz verursacht wird. Die oftmals beobachtete Spaltbarkeit der Plattenhorizonte nach der Schichtung folgt diesem primär angelegten Sedimentationsrhythmus. Feldspat wurde zu 1—3 Vol.-% im Schliff 9 (Schwarzenau/Main) als verzwillingter Plagioklas mit einem Anorthit-Gehalt von 15—30% bestimmt (freundlicherweise durch Dr. W. Schubert). Opake Erzpartikel und Limonit sind zu 3—5 Vol.-% am Aufbau des Gesteins beteiligt. An Schwermineralen wurden Apatit, Zirkon, Rutil und Turmalin beobachtet. Verbreitung, Absonderung, Korngrößen und Mineralbestand der Plattenhorizonte unterscheiden sich eindeutig vom liegenden Grenzbonebed, so daß andere Liefergebiete, wahrscheinlich nördlicher oder östlicher Richtung, zur Diskussion gestellt werden sollten.

Die Sandsteine des Lettenkeupers weichen gegenüber den bisher behandelten Gesteinen ab. Korngrößenmäßig liegen sie im Fein- bis Mittelsandbereich, sie sind gröber als die Plattenlagen. Im Mineralbestand unterscheiden sie sich von den Sandsteinen des unmittelbaren Grenzbereiches. Für den Bereich des Unteren Sandsteins wurden u. a. Gesteinsbruchstückeführende Feldspat-Glimmer-Quarz-Feinsandsteine festgestellt. Das Niveau des Werksandsteins ist durch (calcitische) Gesteinsbruchstücke-führende (Feldspat)-(Glimmer)-Quarz-Feinsandsteine bis Mittelsandsteine gekennzeichnet. In diesen Sandsteinen liegen die Quarzgehalte um 60—80 Vol.-%. Glimmer- und Feldspatanteile können je bis auf 10 Vol.-% anwachsen. Die Beteiligung von Gesteinsbruchstücken ist, verglichen mit den Verhältnissen der Grenze, als hoch zu veranschlagen (10—25 Vol.-%). Man kann örtlich von Grauwacken sprechen. Im einzelnen sind es quarzitische, phyllitische, auch vulkanitische Komponenten. Untergeordnet stellen sich auch Sandsteinkomponenten mit Feinschichtung und ganz selten Oolithbruchstücke (Schliff 24) ein. Phosphatische Wirbeltierreste reichern sich kaum in den Mengen an, wie sie aus dem Grenzbonebed bekannt sind. Glaukonitpellets gehören zu den Akzessorien. Gleiches gilt für die Schwerminerale (S. 61). Calcit kann als Bindemittel in der Grundmasse vertreten sein (Laibsteinhorizont in der Flutfazies).

Die Sandsteine des Mittleren Lettenkeupers weisen nach PATZELT (1964) im Beckenbereich eine einheitliche Schwermineralverteilung (Apatit-Provinz), kaum voneinander abweichende Quarzkornfarben, gleichmäßige Sortierungskoeffizienten (zwischen 1,2 und 1,8), konstante Strahlungswerte und gut orientierte Maxima der Schrägschichtungen auf. Aus diesen Ergebnissen heraus entwickelte PATZELT die Vorstellung eines von Fennoskandia herstammenden einheitlichen Sedimentations-

körpers. Der Westrand der Böhmischen Masse liefert als Abtragungsgebiet nur randliche Schuttströme. Über die Bedeutung des im Südwesten von der Böhmischen Masse abzweigenden Vindelizischen Festlandes sind wir nur mangelhaft unterrichtet. Höchstwahrscheinlich verbergen sich dessen Abtragungsprodukte unter der Keuper- und Juraabdeckung des nördlich vom Ries gelegenen Raumes.

*

Ausgangs des Muschelkalkes (Glaukonitkalk, Grenzbonebed) stellen sich gröber klastische Lagen ein, in dem Maße, wie die Karbonatsedimentation örtlich und zeitlich unterbrochen wird. Nichtkarbonatisches Material, das sonst verdünnt worden wäre, reichert sich nun an: vorwiegend Quarzsand und phosphatische Wirbeltierrelikte. MERKI (1961) schildert stratigraphisch vergleichbare Gegegenheiten aus dem östlichen Schweizer Jura und spricht von Kondensationshorizonten. Die Ursachen erblickt er in einer Änderung des Meerwasser-p_H-Wertes (Erniedrigung), die zur Auflösung von Karbonat und Anreicherung von Nichtkarbonat führten. Aus der geringen Mächtigkeit und eng umgrenzten regionalen Verbreitung von Grenzbonebed und Glaukonitkalk-Sandsteinen ergibt sich, daß die Hebungen im vindelizischen Abtragungsgebiet gering und nicht lang anhaltend gewesen sein mögen. Mächtigere Lagen könnten sich an den unmittelbaren, nicht erschlossenen Küstenstreifen halten. Aus dem Mineralbestand läßt sich ein gewisser Ausschnitt der abgetragenen Gesteine folgern: Granite, Quarzporphyre (Rotliegendes?), Quarzite, Gneise, paläozoische Phosphorit-haltige Sedimente (?).
Demgegenüber setzen die grobklastischen Horizonte des Lettenkeupers andere Relationen. Die räumliche Verbreitung der Plattenhorizonte sucht in ihrer Beständigkeit ihresgleichen. Mit den höheren Sandsteinlagen ist ihnen ein Komponentenspektrum gemein, das von dem des Glaukonitkalkes und Grenzbonebeds erheblich abweicht. Daraus folgt das Bemühen, die entsprechenden Liefergebiete in anderen als südlichen oder östlichen Gebieten zu suchen. Für den Mittleren Lettenkeuper (Werksandstein) nimmt PATZELT (1964) und für den noch höher im Profil stehenden Schilfsandstein WURSTER (1964) Fennoskandia als Abtragungsgebiet an.

C. Geochemie

Methodik

Mechanische Zerkleinerung der Proben

Die Proben mit einem Gewicht zwischen 800 und 1000 g wurden mit aqua dest. gewaschen und anschließend 24 h bei 100 ° C getrocknet. Eine Backenpresse diente zur Vorzerkleinerung; danach wurde das Gesteinsgut in einer Scheibenschwingmühle bis unter 0,1 mm Korngröße gemahlen.

Chemische Aufbereitung

Aus dem durchmischten Gesteinspulver wurden 10 g zur Analyse entnommen. Zwecks Beseitigung störender organischer Substanzen mußte diese Menge im Muffelofen bei 575 ° C geglüht werden. Die dabei auftretenden Verluste liegen um bzw. unter 0,5 % und wurden, da sie analytisch nicht zu erfassen waren, vernachlässigt. Fünf Gramm der geglühten Substanz bildeten das Ausgangsmaterial für den salzsauren Auszug. Der Aufschluß erfolgte mit 2 n HCl in 100 ml Erlenmeyerkolben 2 h lang bei 90 ° C. Danach wurde abfiltriert, mit heißem aqua dest. ausgewaschen und der Rückstand nach dem Trocknen gewogen. Das Filtrat wurde in 250 ml Meßkolben aufgefangen und nach dem Auffüllen bis zur Meßmarke in Polyäthylen-Flaschen aufbewahrt.

Chemische Analysen

Calcium und Magnesium wurden komplexometrisch mit Äthylendiamintetraessigsäure bestimmt, die Gehalte an Gesamt-Eisen manganometrisch nach ZIMMERMANN & REINHARD. Für die Manganbestimmung wurde nach dem Perjodatverfahren (O. G. KOCH, G. A. KOCH-DEDIC 1964) aufbereitet und spektralphotometrisch gemessen. Die Gehalte an Phosphor wurden spektralphotometrisch aus dem Molybdän-Vanadat-Phosphorsäure-Komplex ermittelt (KITSON & MELLON 1944). Genauere Angaben zur Methodik s. LOUDEN (1963).

Borbestimmung

Zur Anwendung gelangt die von ERNST & WERNER (1964) angegebene Methode. Um den Anteil des in den Tonen leichter löslichen Bors bestimmen zu können, sind dem Feststoffaufschluß drei Flüssigkeitsauszüge vorgeschaltet. Diese Verfahrensweise wurde von Dr. Prashnowsky, Würzburg, entwickelt.

Die Probeneinwaage beträgt 20 g. Diese Menge wird zunächst mit 300 ml aqua dest. im Glycerinbad aufgeschlossen. Dieser Vorgang währt unter Benutzung eines Rückflußkühlers bei 135 ° C 4 h lang. Anschließend wird abzentrifugiert und der wässrige Auszug im Vakuum bis auf 2—5 ml eingeengt. Der beim Abzentrifugieren verbliebene Rückstand wird mit 300 ml H_2O aufgenommen und unter Einleitung von CO_2 wie oben aufgeschlossen; es wird ebenso abzentrifugiert und eingeengt. Erneut wird der Rückstand aufgenommen, jetzt aber in 300 ml 2 n HCl. Der Aufbereitungsprozeß gleicht einschließlich Abzentrifugieren und Einengen der Flüssigkeit dem Vorhergehenden.

Die aus dem H_2O-, CO_2- und HCl-Auszug stammenden eingeengten Flüssigkeitsmengen werden mit 10 ml H_2SO_4 (1:1) aufgenommen und in einen Destillierkolben überführt. Dann setzt man 60 ml Methanol-Schwefelsäure-Gemisch (3:1) hinzu. Mittels eines Dampfentwicklers wird Methanoldampf in den Destillierkolben eingeleitet. Dadurch erhitzt sich sein Inhalt auf ca. 80 ° C, wobei vorhandene Borsäure (H_2BO_3) als Borsäuremethylesther abdestilliert. In einem vorgelegten 100 ml-Meßkolben wird das Destillat durch 10 ml 0,1 n $Ca(OH)_2$-Lösung verseift. Dieser Vorgang dauert bis zur Füllung des Meßkolbens etwa 15—18 Min. Nach dem Abkühlen füllt man mit Methanol bis zur Marke auf.

10 ml des Destillats werden in einem 25 ml Quarz-Erlenmeyerkolben vorsichtig eingedampft, mit genau 10 ml Dianthrimid-Schwefelsäure (52 mg 1,1 Dianthrimid in 1000 g konz. H_2SO_4) und einer Messerspitze Hydraziniumsulfat versehen, welches gelegentliche Braunfärbung verhindern soll. Zur Entwicklung des grünblauen Farbkomplexes hält man die mit Schliffstopfen verschlossenen Quarzkölbchen 5 h lang bei 70 ° C im Trockenschrank. Danach kann dieser Komplex in einer 1 cm-Küvette bei 620 m μ gemessen werden. Die Eichkurve erstellt man durch Destillation vorgegebener Borsäuremengen (H_2BO_3). Verdünnungsreihe: 5, 10, 20, 40, 70, 110 γ Bor. Der Analysenfehler beträgt $\pm$ 10%.

Der nach dem Durchgang durch die einzelnen Auszüge verbliebene Rückstand wird zum Schluß mit einer Sodaschmelze aufgeschlossen, um die Gehalte an nicht gelöstem Bor zu ermitteln. Die Ausgangsmenge beträgt 2 g. Ein Teil einer 10 g-Menge an Na_2CO_3 dient als Bodenfüllung des Platintiegels, in dem aufgeschlossen wird. Der größere Teil wird mit der zu untersuchenden Rückstandssubstanz vermischt, ein dritter zum Abdecken dieser Mischung benutzt. Der Aufschluß findet im Muffelofen bei 875 ° C statt und dauert 1 h. Nach dem Erkalten wird der Schmelzkuchen aufgeklopft, zermörsert, in einen Quarzbecher überführt und mit 10 ml H_2SO_4 (1:1) gelöst. Dieser Aufschluß kommt dann in den Destillierkolben und wird wie die eingeengten Flüssigkeitsmengen aus den H_2O-, CO_2- und HCl-Auszügen weiterbehandelt.

Tabelle 1: Profil Nürnberger Straße/Würzburg

Probe Nr.	Fe Gew.-%	Mn Gew.-%	P Gew.-%	Ca Gew.-%	Mg Gew.-%	Ca/Mg Verh.	Rückstand Gew.-%
1*	1.73	.136	.056	38.1	3.1	12.1	8.3
2*	.55	.065	.033	40.0	2.4	16.4	3.5
3	.65	.087	.095	34.1	5.6	6.1	3.2
4	3.68	.231	.181	29.9	3.7	8.2	20.6
5	1.12	.221	.113	36.2	1.8	20.0	6.6
6*	.57	.187	.182	40.3	4.3	9.5	3.4
7*	1.07	.138	.090	38.5	8.5	4.5	6.1
8	1.10	.162	.127	36.4	2.5	14.7	5.9
9*	.95	.222	.153	38.1	2.5	15.5	4.3
10	3.82	.119	1.893	31.8	3.6	8.8	16.0
11*	.95	.153	.108	38.0	6.7	5.7	1.2
12*	.91	.320	.020	38.7	2.7	14.3	3.7
13*	1.54	.207	.700	34.2	9.8	3.5	1.2

Das Profil umfaßt den Glaukonitkalk. Nr. 1 bezeichnet die Basis, Nr. 13 die stratigraphisch höchste Probe aus dem Dachabschnitt. In der graphischen Darstellung des Ca/Mg-Verhältnisses (Abb. 9) sind die Werte Nr. 7 und 8 arithmetisch gemittelt zusammengefaßt, da sie aus demselben Niveau, der Hauptglaukonitbank, stammen.

*) Eine stöchiometrische Umrechnung der Ca- und Mg-Werte auf die Calcit- und Dolomitformel ergibt Gewichts-% über hundert. Trotz dieser analysenbedingten Fehler ist der allgemeine Trend der Werte für die Auswertung von Bedeutung.

Probe Nr.	Fe Gew.-%	Mn Gew.-%	P Gew.-%	Ca Gew.-%	Mg Gew.-%	Ca/Mg Verh.	Rückstand Gew.-%
14	1.95	.093	.100	32.1	2.4	13.1	17.4
15	1.93	.154	.175	26.0	8.5	3.1	7.5
16	.60	.074	.072	36.2	1.8	20.0	1.2
17	2.02	.219	.273	21.9	7.9	2.8	3.0
18	2.48	.090	.073	18.1	1.2	15.0	39.4
19	2.55	.121	.067	22.0	4.8	4.5	28.7
20	.61	.094	.055	36.4	2.5	14.7	6.0
21*	.58	.063	.063	38.1	2.5	15.5	4.6
22*	.55	.078	.045	38.0	2.8	13.6	4.2
23	.70	.092	.191	38.1	1.2	31.7	3.4
24	.77	.120	.040	37.3	.5	74.5	7.0
25	.57	.108	.022	37.8	3.6	10.4	4.9
26	4.17	.273	.205	22.1	6.1	3.6	18.9
27*	.53	.070	.035	38.3	6.1	6.2	4.7
28	1.67	.205	.290	33.3	6.6	5.1	14.1
29*	2.22	.218	1.168	34.1	15.8	2.2	9.1
30	5.40	.075	1.894	30.6	4.9	6.2	20.8
31	3.55	.397	.152	28.0	2.5	11.4	22.8
32	3.85	.383	.400	24.2	3.7	6.6	4.1
33	2.06	.038	.301	8.0	1.2	6.7	82.6
34	3.93	.424	.065	26.1	3.6	7.1	12.3
35*	.41	.048	.017	37.9	3.0	12.5	3.0
36	2.33	.296	.091	26.4	9.1	2.9	4.4

Stratigraphische Stellung der Proben: 14 = Kiesbank; 15, 16, 17 = Knauerige Bank; 18, 19 = Gelber Kipper (Mergel und Mergelkalk); 20, 21, 22, 23 = Obere Terebratelbank (Basis m. Zinkblendekonkretionen — Knollenkalklage — Mikrite des Mittelteils — Dachbank); 24 = Ostracodenton (Kalkbank in Lagenmitte); 25—32 = Glaukonitkalk, 25 = Knauerkalkbank der Basis, 26, 27 = gelber Mergelkalk und Mikrit der Gekrösekalkfolge, 28 = Hauptglaukonitbank, 29 = Grenzglaukonitbank, 30 = Dach-Bonebed der Grenzglaukonitbank, 31, 32 = Hangende Mergel (Kalkmergel und Mikrit); 38 = WAGNERS Plattenhorizont, 34 = Blaubank; 35, 36 = Knauerige Bank.

*) s. S. 84

Tabelle 3: B_2O_3-Gehalte

Probe Nr.	Auszüge H_2O Gew.-%	CO_2 Gew.-%	HCl Gew.-%	lösl. Fraktion %-Summe	Rückstand Gew.-%	Gesamt- Gew.-%
37	.005	.001	.008	.014	0.64	.078
38	.008	.007	.014	.029	.031	.060
39	.004	.003	.014	.021	.061	.082
40	.008	.005	.013	.026	.088	.114
41	.004	.003	.014	.021	.046	.067
42	.010	.006	.011	.027	.060	.087
43	.009	.006	.013	.028	.040	.068
44	.005	.003	.014	.022	.057	.079
45	.005	.001	.011	.017	.107	.124
46	.002	.004	.009	.015	.082	.097
47	.002	.001	.012	.015	.074	.089
48	.002	.001	.011	.014	.027	.041

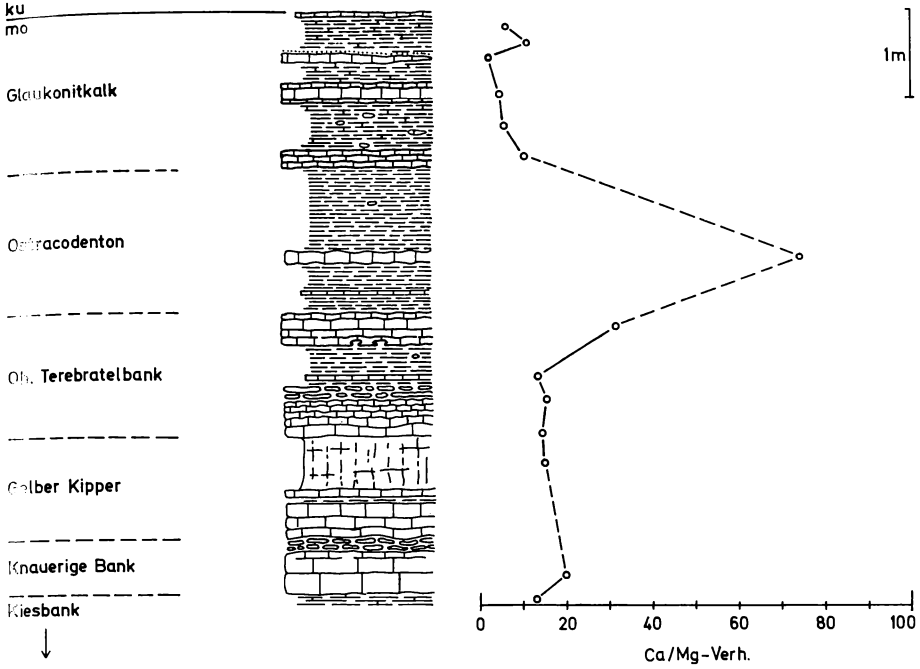
Stratigraphische Stellung und Herkunft der Proben: 37 = Tonhorizont V, Dettelbach; 38 = Mergelleitschicht, Habelsee; 39 = Obere Terebratelbank, Tiefenstockheim; 40 = Ostracodenton, Randersacker; 41 = Ostracodenton, Kirchheim; 42, 43, 44 = Dolomitische Mergelschiefer, km 242,3 Bundesautobahn Würzburg—Fulda; 45 = Obere Estherienschiefer, km 244,3 Bundesautobahn Würzburg—Fulda; 46 = Horizont der Sandigen Cardinienplatten, km 244,3 Bundesautobahn Würzburg—Fulda; 47 = Blaue und Grüne Tone mit Horizont der Roteisensteinkonkretionen, km 231,2 Bundesautobahn Würzburg—Fulda; 48 = Blaue und Grüne Tone, km 231,2 Bundesautobahn Würzburg—Fulda.

Auswertung

Die geochemischen Untersuchungen hatten das Ziel, stratigraphische Leithorizonte mittels geochemischer Parameter abzusichern und zu charakterisieren. Die Ergebnisse haben gewisse Schwierigkeiten dieses Unterfangens erwiesen. Wenn die lithofaziellen Verhältnisse über längere Zeiträume annähernd konstant bleiben, kann auch mit einigermaßen konstanten geochemischen Schnittwerten gerechnet werden. Sekundäre Modifizierungen sind aber dann noch durch diagenetische Prozesse sowie durch Verwitterungseinflüsse bei Oberflächenproben denkbar.

Das Ca/Mg-Verhältnis

Im Ca/Mg-Verhältnis können sich Schwankungen der Salinität ausdrücken. Beispiele aus dem fränkischen Muschelkalk (Haltenhof 1962, Louden 1963) zeigen,



A b b. 8 : Ca/Mg-Verhältnisse karbonatischer Gesteine. Oberer Hauptmuschelkalk von Schwarzenau/Main.

wie mit Annäherung an das Salinar des Mittleren Muschelkalkes die Ca/Mg-Verhältnisse sinken, die Dolomitanteile also zunehmen. Ein Anstieg liegt wieder an der Grenze zum Oberen Hauptmuschelkalk, während zum Lettenkeuper hin erneut die Werte fallen. Im großen geben also die karbonatischen Ablagerungen des Muschelkalkes mit ihren Ca/Mg-Verhältnissen symmetrische Situationen im Chemismus wieder: Die Grenzen zum Röt und zum Lettenkeuper sind gekennzeichnet durch niedrige Ca/Mg-Verhältnisse, ebenso der gesamte Abschnitt des Mittleren Muschelkalkes.

Krejci-Graf (1966) weist auf Zusammenhänge zwischen den Verhältnissen von Elementen in Sedimenten, z. B. Ca : Mg, Ca : Sr, und Temperatur, sowie Salinität hin. Haltenhof (1962) erwähnt noch die Wassertiefe, die bei geringen Beträgen mit niedrigen Werten für Ca/Mg eingehen soll. Nach Wurster (1965) ist für die Germanische Trias ein gleichmäßiges Klima subtropisch-semiariden Einschlags anzunehmen. Die Tiefenverhältnisse haben sich jedoch mehrfach gewandelt, sind also nicht als konstant gegeben. Ein gleiches gilt für die Salinität. Beide korrespondieren aber oftmals in dem Sinne, daß eine Verflachung mit einer Salinitätszunahme verbunden ist und umgekehrt. Das trifft für die oben bezeichneten Beispiele aus den Grenzregionen zu.

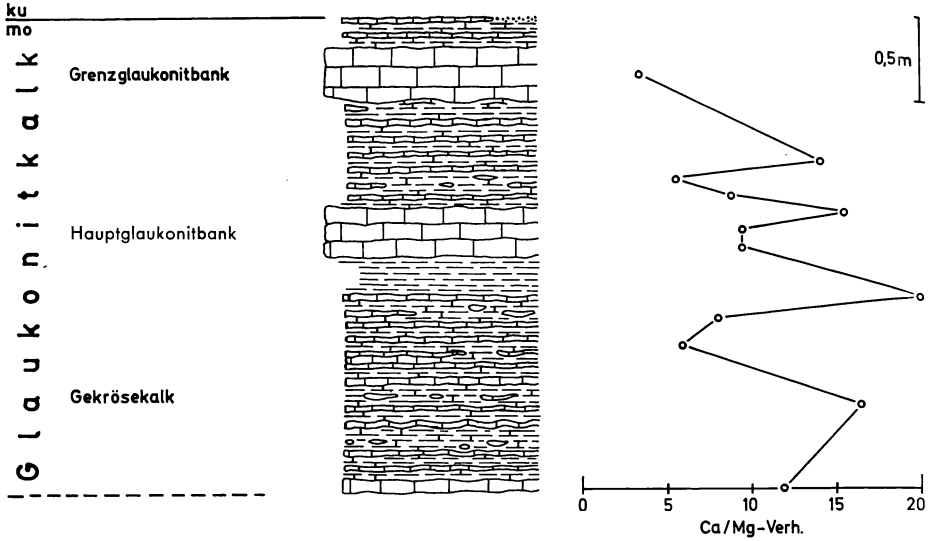


Abb. 9: Ca/Mg-Verhältnisse karbonatischer Gesteine. Glaukonitkalk von Würzburg (Nürnberger Straße).

Im Wellenkalk und Hauptmuschelkalk haben die als Ablagerungen tieferen Wassers geltenden Mikrite (= nahezu reine Kalke) überwiegend höhere Ca/Mg-Verhältnisse als die mehr Flachwasser anzeigenden fossilführenden Kalke (Modifizierungen durch die Fauna s. u.). Infolge Verflachung des Sedimentationsraumes ändert sich aber auch der chemische Habitus der Mikrite in den Grenzbereichen, und die Ca/Mg-Verhältnisse sinken, weil nunmehr die Dolomit- und Ankeritanteile wachsen.
Zur Frage einer Reproduzierbarkeit von Ca/Mg-Werten ergibt sich: Dünnschliffe von Kalken des Hauptmuschelkalkes und Lettenkeupers erbringen, daß die Mg-Gehalte durch Dolomitbildung in situ fixiert sind (Einzelrhomboeder, Dolomit in Fossilresten). Hierbei mag das Mg primär im Calcitgitter eingebaut worden sein, wobei dann die Dolomitisierung frühdiagenetisch vollzogen wurde (FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1966). Dabei dürften die Ca/Mg-Verhältnisse den ursprünglichen Gegebenheiten da am nächsten kommen, wo Dolomit in Form von Einzelrhomboedern oder dolomikritischen Gesteinsverbänden vorliegt. Bei Kalksteinen mit teilweise oder völlig dolomitisierten Fossilbestandteilen und nahezu dolomitfreier Grundmasse sollte primär organisch gesteuerter Mg-Einbau berücksichtigt werden. Nach WOLF, CHILINGAR & BEALES (1967) vermögen heutzutage articulate Brachiopoden bis zu 8,6 Gew.-%, Lamellibranchiaten bis zu 2,8, Gastropoden bis zu 2,4 und Cephalopoden bis zu 7 Gew.-% $MgCO_3$ in ihren

Hartteilen einzulagern. Bei der Beurteilung von Ca/Mg-Verhältnissen fossilführender Kalke muß unter Umständen damit gerechnet werden, zu hohe, den natürlichen Milieugegebenheiten nicht entsprechende, Mg-Werte vorzufinden. In gleicher Richtung kann Mg aus aufgeschlossenen Tonmineralen einwirken.
Unter den vorliegenden Proben bestätigen jedoch die Nummern 1, 2, 12, 25, 27 (= fossilfreie Mikrite des Glaukonitkalkes) die für den Grenzabschnitt fallenden Tendenzen des Ca/Mg-Verhältnisses, so daß der Aussagewert der anderen fossilführenden und stärker tonhaltigen Proben größenordnungsmäßig gewahrt bleibt.

Die Eisengehalte

Die Verteilung des HCl-löslichen Eisens bestätigt für die Gesteine der Muschelkalk/Keuper-Grenze Erkenntnisse, die schon im Gelände von zahlreichen Bearbeitern gewonnen wurden. Danach gelten mikritische Verbände des Muschelkalkes im Sinne der blaugrauen buchenen Kalksteine als eisenarm. Die Fe-Gehalte liegen meistens unter 1 Gew.-%. Geringe Fossilanteile in Biomikriten steigern den Fe-Gehalt nur schwach. Erst bei Biospariten und Biosparruditen kommen Beträge zustande, die maximal das Doppelte des obigen Wertes erreichen. Der Zuwachs erklärt sich einerseits aus zunehmend

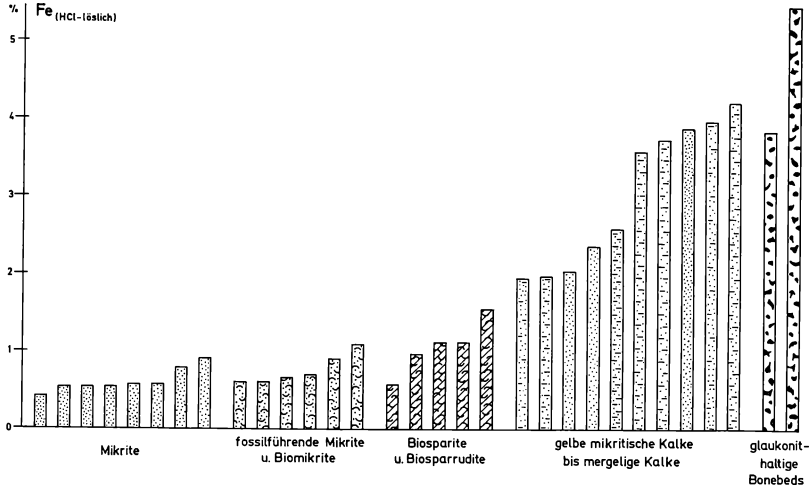


Abb. 10: Die Eisengehalte in ihrer Zuordnung zu Gesteinstypen des Oberen Hauptmuschelkalkes (nach Tab. 1+2).

dolomitisierten Fossilresten mit Beteiligung ferrodolomitischer bis ankeritischer Komponenten, andererseits aus der ehemaligen Wegsamkeit des Schill- und Bruchschillgerüstes. In den betreffenden Kornlücken war nicht nur Platz für spätiges Bindemittel vorhanden sondern auch Raum für die Bildung diagenetischer, durch den Abbau organischer Substanz geförderter Produkte wie etwa Pyrit.

Innerhalb der Fe-Analysenwerte fallen die gelben mikritischen Kalke bis mergeligen Kalke auf. Die Prozentgehalte liegen um das Doppelte bis viermal so hoch als bei den oben besprochenen Mikriten. Während diese und auch sparitische Gesteine unter Verwitterungseinfluß eine kalkige Kruste abscheiden und sich derart dem weiteren Zugriff lösenden Wassers entziehen, verwittern ursprünglich frische und blaugraue Dolomikrite der Grenzschichten und des Lettenkeupers unter Abbau von Mg und Fe. Mg wird abgeführt und z. T. in Klüften angereichert. Gleichzeitig tritt das Fe aus dem instabil gewordenen Karbonat aus, wird oxidiert und als limonitisches Füllsel zwischen verbliebenem Calcit angereichert. Solche Vorgänge bewirken, daß Gelbkalke für Bauzwecke infolge Auflockerung des Gefüges unbrauchbar sind. Eine gleichartige Aufarbeitung erfahren auch ockergefärbte Einschaltungen, die mit Hardgrounds im Muschelkalk zu verbinden sind.

Vergleicht man die Fe-Gehalte der gelben mikritischen Kalke und mergeligen Kalke mit denen des Rückstandes, so ergeben sich keine gerichteten Abhängigkeiten. Das Eisen dürfte also hauptsächlich karbonatisch gebunden sein.

In den Proben glaukonithaltiger Bonebeds resultieren die hohen, um 4—5 Gew.-% liegenden, Fe-Gehalte aus dem Reichtum an angewitterten Glaukoniten.

Nach KREJCI-GRAF (1966) hängt die Löslichkeit des Eisens und die Zusammensetzung eisenreicher Sedimente mehr vom E_h als vom p_H ab. Hämatit ist beispielsweise unter oxidierenden Bedingungen stabil, während Siderit und Magnetit sich intermediären bis mäßig reduzierenden Verhältnissen beiordnen (HUBER 1958). Wenn auch im Grenzbereich wie im Lettenkeuper die Bedingungen für Siderit nicht gegeben waren, so zeigt doch der Einbau von Fe in das Karbonat der Dolomikrite an, daß eine Hämatitbildung nicht erfolgen konnte, weil oxidierendes Milieu fehlte. Da Pyrite untergeordnet auftreten, gewinnt das Bild intermediärer Verhältnisse an Wahrscheinlichkeit. Das stimmt gut mit den Vorstellungen vom Ablagerungsmilieu überein, wonach kaum bewegtes, O_2-verarmtes Flach- bis Seichtwasser typisch ist und eine bedürfnislose, artenarme aber individuenreiche Fauna hier und da in den Dolomikriten vorkommt.

Bei den Mikriten des Muschelkalkes mit Fe-Gehalten unter und um 1 Gew.-% ergeben sich wenig Schlüsse auf das Bildungsmilieu, weil das Eisen äußerst fein gebunden vorkommt und sich einer Beobachtung mit herkömmlichen Mitteln entzieht. Die Absolutmengen deuten vermutlich auf primär vermindertes Angebot an Fe.

Ergänzend sei das häufigere Vorkommen von Pyrit in den Vitriolschiefern (CARLÉ 1961) und von Hämatit im Mittleren und Oberen Lettenkeuper — Roteisensteinkonkretionen über dem Werksandstein und im Oberen Sandstein — erwähnt. Ersteres weist reduzierende Verhältnisse, letzteres oxidierende aus.

Die Mangangehalte

Mn kommt in kleinsten Spuren in Calciumverbindungen vor (VERNADSKY 1930). Die Feinheit der Dispersität soll 10^{-5} Gew.-% des Calciums übersteigen. CLARKE (1924) gibt für Kalksteine einen mittleren Wert von 5×10^{-2} Gew.-% an. WOLF, CHILINGAR & BEALES (1967) teilen für Kalksteine einen Schnittgehalt von 0,32 und für Dolomite einen solchen von 0,41 Gew.-% mit. LOUDEN (1963) erhielt bei seinen Mn-Bestimmungen von Kalken des fränkischen Wellenkalkes Beträge, die zwischen 0,02 und 0,17 Gew.-% lagen.

Die vorliegenden Analysenergebnisse passen sich in ihrer Größenordnung dem von LOUDEN und WOLF, CHILINGAR & BEALES gesteckten Rahmen an. Von einer Probe abgesehen, bilden die mikritischen Gesteine eine Gruppe einheitlicher Verteilung mit Mn-Werten um 0,05 bis 0,15 Gew.-%. Die

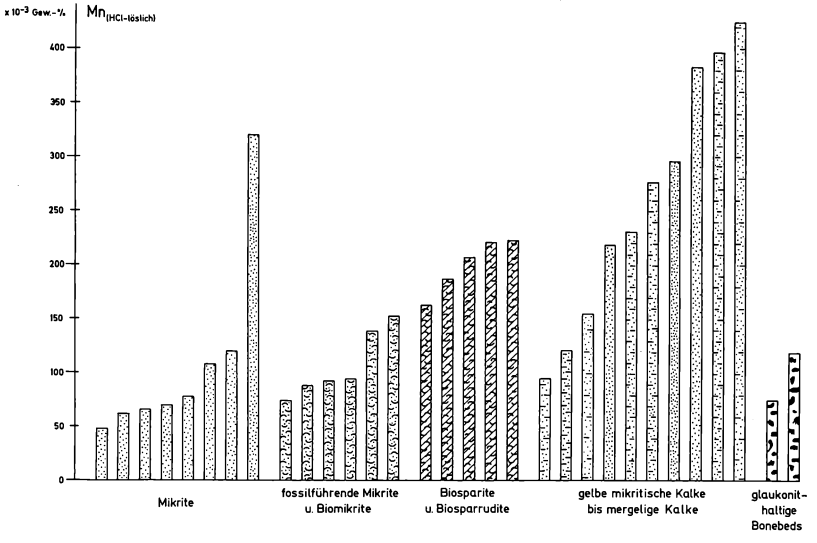


Abb. 11: Die Mangangehalte in ihrer Zuordnung zu Gesteinstypen des Oberen Hauptmuschelkalkes (nach Tab. 1+2).

Analyse von Spariten erbrachte etwas höhere Ergebnisse mit Gehalten um 0,2 Gew.-%. Als Gruppe mit ausgeprägter Staffelung der Mn-Anteile erweisen sich die gelben mikritischen bis mergeligen Kalke. HCl-lösliches Mn wurde hier zwischen 0,1 bis 0,45 Gew.-% nachgewiesen. Geringe Gehalte kommen den beiden Bonebedproben zu, 0,08 und 0,12 Gew.-%.

In den untersuchten Sedimenten scheint das Mangan ähnlich den beim Eisen vorgefundenen Verhältnissen aus den Karbonaten zu stammen. Schon mengenmäßig liegen keine Anhaltspunkte vor, welche Mangankonkretionen erwarten ließen. Eine gewisse Rolle scheint das Redox-Potential gespielt zu haben, wonach die Oxidationsbedingungen nicht ausreichten, um in Gegenwart von Karbonat Pyrolusit oder Manganit zu bilden. Letzteres scheint erst unter dem oxidativen Zugriff der Verwitterung geschehen zu sein. Mit dem Abbau ferrodolomitischen bis ankeritischen Karbonates wurden die gebundenen Manganmengen in oxidative Form übergeführt. Das deuten unter den gelben mikritischen Kalken und mergeligen Kalken tiefbraun gefärbte Varietäten an.

Die Phosphorgehalte

Die Untersuchungen auf Phosphor ergaben bei den Proben des Grenzbereiches ausgeprägte Gegensätzlichkeiten. Deutlich fallen diejenigen Gesteine

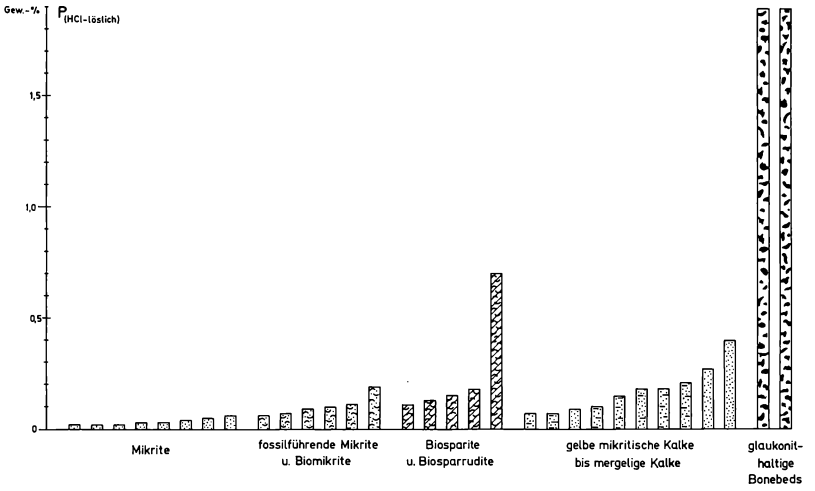


Abb. 12: Die Phosphorgehalte in ihrer Zuordnung zu Gesteinstypen des Oberen Hauptmuschelkalkes (nach Tab. 1+2).

auf, die megaskopisch durch Anreicherung phosphatischer Wirbeltierreste gekennzeichnet sind. Dazu gehören zuallererst die glaukonitischen Bonebeds mit um 1,9 Gew.-% liegenden P-Werten. Höhere Gehalte unter den fossilführenden Mikriten, Biospariten und Biosparruditen, sowie den gelben mikritischen Kalken bis mergeligen Kalken (über 0,1 Gew.-%) sind ebenfalls auf Wirbeltierreste zurückzuführen. Daß derartige Prozentgehalte möglich sind, ist verständlich, wenn man den Angaben KLEMENTS (1938) folgt. Danach betragen die Gew.-% P in der Trockensubstanz von Amphibienbestandteilen 16,27, in denen der Reptilien 16,98 und von Fischen 18,46.

Bei Gehalten unter 0,1 Gew.-%, wie sie für Mikrite des Hauptmuschelkalkes, ferner für solche des Wellenkalkes (HALTENHOF 1962, LOUDEN 1963) gelten, scheint anorganisch fixierter Phosphor vorzuliegen. In diesem Zusammenhang mag manches für die von AMES (1959) experimentell erprobte Metasomatose von Calcit in Kalziumphosphat sprechen. AMES führte seine Untersuchungen im System Na_3PO_4 - $CaCO_3$ - H_2O bei Zimmertemperatur durch. Bei einem p_H größer als 7 erhielt er Austauschraten, welche auf CO_3^{--} bezogen bis zu 10 Gew.-% ausmachten. Nach DEGENS (1965) lassen sich diese Ergebnisse folgendermaßen abrunden: Die erforderlichen Bedingungen für die Ablagerung von Phosphaten in der Natur verlangen

1. einen p_H größer als 7,
2. Anwesenheit kalkigen Materials und ein System, das im Hinblick auf seine HCO_3^--Konzentration Ca-gesättigt ist,
3. PO_4^{---}-Konzentrationen, die 0,1 g/t überschreiten,
4. ein environment, in welchem die Sedimentation ausbleibt.

Bei normal marinen Verhältnissen, welche für die Ablagerung der Mikrite angenommen werden können, ist auch für das Meerwasser zur Muschelkalkzeit mit p_H-Werten über 7 zu rechnen (heutzutage im Schnitt ca. 7,7—8,2). Die Anwesenheit kalkigen Materials und die Ca-Sättigung im Hinblick auf die HCO_3^--Konzentration war gegeben. Die notwendige Konzentration von PO_4^{---} über 0,1 ppm kann als erfüllt gelten, wenn man KAZAKOV (1937) zustimmt, der für die mittleren Partien des Schelfes (50—200 m) an rezenten Beispielen erhöhte P_2O_5-Gehalte ermittelte. Von einem Ausbleiben der Sedimentation kann allerdings bei der Bildung der Mikrite nicht gesprochen werden. Dafür mag aber die Zuwachsrate an Sediment so verlaufen sein, daß die oben vorgestellte Phosphatgenese nicht beeinträchtigt wurde.

Die Rückstände des HCl-Auszuges

Ein Querschnitt der Rückstandsgehalte des kalkigen Probenmaterials vermittelt den Eindruck zweier Gruppen mit verschieden ausgerichteten Schnittwerten.

Die erste Gruppe umfaßt Mikrite, fossilführende Mikrite und Biomikrite, Biosparite und Biosparrudite, sowie drei Proben gelber mikritischer Kalke. Die Gew.-% an Rückstand erreichen dabei Werte unter, bzw. bis 7%. Erstaunlich ist, daß von insgesamt 22 Proben 17 Stück Rückstandsgehalte

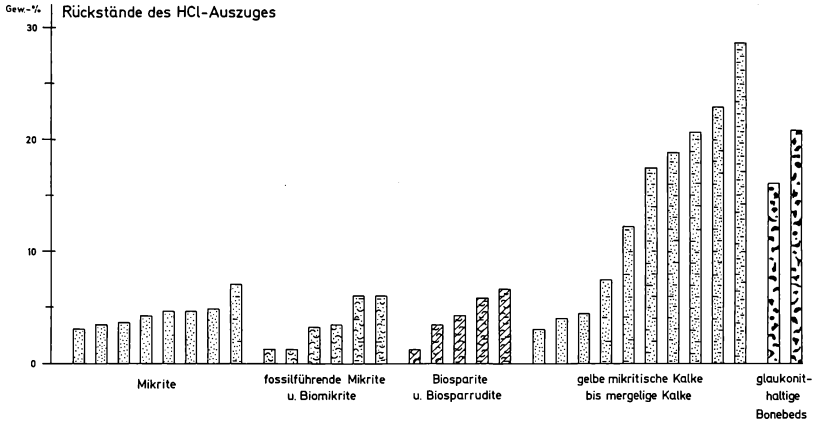


Abb. 13: Die Rückstände des HCl-Auszuges in ihrer Zuordnung zu Gesteinstypen des Oberen Hauptmuschelkalkes (nach Tab. 1+2).

unter 5% aufweisen. Nach dem Normschema von CORRENS (in BARTH, CORRENS, ESKOLA 1960) sind sie als hochprozentige Kalksteine anzusprechen. Ein grober Überblick bestätigt für die mikritischen Gesteine in der Hauptsache Tonsubstanz als Rückstand, bei den sparitischen Varietäten vor allem Quarz als siltig-sandigen Bestandteil. Feldspäte und andere silikatische Minerale treten nach Dünnschliffuntersuchungen zurück. Anhand der Analysen sei auf die geringen Rückstandswerte der Mikrite hingewiesen. In früheren Bearbeitungen wurde häufig die Vermutung geäußert, daß die buchenen Kalke des Hauptmuschelkalkes (= Mikrite) stärkere Tonanteile beinhalteten. Das scheint aber nicht der Fall zu sein.

Die zweite Gruppe unter den Rückstandsgehalten setzt sich aus gelben mikritischen Kalken bis mergeligen Kalken und den glaukonitischen Bonebeds zusammen. Sie zeichnet sich gegenüber der ersten um drei- bis viermal höhere Gewichtsprozente aus. Bemerkenswert ist der Zuwachs an terrigener Feinsubstanz, der im unmittelbaren Grenzbereich zur Verdünnung mikritischer Komponenten führt. Gröbere Einlagerungen von Siltquarz und Quarzsand ergeben bei ausbleibender Karbonatfällung und Anreicherung phosphatischer Wirbeltierreste Bonebedlagen, in welchen der Rückstand gegenüber Mikriten und Spariten kräftig ansteigt.

Die B_2O_3-Gehalte

Die Pauschalbestimmung von Bor aus der Tonfraktion von Sedimenten dient dazu, Aussagen über den marinen oder limnischen Charakter von Ablagerungen zu erhalten (GOLDSCHMIDT & PETERS 1932, LANDERGREEN 1945, HARDER 1961, 1963).

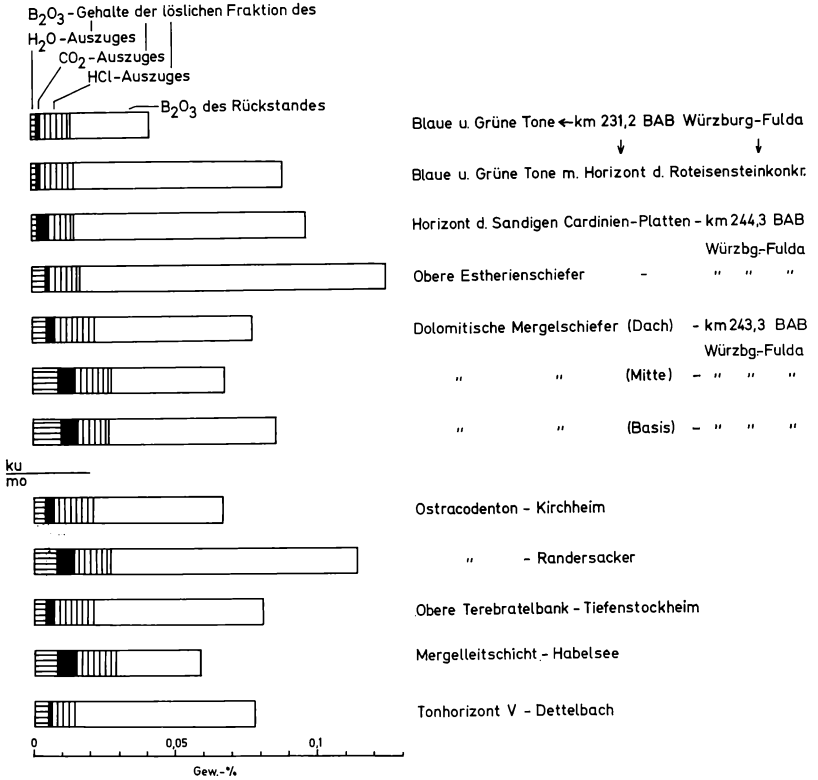


Abb. 14: B_2O_3-Gehalte von tonigen Sedimentgesteinen des Oberen Hauptmuschelkalkes, Unteren und Mittleren Lettenkeupers (nach Tab. 3).

Obwohl die Bindung des Bors an Muskovite und Glaukonite quantitativ am größten ist, fällt den weniger Bor enthaltenden Illiten aufgrund ihrer Häufigkeit eine wichtigere Rolle bei der Borbestimmung zu (HARDER 1961, 1963). Andere Tonminerale, etwa Kaolinit und Montmorillonit, weisen erheblich niedrigere Boranteile auf, sind also nur unbedeutende Borlieferanten (HARDER 1963, ERNST & WERNER 1964). Sofern größere Mengen an Turmalin ausgeschlossen werden können, ist bei Tonsedimenten im Schnitt mit einer Bindung des Bors vor allem an Illite zu rechnen. Da dieser Vorgang im marinen Milieu am intensivsten abläuft, können anwachsende Borgehalte mit zunehmender Salinität gekoppelt sein. Nach HARDER (1963) und ERNST (1966) ist aber auch ein Anstieg der Borgehalte in den Illiten mit höheren Temperaturen gegeben und zu beachten!

Im Bereich der Muschelkalk/Keuper-Grenze bot es sich an, über die Ergebnisse aus der Bormethode zu einer Beurteilung des Ablagerungsmilieus, in

Verbindung mit anderen Kriterien, zu gelangen. Daraufhin wurden zwölf Proben aus Tonhorizonten ausgewählt, welche einen repräsentativen Querschnitt durch die Stratigraphie der Grenzregion darstellen.
Die angewandte Aufschlußmethode wurde aus der Vorstellung entwickelt, aus den Tonen eine leichter aufschließbare, vielleicht in schwächerer Bindungsform enthaltene Bor-Fraktion (H_2O-, CO_2-, HCl-Auszüge), von einer schwerer aufschließbaren (Sodaschmelze), entsprechend stärker gebundenen, zu isolieren und zu untersuchen. Es sollte festgestellt werden, ob eine der beiden Gruppen oder der Gesamtgehalt an Bor charakteristische Aussagen zu vermitteln vermochten. Nach den Ergebnissen scheint sich ein gewisser Trend allein durch die Borwerte der löslichen Gesamtfraktion auszudrücken. Höhere Gehalte sind hier in einem Bereich von der Mergelleitschicht bis zu den Dolomitischen Mergelschiefern nahezu symmetrisch zur Grenze angeordnet. Sie deuten parallel den Ca/Mg-Verhältnissen eine Zunahme der Salinität in der Grenzregion an. Der stratigraphische Bereich um den Werksandstein (Obere Estherienschiefer, Sandige Cardinienplatten, sowie Blaue und Grüne Tone) weist demgegenüber einen deutlichen Rückgang auf und könnte brackische Verhältnisse anzeigen. Die Borgehalte aus der Rückstandsfraktion zeigen eine breite Streuung, ohne Möglichkeiten einer sicheren Ausdeutung zu bieten.

D. Paläontologie

Die Ostracoden

Im Jahre 1857 berichtet VON SEEBACH über Ostracoden aus der Trias Thüringens. Als Fundschichten werden Mergel, „welche unter der eigentlichen Lettenkohle liegen" (S. 198) und Mergelschichten zwischen dem Lettenkohlensandstein angegeben. VON SEEBACH teilt dabei folgende neue Arten mit: *Bairdia pirus, Bairdia procera, Bairdia teres* und *Cythere dispar.*

VON SANDBERGER (1863) bestätigt das Vorkommen von *Bairdia pirus* VON SEEBACH im Bairdienkalk (= Glaukonitkalk) von Würzburg. 1866/67 ergänzt er die Kenntnisse zur Ostracodenverbreitung, indem er eine neue Spezies, *Cythere angusta,* aus den Schiefertonen des mainfränkischen Unteren Hauptmuschelkalkes vorstellt, ohne sie zu beschreiben und abzubilden. Gleichzeitig meldet er die große Verbreitung der *Cythere dispar* v. SEEB. und *Bairdia pirus* v. SEEB. im tonigen Unterlager des Bairdienkalkes und bezeichnet diese Schichten als Ostracoden-Tone. Beide Spezies werden von ihm auch aus der Unteren Lettenkohle gemeldet, während Ostracoden in den Schichten zwischen dem Hauptsandstein (= Werksandstein) und dem Grenzdolomit fehlen sollen.

Für die Trias Frankens bleibt es hundert Jahre bei diesem durch VON SANDBERGER fixiertem Wissensstande. Neuere Befunde aus den Nachbargebieten gesellen sich ab den fünfziger Jahren unseres Jahrhunderts hinzu. WICHER beschreibt 1951 eine Mikrofauna aus dem norddeutschen Rhät und 1957 aus dem Unter-Keuper. BERGER (1961) gibt einen Überblick der Ostracoden-Vorkommen im Buntsandstein NW-Deutschlands. Der ARBEITSKREIS DEUTSCHER MIKROPALÄONTOLOGEN (1962) berichtet von Ostracodenfunden aus dem Unteren und Mittleren Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper Ost- und Norddeutschlands.

1963 veröffentlichen BEUTLER & GRÜNDEL ihre Arbeit über Ostracocoden des Unteren Keupers im Bereich des Thüringer Beckens. OERTLI (1963) stellt eine Ostracodenfauna aus den Muschelkalk-Keuper-Grenzschichen von Faulquemont (Mosel) vor, KRÖMMELBEIN (1964) beschreibt aus dem gleichem Niveau eine ähnliche Vergesellschaftung vom Hohen Meißner (Niederhessen) und ZIEGLER (in CRAMER, 1965) eine solche aus der Bohrung Burgbernheim 3 (Mittelfranken). Weitere Publikationen behandeln Ostracoden aus dem Unteren Keuper Thüringens (GRÜNDEL 1965) und aus dem Mittleren Muschelkalk von Gotha (DIEBEL 1965).

Die Fülle an Ostracoden in den Grenzschichten von Muschelkalk und Keuper (Ostracodenton und Glaukonitkalk) erstreckt sich über ein Gebiet, das vom nördlichen Unterfranken über Würzburg bis zum Neckar reicht. In den Aufschlüssen fallen innerhalb des Ostracodentons und in den Basisschichten des Glaukonitkalkes 1,0 bis 3,0 cm-dünne mergelige Lagen auf, welche massenhaft Ostracoden beinhalten (am Grainberg bei Würzburg 150—200 Exemplare / cm²). Im Liegenden und Hangenden solcher Schill-

streifen können über Zehner von cm völlig fossilleere Tone auftreten. Ähnlich verhält es sich mit den oberen Kalksteinbänken des Glaukonitkalkes. Lateral wie vertikal wechseln Reichtum an Ostracoden mit Fehlen. Neben dem aus Schlämmproben gewonnenen Material wurden auch die in den Dünnschliffen angetroffenen Ostracoden ausgewertet.

Probennahme, Aufbereitung und Erhaltungszustand

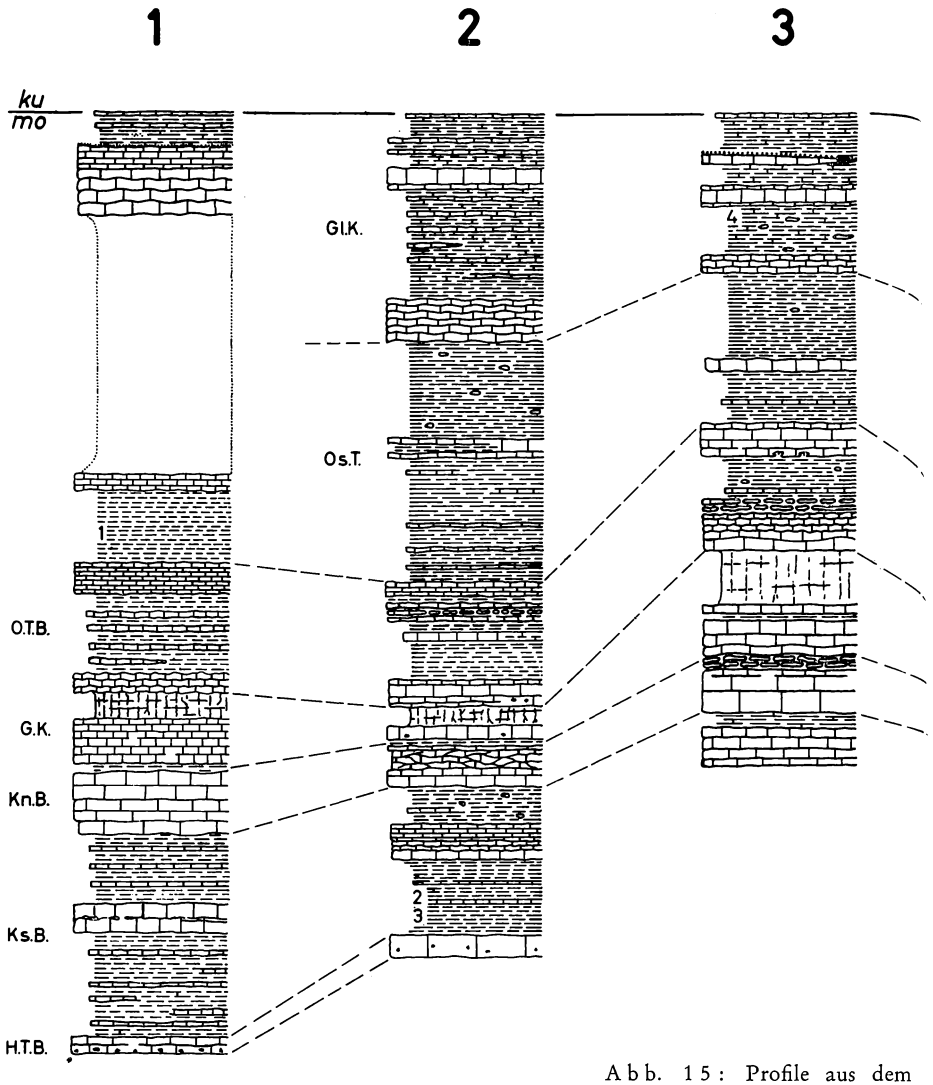
Tonproben wurden im Gelände solchen Horizonten entnommen, welche bereits im Handstück die Fülle an Ostracoden anzudeuten vermochten. Ergiebige Lagen kommen im Bereich der Muschelkalk/Keuper-Grenze nur im Ostracodenton und in den unteren Partien des Glaukonitkalkes vor. Bei einer systematischen Aufbereitung liegender Tonpakete, wie den Tonhorizonten I—V und dem Winterhäuser Tonhorizont (HOFFMANN 1964), sowie den Tonen des Lettenkeupers, dürften auch weniger auffällige Ostracodenvorkommen zu erfassen sein.
In sechs Steinbrüchen wurden insgesamt 16 Proben entnommen (Abb. 15), um die Ostracodenführung cm-genau festzulegen. Bei der Prüfung des besten Aufschlußverfahrens erwies sich die Salzsprengung mittels Glaubersalz als zu zeitraubend, da die Trennung der Ostracoden von den Tonpartikeln auch nach mehrmaligen Wiederholungen nur unvollkommen erfolgte. Bei weiteren Aufbereitungsvorgängen führte Wasserstoffsuperoxyd zu besseren Erfolgen, so daß diesem Verfahren der Vorzug gegeben wurde.
Das Probenmaterial wurde nach vorsichtiger Zerkleinerung mit 10 bis 15 %-igem H_2O_2 übergossen und im Trockenschrank bei 30—40 ° belassen, bis nach dem Aufkochen das Gestein zerteilt war. Der Schlämmvorgang erfolgte in einem Siebsatz mit den Maschenweiten 1,0 und 0,4 und 0,2 mm. Zur schnelleren Verdunstung des Wassers wurde mit Aceton nachgespült und das Probengut bei 50—60° C getrocknet.
Es ergab sich, daß die Fraktion zwischen 0,2 und 0,4 mm am höffigsten ist. Die Rückstände der nächst höheren führten nur einige besonders große Letticocytheren, minder gut erhalten. Die Fraktion unter 0,2 mm zeichnete sich durch kleine und mäßig erhaltene juvenile Ostracoden aus.
Die Qualität der Ostracoden ist in den einzelnen Schlämmproben verschieden. Sieht man von denjenigen ab, welche eine negative Ausbeute erbracht haben (2, 3, 4, 9), so fallen die Proben 1, 5, 6, 7, 10, 13 und 15 durch mindere Erhaltung auf. Nr. 16 lieferte neben ausgezeichneten Exemplaren auch solche mit starker calcitischer Verkrustung. Da aus der gleichen Schicht Grundwasser austrat, wäre diese Besonderheit einer nachträglichen Calcitisierung zuzuschreiben.
Der Anteil der Steinkerne beträgt, am Gesamtbestand der Ostracoden gemessen, ca. 10 %. Gehäuse sind äußerst selten und meist zerquetscht

(zwei Stück *Darwinula cf. fragiliformis*, eine *Letticocythere thuringensis*). Praktisch 90 % des Materials werden von Klappen gestellt. Auch im Handstück sind Klappen in der Überzahl. Stößt man diese vorsichtig mit einer Nadelspitze an, so tritt unter dem weggeplatzten Schalenstück Ton hervor. Unter dem Binokular haben die im Ton steckenden Steinkerne ein milchgraues Aussehen. Mitunter lassen sich Teile einer ehemals vollständigen Schalenbedeckung erkennen. Nach dem Schlämmen liegen meistens glatte Steinkerne vor, gewöhnlich hat sich der milchgraue, glasige Habitus in Eisenbraun gewandelt; es darf angenommen werden, daß durch die Einwirkung des H_2O_2 eine Oxidation stattgefunden hat, und zweiwertiges, ferrodolomitisch gebundenes, Eisen zu dreiwertigem befördert worden ist. Bricht man solche Steinkerne auf, so sind sie entweder hohl und mit wenig eisenbraunem Mulm ausgestattet (Laevicytheren), oder sie zeigen eine kompaktere bräunliche Füllmasse (Letticocytheren).

Bei vielen in Kalken vorkommenden Ostracoden sind die Klappenoberflächen vererzt. In den Dünnschliffen 82 und 86 findet man völlig vererzte Exemplare. Im Handstück zum Schliff 86 machen sich diese Ostracoden als dunkelrote (Hämatit?), stecknadelkopfgroße Partikel bemerkbar. Häufig beobachtet man eine intensive Rekristallisation der sonst messerscharf gezogenen Randpartien zu gröberem Kalkspat. Im Zentrum macht sich oft Mosaik-Calcit breit, mitunter auch grobkörniger Dolomit. Diese Metasomatose kann soweit gehen, daß von der ursprünglichen Ostracodenform nichts mehr übrig bleibt und nur noch ein mehr oder minder rundliches Haufwerk von Dolomitkörnern vorliegt. (Schliff 92). Bei zahlreichen Ostracoden besteht der Innenraum aus Mikrit (Schliffe 80, 81, 105, 116, 129). Es handelt sich hierbei um mit Sediment verfüllte Klappen.
Während in den Handstücken der Tonproben nirgends Ostracodenbruchschill anzutreffen ist, ist er in den Kalken häufig. Der Unterschied geht aus dem andersartigen Energiepegel bei der Ablagerung hervor.

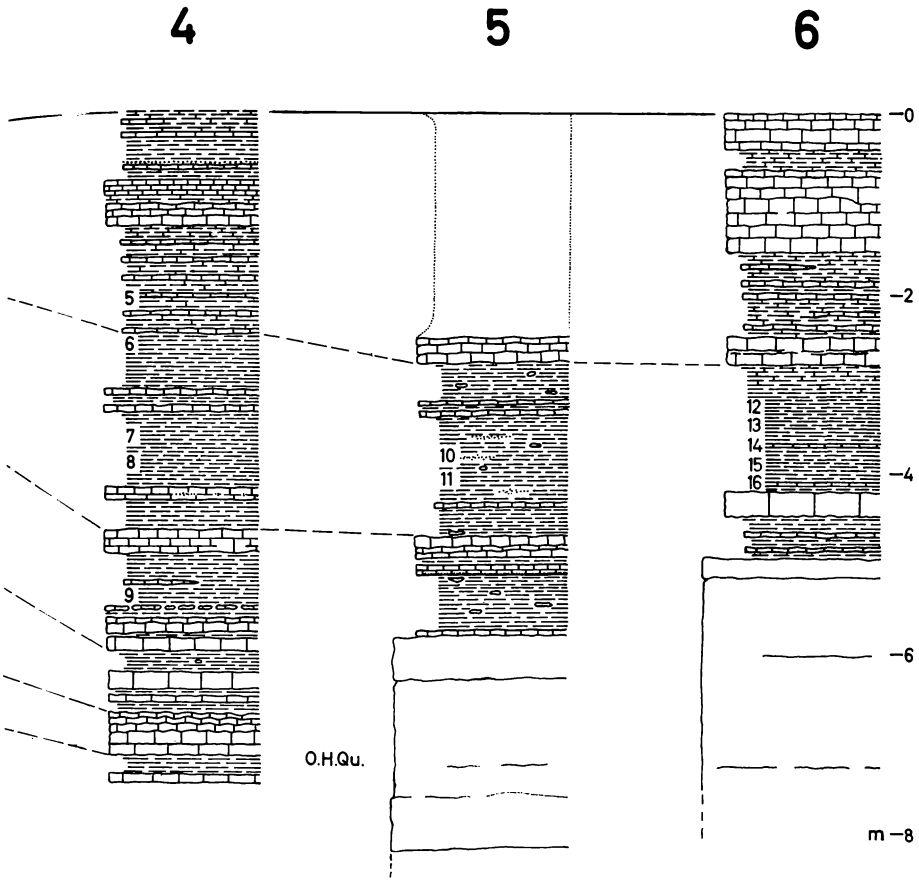
Stratigraphie

Anhand zahlreicher Dünnschliffe ist auch die Ostracodenführung von Kalken und Dolomiten erfaßt worden. Die gewonnenen Aussagen sind in stratigraphischer Hinsicht wertvoll. Im Oberen Hauptmuschelkalk führen die Oberen Gervillienkalke, die Terebratelschichten und die Fränkischen Grenzschichten Ostracoden in wechselnder Menge. Im Lettenkeuper findet man sie in der Blaubank und in den Unteren Dolomiten sowie in der Anthrakonitischen Bank, 7 m unter der Basisfläche des Grenzdolomits. Mit dem zuletzt erwähnten Vorkommen ist auch von SANDBERGERS Feststellung hinfällig, daß der Obere Lettenkeuper frei von Ostracoden sei.

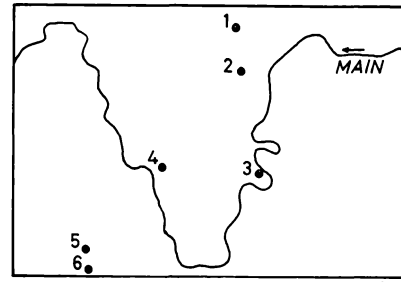


1 Rütschenhausen
2 Mühlhausen / Wern
3 Schwarzenau a. M.
4 Grainberg/Wzbg.
5 Kleinrinderfeld
6 Kirchheim / Ufr.

Abb. 15: Profile aus dem Oberen Hauptmuschelkalk von Unterfranken. Die Nummern der Ostracoden-Tonproben befinden sich in den Profilsäulen.



Abkürzungen: H.T.B. = Hauptterebratelbank, Ks.B. = Kiesbank, Kn.B. = Knauerige Bank, G.K. = Gelber Kipper, O.T.B. = Obere Terebratelbank, Os.T. = Ostracodenton, Gl.K. = Glaukonitkalk, O.H.Qu. = Oberer Hauptquaderhorizont.



H.A. 2/67

Die folgende Aufstellung gibt einen Überblick der fränkischen Ostracodenvorkommen.

Tonfazies des Beckeninnern

GLAUKONITKALK
Lindleinsberg/Würzburg: Massenvorkommen in der Grenzglaukonitbank (Dü 86).
Grainberg/Würzburg: 1. Einzelvorkommen in der Hauptglaukonitbank (Dü 13, 15, 16), 2. Ostracodenschill in cm-starken Ton/Mergel-Lagen des Gekrösekalkes (Abb. 15).

OSTRACODENTON
Rütschenhausen: Ostracodenschill in cm-mächtigen Ton/Mergel-Lagen über der Oberen Terebratelbank (Abb. 15).
Mühlhausen/Wern: Ostracodenschill, massenhaft in der mittleren Kalkbank (Dü 131 und Abb. 15).
Grainberg/Würzburg: Ostracodenschill in cm-mächtigen Ton/Mergel-Lagen (Abb. 15).

OBERE TEREBRATELBANK
Mühlhausen/Wern: Massenvorkommen in der Dachregion der Basisbank (Dü 129 und Abb. 15).
Grainberg/Würzburg: Die Tone über der Basisbank (Abb. 15) sind frei von Ostracoden.

KIESBANK
Mühlhausen/Wern: Die Tone im Hangenden der Hauptterebratelbank (Abb. 15) führen keine Ostracoden.

Uffenheimer Fazies

GLAUKONITKALK
Schwarzenau/Main: Ostracodenschill in einer cm-mächtigen Ton/Mergel-Lage des Gekrösekalkes (Abb. 15).
Tiefenstockheim: Ostracodenschill als Massenvorkommen in der Grenzglaukonitbank (Dü 25).

OSTRACODENTON
An den Verhältnissen der Tonfazies gemessen ist der Ostracodenton der Uffenheimer Fazies unergiebig (WAGNER 1913, WEHNER 1965).

Quaderkalkfazies

GLAUKONITKALK
Schloßplatz/Randersacker: Einzelvorkommen in den obersten 5 cm der Quaderbank (Dü 100).
Km 295,0 der Autobahn Würzburg—Nürnberg: Massenvorkommen 0,70 m unter der Muschelkalk/Keuper-Grenze (Dü 93).

OSTRACODENTON
Kirchheim: Ostracodenschill, angereichert in mehreren Lagen von cm-Stärke (Abb. 15).
Kleinrinderfeld: Ostracodenschill in cm-dünnen Ton/Mergel-Lagen (Abb. 15). Ähnliche Anhäufungen in Krensheim (WAGNER 1913).
Dettelbach: Massenvorkommen in der Quaderbank (Dü 120).

OBERE HAUPTQUADER
Schloßplatz/Randersacker: Einzelvorkommen 0,5 m unterhalb der Dachfläche (Dü 96).
Dettelbach: Obere Hauptquader sich auflösend in a) Quaderbank an der Basis Obere Terebratelbank (Dü 116) mit wenig Ostracoden und b) Quaderbank im Niveau Knauerige Bank/Gelber Kipper (Dü 114) mit massenhaft Ostracoden.

Kalkfazies

Berichte über Ostracodenfunde aus den Aufschlüssen der Kalkfazies fehlen in der Literatur. Das mag daran liegen, daß Ostracoden in den rein kalkigen Serien nur im Dünnschliff und Anschliff zu erkennen sind.

FRÄNKISCHE GRENZSCHICHTEN
Mistlau/Jagst: vereinzelte Exemplare 0,70 m unter der Muschelkalk/Keuper-Grenze (Dü 59).

OBERE GERVILLIENKALKE
Kirchberg/Jagst: wenige Ostracoden 5,10 m unter der Muschelkalk/Keuper-Grenze (Dü 72).

Kochendorfer Fazies

Im Gebiet der Kochendorfer Fazies birgt der Ostracodenton an mehreren Orten reichhaltiges Material, so in Unterohrn, Kupferzell, Niedersteinach, Sandelsbronn und Nesselbach (WAGNER 1913). Ostracoden treten ferner gesteinsbildend im Grenzbonebed von Rüblingen/Kocher auf (Dü 56).

Lettenkeuper-Aufschlüsse

Obwohl im Lettenkeuper mehr tonige Sedimente als im Muschelkalk vorkommen, findet eine ähnliche Anhäufung wie im Ostracodenton nicht statt. VON SANDBERGER (1866/67) meldet Funde aus der gesamten unteren Abteilung, besonders aus den Unteren Estherienschiefern und dem Zelligen Mergelkalk, in dessen papierdünnen Zwischenlagen man „Exemplare aufgeklappt und überall schön erhalten" (S. 199) antrifft.

BLAUBANK
Km 242,3 der Bundesautobahn Würzburg—Fulda: 0,5 cm mächtiger Anreicherungshorizont (Dü 92).
Schloßplatz/Randersacker: vereinzelte Ostracoden (Dü 105).

UNTERE DOLOMITE
Erkenbrechtshausen und Kirchberg/Jagst: geringe Ostracodenführung (Dü 80, 81).

ANTHRAKONITISCHE BANK
Estenfeld: vereinzelt Ostracodenschill (Dü 139—141).

Lithologie und Geochemie

Die Probennummern in Abb. 15 entstammen unter Ausschluß der Nummern 2, 3, 4 und 9 solchen Horizonten, welche in einer Mächtigkeit von 2—3 cm reiche Ostracodenlagen im Ton enthalten. FISCHER (S. 20, 1909) zitiert eine Analyse HILGERS (1889), nach der einem solchem Ostracodenton der Würzburger Trias folgende Bestandteile zuzuordnen sind:

SiO_2 26,201 %, Al_2O_3 10,482 %, Fe_2O_3 3,741 %, $CaCO_3$ 45,400 %, $MgCO_3$ 3,081 %, $CaSO_4$ 0,352 %, $Ca_3(PO_4)_2$ 0,712 %, NaCl 0,062 %, K_2O 2,711 %, Na_2O 1,806 %, Li_2O Spuren, H_2O 5,261 %.

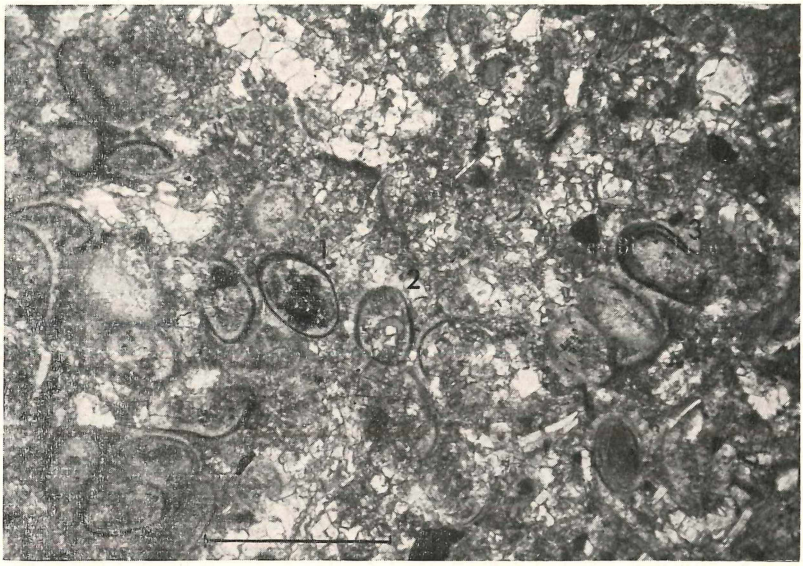


Abb. 16: Ostracoden-Biosparit aus dem Glaukonitkalk vom km 295,0 der Bundesautobahn Würzburg—Nürnberg. In Bildmitte sind Schnitte durch Laevicytheren (1) und Mandelstamien (2) zu erkennen. Am rechten Bildrand ist eine *Letticocythere* (3) angeschnitten. Maßstabslänge 1 mm (Parallelschliff 93).

Auf Grund des Karbonatgehaltes bezeichnet er solche Gesteine als Mergelschiefer und schreibt, daß sie mit wechselndem Verhältnis von Schieferton und Kalk über den ganzen Muschelkalk verbreitet seien.
Bei den als Mergel geltenden Ostracodentonproben ist der Karbonatgehalt mit der Ostracodenführung gekoppelt. Je mehr Ostracoden, desto mehr Karbonat. Über das Tonmineralspektrum von Muschelkalktonen Frankens ist bislang wenig bekannt geworden. BECHER (1965) teilt mit: „Im Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk Nordost-Bayerns führen die marinen Serien Illit und Kaolinit, wobei Illit prozentual stärker hervortritt."
Glaukonit ist in zwei Fällen (Proben 14, 16 von Kirchheim) zu erkennen gewesen. Er beteiligt sich untergeordnet an Ostracoden-Tonabdrücken. Eisengehalte haben sich sekundär angereichert. Schon in den Aufschlüssen fallen Kluftflächen auf, die mit bräunlichen Limonithäutchen belegt sind. Neben diesen, durch Grundwasserzirkulation bewirkten Ausfällungen, ist auch eine Limonitisierung von Ostracodensteinkernen und -schalen zu beobachten. Nach FISCHER (1908) handelt es sich um eine Oxidation von Pyrit, was durch Beobachtungen ZIEGLERS (in CRAMER, 1965) bestätigt wird, welcher Ostracoden in der Bohrung Ottenhofen (Mittelfranken) meist pyritisiert vorfand. In den Schlämmrückständen entdeckt man nur selten Quarzkörner. In denen der Proben 14 und 16 von Kirchheim sind zwei authigene Quarze (0,5—0,6 mm groß) und ein gerundeter von 0,65 mm Größe enthalten. Möglicherweise hat das Schlämmen Gehalte an Feinsand und Siltquarz mit der Feinfraktion fortgespült. Calciumtriphosphat ist in den Rückständen aller 16 Proben häufig und macht bis zu 10% aus. Es handelt sich um Zähnchen, Schuppen, Flossenstacheln und Knochensplitter. Unterlagen über die Bestandteile an weiteren Leicht- oder Schwermineralen liegen nicht vor.
Die strukturelle Beschaffenheit der Kalke und Dolomite, in denen Ostracoden vorkommen, deutet Abb. 17 an. Von 21 Dünnschliffen entfallen fünf auf den Lettenkeuper, der Rest auf den Oberen Hauptmuschelkalk. Bei einem Drittel aller Schliffe bilden Ostracoden die Hauptkornkomponente der Gesteine, so daß man diese als Ostracoden-Biosparite (Dü 25, 93, 120, 131), Siltquarz- und Quarz-Feinsand-haltige Ostracoden-Biosparite (Dü 56, 86) und als Ostracoden-Biopelmikrite (Dü 114) bezeichnen kann.
In den meisten Schliffen ist das Ostracodenmaterial zu Bruchschill zerrieben (25, 56, 114, 120, 131). Sobald sich lagenweise Siltquarz- und Quarz-Feinsandschüttungen einstellen, reißt die Ostracodenführung ab (25). Die Schliffe 114 und 120 weisen zusätzlich Lamellibranchiatenschill auf und 114 zahlreiche Pellets. Die Nummern 86 und 93 stechen durch gut erhaltenen Ostracodenschill ab. Hier lassen sich sogar Gattungen wie *Laevicythere* und *Letticocythere* identifizieren. In anderen Schliffen, beispielsweise 131, bereitet die beginnende Rekristallisation der Schalenrelikte zu Spat

Schwierigkeiten. Häufig trifft man auf vererzte Klappenoberflächen und -ränder. Das Innere vollständiger Exemplare besteht in der Regel aus grobem Kalkspat, im Schliff 93 auch aus Dolomit und in einem Fall aus Glaukonit.

Der Ostracodenschill und -bruchschill ordnet sich einer ebenen Feinschichtung unter. Im Quaderkalk von Dettelbach (Dü 120) liegen jedoch kleine Schrägschüttungskörper mit Ostracoden vor. Hier sind im Niveau des Ostracodentons primäre Lagen von größeren Schillwalzen erfaßt worden und nach Umlagerung zum Absatz gelangt. Eine Gruppe von Dünnschliffen (13, 15, 16, 96, 100) — sie gehören zu Mollusken-Biospariten und -Biosparruditen — führt nur sporadisch Ostracoden. Die Anzahl pro Schliff schwankt zwischen einem und etwas mehr als zehn Exemplaren. Die Ostracoden sind hier Nebengemengteil des Molluskenschills. Ähnliche Verhältnisse herrschen bei der Gruppe der Mollusken-Biomikrite und -Biomikrudite (59, 72, 105, 116). Auffällig ist die mangelhafte Sortierung der Komponenten. Ostracoden und anderer Feinschill sind mit gröberem Schill > 1 mm vermischt. Da letzterer den Hauptbestandteil der Komponenten ausmacht, sind die Gesteine als Biosparrudite, bzw. Biomikrudite zu benennen.

In einem Schliff (129) befinden sich akzessorisch Ostracoden, während die Hauptkomponenten von Molluskenschill und Pellets gestellt werden. In einem anderen (80) machen Lamellibranchiaten- und Gastropodenreste den Hauptteil der Kornkomponenten aus, während Ostracoden neben Quarzmittelsand untergeordnet beteiligt sind.

Eine Sonderstellung nehmen die Schliffe 81, 82 und 92 ein. Das Material stammt aus dem Würzburger Raum und dem Bereich der südlichen Lettenkeuper-Randfazies, nahe Crailsheim. Hier sind Ostracoden (82, 92) sowie Molluskenbestandteile in einem Sediment zur Einbettung gelangt, welches eine primär feinkörnige dolomitische Grundmasse besitzt (Dolomikrit). Von Belang ist hierbei die Frage, ob die Fauna in diesen, ruhige Ablagerungsbedingungen anzeigenden, Dolomiten existiert hat, und an Ort und Stelle überliefert worden ist. In den Schliffen 82, 81 (Dolomikrit) und auch 80 (Mollusken-Biomikrit) sind zumindest Anzeichen einer geringen Strömung belegt, was durch klastische Quarze angedeutet wird. Hier kann also ein Transport der fossilen Substanz nicht ausgeschlossen werden. Im Schliff 92 kommen die Ostracoden im Hangenden angereichert mit einigen bis 1 mm großen, Apatit enthaltenden Phosphoritgeröllen vor. Da eine scharfe Grenze zu den liegenden fossilfreien Partien besteht, muß hier mit einer gewissen Verfrachtung gerechnet werden, zumal separierte Ostracoden-Klappen vorkommen. Ob die durch Feinschichtung angezeigte Strömungstätigkeit stark genug war, um faunistisches Material aus den liegenden Tonen aufzuwältigen und erneut abzulagern, mag in diesem speziellen Fall ungewiß sein. Mit Wahrscheinlichkeit darf es jedoch bei den oben besprochenen

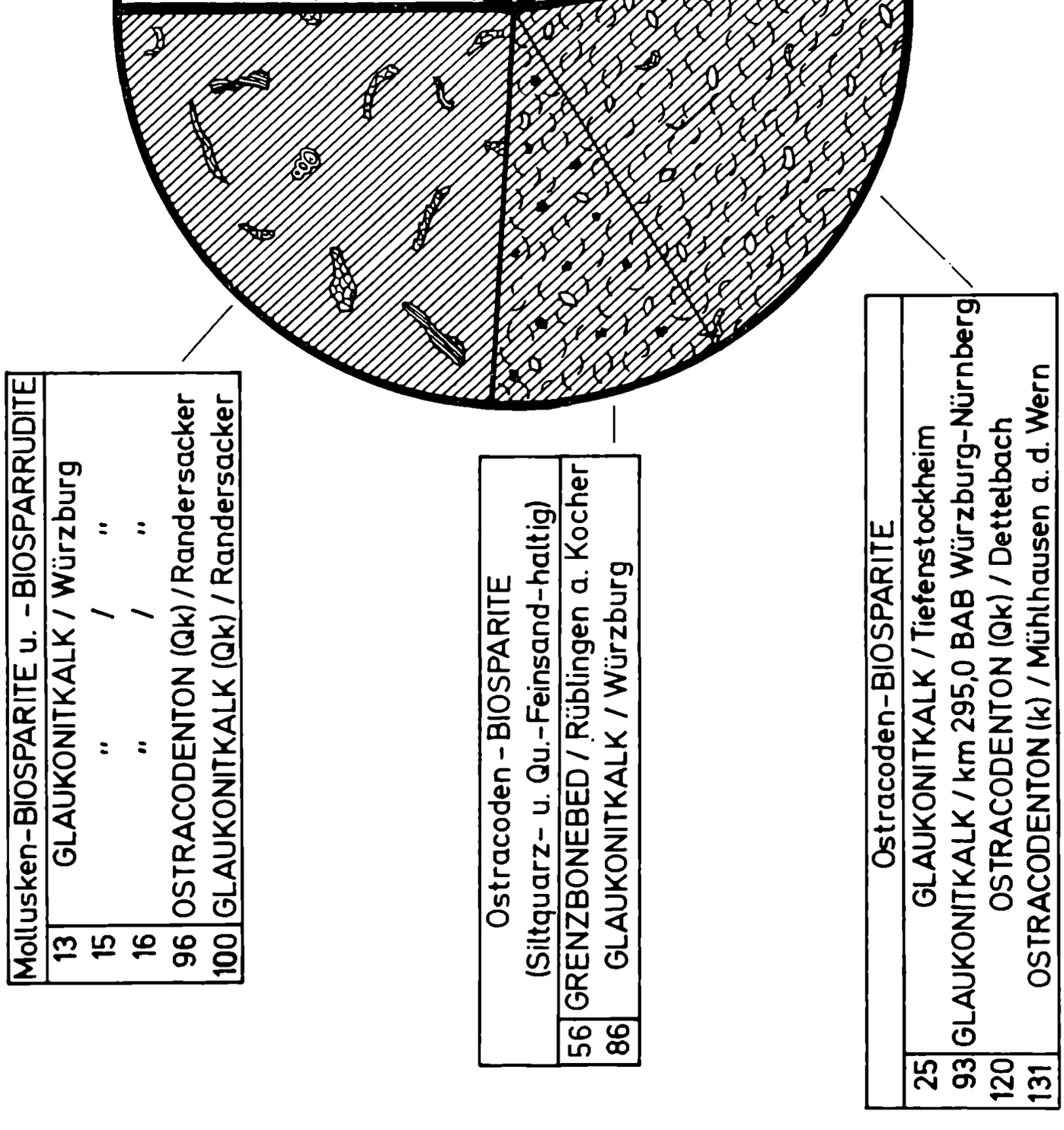
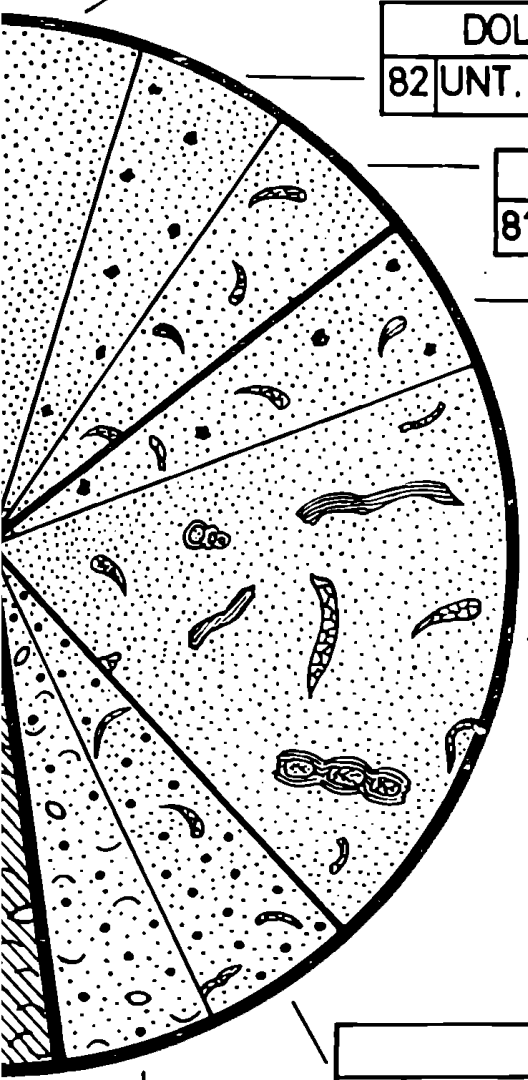


Abb. 17: Aufschlüsselung von 21 Dünnschliffen mit Ostracodenführung nach verschiedenen Gesteinstypen. Qk = Quaderkalk, x = Brachiopoden-führend, k = Kalkbank in Lagenmitte.



DOLOMIKRIT	
92	BLAUBANK / km 242,3 BAB Würzburg-Fulda

DOLOMIKRIT (Siltquarz-haltig)	
82	UNT. DOLOMITE / Kirchberg a.d. Jagst

DOLOMIKRIT (Mollusken-führend)	
81	UNT. DOLOMITE / Erkenbrechtshausen a.d. Jagst

Mollusken-BIOMIKRIT (Qu.-Mittelsand-haltig)	
80	UNT. DOLOMITE / Erkenbrechtsh. a.d. Jagst

Mollusken-BIOMIKRITE u.-BIOMIKRUDITE	
59	FRÄNK. GRENZSCHICHTEN / Mistlau a.d.J.
72	OB. GERVILLIENKALKE / Kirchberg a.d.J.
105	BLAUBANK / Randersacker
116	OB. TEREBRATELBANK (Qk) / Dettelbach (x)

BIOPELMIKRIT	
129	OB. TEREBRATELBK./ Mühlhausen a.d. Wern

Ostracoden-BIOPELMIKRIT	
114	KNAUERIGE BANK - GELBER KIPPER (Qk) / Dettelbach

H.A. 1/67

Gesteinstypen angenommen werden (Dü 13, 15, 16, 25, 56, 59, 72, 86, 93, 96, 100, 105, 114, 116, 120, 129, 131).

Fossilführung und -vergesellschaftung

In den fossilhaltigen Tonproben des Ostracodentons (P 1, 6, 7, 8, 10—16, Abb. 15) sind folgende Ostracodenarten enthalten:

Laevicythere piriformis (BEUTLER & GRÜNDEL 1963)
Laevicythere vulgaris (BEUTLER & GRÜNDEL 1963)
Christellocythere elegans (BEUTLER & GRÜNDEL 1963)
Christellocythere tumida (GRÜNDEL 1965)
Mandelstamia (Palaeomandelstamia) ingerslebensis (BEUTLER & GRÜNDEL 1963)
Mandelstamia (Palaeomandelstamia) gracilis (BEUTLER & GRÜNDEL 1963)
Letticocythere thuringensis (BEUTLER & GRÜNDEL 1963)
Darwinula inornata (SPIZH.) var. *macra* LUNIJAK (1958)
Darwinula cf. *fragilis* juv. SCHNEIDER (in LJUBIMOVA 1956)
Darwinula adducta (LJUBIMOVA 1955)
Darwinula petschorica (KASHEVAROVA 1958)
Darwinula cf. *fragiliformis* (KASHEVAROVA 1958)
Bairdia (MCCOY 1844) sp. inc.
Klieana? nov. sp. aff. *rhaetica* (ANDERSON 1964)

Laevicythere vulgaris und *Letticocythere thuringensis* sind am häufigsten. *Mandelstamia gracilis* und *Mandelstamia ingerslebensis* gehören zu den häufigeren Arten, während alle anderen nur sporadisch vertreten sind.

Die reichen Ostracodenlagen vom Grainberg/Würzburg (besonders P 7, Abb. 15) liefern beim Betrachten von Handstücken unter dem Binokular eine Reihe weiterer Fossilien: *Lingula tenuissima* BRONN, *Anoplophora lettica* QUENST., *Gervilleia subcostata* GOLDF., *Cyclestherioides franconica* REIBLE.

Die bis 1 cm große *Lingula* liegt als hellbraunes, flaches, kalkiges Häutchen auf den tonigen Schichtflächen. Die Anwachslinien sind in der Regel gut überliefert. Knapp unter 1 cm messen die eisenbraunen Exemplare der *Anoplophora*. Das für den Lettenkeuper typische Fossil konnte auch an anderen Orten im Ostracodenton beobachtet werden, niemals jedoch tiefer. Kleine, ca. 1/2 cm messende, Exemplare von *Gervilleia subcostata* — von SANDBERGER (1866) meldet auch *Gervilleia socialis* — sind gerade in Probe 7 ein auffälliger Bestandteil der Fauna. Ihre wasserklaren calcitischen Schalenbruchstücke finden sich in allen Schlämmproben.

Manche Schichtflächen sind mit *Cyclestherioides franconica* geradezu über-

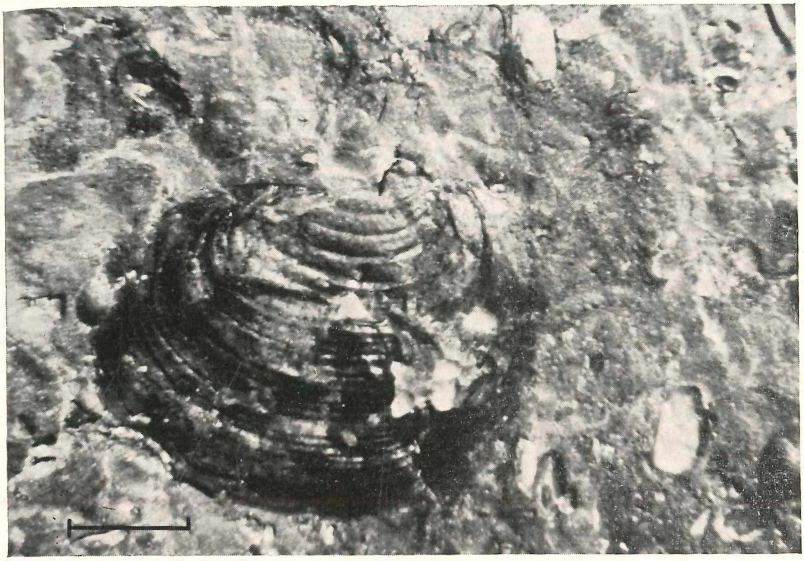


Abb. 18: Vergesellschaftung von Conchostraken *(Cyclestherioides franconica* Reible) mit Ostracoden (Letticocytheren und Laevicytheren). Schichtfläche des Ostracodentons, 1,20 m im Liegenden der Glaukonitkalkfolge vom Grainberg/ Würzburg. Maßstabslänge: 1 mm.

sät. Die Art gesellt sich zu den Ostracoden. Häufig tritt der Fall ein, daß die Ostracoden als vertiefte Eindrücke in den bräunlichen Conchostraken stecken.

Das Schlämmgut enthält ferner Wirbeltierreste in Form von Knochensubstanz, Schuppensplittern und Koprolithen. Unter den bestimmbaren Resten ist ein *Saurichthys*-Zähnchen zu erwähnen (Probe 13). Von Sandberger (1867) berichtet auch über Funde von *Colobodus*-Schuppen. Probe 15 lieferte einen nicht näher bestimmbaren Scolecodontenrest.

Von Bonfeld und Kupferzell (Kochendorfer Fazies) meldet Wagner (1913) Funde des *C. (Discoceratites) semipartitus* aus dem Ostracodenton. Für den Würzburger Raum läßt sich keine Bestätigung geben. Im Aufschluß Schloßplatz/Randersacker ist allerdings *C. (Discoceratites) semipartitus* im Oberen Hauptquaderhorizont nachgewiesen (frdl. mündl. Mitteilung von Prof. Dr. Rutte). Die Quader ersetzen dort gut Zweidrittel des Ostracodentons.

Wilczewski (1967) fand in den mit Ameisensäure aufbereiteten Proben (549—552) folgende Mikrofossilien: *Lingulonodosaria* sp., *Frondicularia*

sp., Fischschuppen, Actinopterygier-Zähne und Bruchstücke von *Acrodus* und *Hybodus* sp. (alle von Dettelbach).
In den Ostracoden-führenden Kalken des Glaukonitkalkes — es sind dies die etwas mächtigeren Bänke im oberen Teil der Folge — kann man wieder mit einer reicheren Fauna rechnen. WILCZEWSKI (1967) verweist auf Ostracoden und auf *Serpula* und Gastropodenfunde sowie auf *Acrodus*- und *Hybodus*-Bruchstücke (Proben 553—559 von Dettelbach).
An Makrofossilien sind zu nennen: *Lingula tenuissima* BRONN, *Gervilleia subcostata* GOLDF., *Gervilleia substriata* CREDNER, *Myophoria goldfussi* v. ALBERTI, *Myophoria pes anseris* v. SCHLOTH., *Myophoria struckmanni* v. STROMB., *Myophoria vulgaris* v. SCHLOTH., *Myophoriopis gregaria* v. MÜNSTER, *Trigonodus sandbergeri* v. ALBERTI. Zahlreicher kommen Conchostraken und im Gebiet der Kalkfazies auch Sphärocodien (WAGNER 1913) vor.
Dieser Fossilreichtum hört, von Ausnahmen abgesehen, mit den Kalken des Unteren Lettenkeupers auf. In den Dünnschliffen mit Ostracoden kommen neben unterschiedlichen Mengen an Wirbeltierrelikten hin und wieder Molluskenreste vor (Dü 80, 81). Diese gehören hauptsächlich den Spezies *Myophoria goldfussi* und *vulgaris*, sowie Anoplophoren an. Letztere stellen mit den Conchostraken den Hauptbestand der Fauna im Lettenkeuper.

Taxionomie

Die bei der Beschreibung angewandte Bezeichnungsweise folgt POKORNY (1958). An Abkürzungen werden benutzt: L = linke Klappe, R = rechte Klappe; l = Länge, h = Höhe, b = Breite.

Klasse:	Crustacea
Unterklasse:	Ostracoda LATREILLE 1806
Ordnung:	Podocopida MÜLLER 1894
Familie:	Cytheridae BAIRD 1850
Genus:	*Laevicythere* BEUTLER & GRÜNDEL 1963

Laevicythere piriformis BEUTLER & GRÜNDEL 1963
(Taf. 4, Fig. 1)

Material: 14 Klappen, 6 Steinkerne.
Fundorte: Grainberg östlich Würzburg, Kirchheim/Ufr., Dettelbach
Stratigraphischer Horizont: Ostracodenton und Glaukonitkalk.

a) Klappen: Relativ klein. Die mittlere Länge beträgt 0,5 mm. Die größte Höhe liegt ca. 1/3 vor dem Hinterende. Von hier fällt der Dorsalrand steiler nach hinten als nach vorn ab. Ventralrand annähernd gerade.

Kleinere Klappen schwächer, größere stärker gewölbt. Wölbung posterozentral bis zentral hinten ausgeprägter als vorn. Die größte Breite liegt in der Nähe des Ventralrandes. Schalenoberfläche aus feinen Körnchen bestehend.
Schließmuskelfleckgruppe zentral bis anterozentral gelegen. Die verkalkte Innenlamelle zieht von posterodorsal als breites Band, sich ventral verjüngend, nach zentral vorn. Randständige Porenkanäle sind erkennbar. Über den Bau des Schlosses lassen sich infolge unvollständiger Erhaltung keine Aussagen machen.
Maße: l = 0,47—5,55 mm, h = 0,30—0,38 mm.
b) Steinkerne: Während der Hauptteil der Klappen aus weißem, vermutlich kryptokristallinem (KESLING 1951) Calcit besteht, der mitunter gröber rekristallisiert ist, liegen die Gehäuse in einer eisenbraunen Limonit-Calcit-Modifikation vor. Ähnlich erhaltene Formen aus dem Domérien des südlichen Pariser Beckens findet man als Farbabbildung bei OERTLI (1963, S. III).
Die Steinkerne sind im Schnitt größer als die oben beschriebenen Klappen:
l = 0,50—0,54 mm, h = 0,34—0,40 mm, b = 0,23—0,28 mm.
Der Steinkernumriß zeigt in der Seitenansicht länglich-ovale bis birnenförmige (BEUTLER & GRÜNDEL 1963) Gestalt. Von dorsal gesehen gleicht der Steinkern einer vorn und hinten zugespitzten Eiform. L überragt die kleinere R deutlich. Die ventrale Steinkernanschwellung kann bei einigen Formen längs des Hälftenkontaktes eine schmale Furche veranlassen.

Bemerkungen: Die von BEUTLER & GRÜNDEL (1963) bearbeiteten Exemplare aus dem thüringischen Unteren Keuper sind durchschnittlich größer als die hier vorgefundenen. Die Differenz beträgt bei l = ca. 0,25 mm, bei h = ca. 0,2 mm und bei b = 0,05—0,1 mm. Die Abmessungen an den thüringischen Formen von *Laevicythere piriformis* indizieren das Reifestadium, so daß es sich bei den unterfränkischen Formen um ökologische Kümmerstadien handelt.
BEUTLER & GRÜNDEL (1963) lassen die Frage eines Sexualdimorphismus offen und verweisen darauf, daß zwischen stark gewölbten, wahrscheinlich weiblichen Exemplaren und solchen mit geringerer Aufblähung (männlich?) Übergänge bestehen. Das hier vorliegende Material reicht nicht aus, um zu einer Klärung beitragen zu können.

Laevicythere vulgaris BEUTLER & GRÜNDEL 1963
(Taf. 4, Fig. 2—5)

Material: 165 Klappen, 43 Steinkerne.
Fundorte: Grainberg östlich Würzburg, Kirchheim/Ufr., Kleinrinderfeld, Dettelbach.
Stratigraphischer Horizont: Ostracodenton und Glaukonitkalk.

Gedrungene Form mit annähernd dreieckigem Umriß. Überwiegend kleine, wohl juvenile Exemplare neben einigen adulten (etwa 30 Stück).
Der Dorsalrand ist konvex gekrümmt, er weist häufig posterodorsal, knapp vor der Klappenmitte, eine Knickstelle mit stumpfem Winkel auf. In diesem Falle biegt der Hinterrand wenig steiler als der Vorderrand ab. Der Ventralrand ist gerade und wird zentralventral bis wenig posteroventral von der aufgeblähten Schale überragt. Die seitliche Aufwölbung erreicht ihre größte Breite posteroventral mitten bis unten. Die linke Klappe ist etwas größer als die R. In der Dorsalansicht ergibt sich je nach Lage und Stärke der ventralen Schalenanschwellung ein bikonvexer bis eiförmiger Umriß. Von ventral gesehen ist eine deutliche Abplattung der Steinkerne zu erkennen. Die Schalenoberfläche ist mit kleinen Skulpturgrübchen versehen.
Die Schließmuskelfleckgruppe besteht aus den für die Cytheridae typischen vier Schließmuskelflecken, welche übereinanderliegen und ovale bis länglich-schlauchförmige Gestalt besitzen. Flächenständige Porenkanäle sind vorhanden. Die verkalkte Innenlamelle macht sich im Bereich des Vorderrandes bemerkbar. Das Schloß ist nach BEUTLER & GRÜNDEL kurz und gedrungen.
Maße: juvenile Formen: l = 0,46—0,58 mm, h = 0,31—0,42 mm (beide gemessen an 19 Klappen), b = 0,25—0,28 mm (gemessen an 12 Steinkernen); adulte Formen: l = 0,62—0,71 mm, h = 0,41—0,50 mm (beide gemessen an 16 Klappen).
Bemerkungen: Bei 80% aller Klappen ist die Schalensubstanz eisenbraun verfärbt. Der Rest ist in einer kalzitisch-weißen Modifikation erhalten. Die Steinkerne zeigen eine hell- bis dunkelbraune Tönung mit glasigem Habitus.

Es überrascht der hohe Anteil juveniler Exemplare. Es ist nicht ausgeschlossen, daß Frachtsonderung eine Rolle gespielt hat und die größeren von den kleineren Individuen separierte.

Trotz der etwas einseitigen Ausstattung des Materials mit Jugendformen läßt sich eine Variationsbreite feststellen. Abwandlungen betreffen den Umriß. Bei 1/5 bis 1/4 der Exemplare überwiegt der Hang zur Abschwächung der dorsalen Knickstelle. Hierbei wölbt sich der Dorsalrand in flacherem Bogen nach vorn und hinten zur Mitte symmetrisch ein. Unterschiede ergeben sich ferner in der Ausbildung von Vorder- und Hinterrand. Nahezu 10% aller Klappen zeichnen sich durch eine schmale Abplattungsfläche entweder am Vorder- bzw. Hinterrand, oder an beiden aus. Ein feiner Einschnitt verdeutlicht hierbei den Übergang zu den hochgewölbten Teilen des übrigen Klappenkörpers. Die Abplattungsfläche läuft gegen dorsal in den Rand aus. Ventral wird sie von der bauchig nach unten vorgezogenen Klappenwölbung überbordet.
Als Beispiel einer aberranten Entwicklung kann der Steinkern eines juvenilen

Exemplares gelten. Das ziemlich dreieckige Individuum ist genauso hoch wie lang (ca. 0,4 mm). Die dorsale Knickstelle liegt in Höhe der Steinkernmitte und ist übermäßig nach oben ausgelängt.
BEUTLER & GRÜNDEL gelang es trotz Materialfülle (ca. 1000 Gehäuse) nicht, Kriterien für einen Sexualdimorphismus zu benennen. Unter Umständen liegt in der verschieden kräftigen Aufblähung der posteroventralen Schalenregion ein geschlechtsspezifisches Merkmal.

Genus: *Christellocythere* BEUTLER & GRÜNDEL 1963
Christellocythere elegans (BEUTLER & GRÜNDEL 1963) und *Christellocythere tumida* (GRÜNDEL 1965)
(Taf. 4, Fig. 6, 7)

Material: 7 Klappen.
Fundorte: Grainberg östlich Würzburg, Kirchheim/Ufr.
Stratigraphischer Horizont: Ostracodenton und Glaukonitkalk.

Die Klappen sind einheitlich groß und nur in Teilen einwandfrei erhalten. Sie stimmen jedoch im Schalenumriß mit den obigen Spezies überein.
Hinweise für *Christellocythere elegans* geben der im mittleren Teil gerade und schwach nach vorn geneigte Schloßrand sowie eine abgeflachte Ventralfläche, welche vom zentroventralen Feld durch eine schmale, konvex gebogene Leiste abgegrenzt wird. Auf der Ventralfläche erkennt man bei einigen Exemplaren andeutungsweise mehrere zarte Rippen (mindestens drei). Zwei von drei Klappen sind im Hinterfeld posteroventral bis -zentral stärker ausgebuchtet (vermutlich ♀).
Die für *Christellocythere tumida* sprechenden Merkmale finden sich an vier anderen R-Klappen. Parallelen zu der weiblichen Form dieser Art ergeben sich aus dem äußeren Umriß. Dieser ist näherungsweise elliptisch, wobei im Gegensatz zu den Spezies *Chr. elegans* und *Chr. (Remocythere) alata* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963) antero- und posterodorsale Ecke stärker gerundet sind. Die Wölbungsspitzen liegen am Vorder- und Hinterende etwas unterhalb der Mitte. Die dorsalen Begrenzungslinien fallen nach hinten steiler als nach vorn ab. In der Seitenansicht bildet eine schmalkonvexe Kante ähnlich wie bei *Chr. elegans* den ventralen Abschluß. Die geschlechtsspezifische Aufblähung liegt posterozentral bis posteroventral. Die Klappenansicht von unten lenkt den Blick auf die Ventralfläche mit angedeuteten Rippen. Schalenoberfläche im Gegensatz zu GRÜNDELS Angaben kaum reticuliert (Umkristallisation?).
Die Verfüllung der Klappen mit tonigem Sediment verhindert Aussagen über den Bau der inneren Schalenelemente.
Maße: *Christellocythere elegans* l = 0,48—0,51 mm, h = 0,31—0,32 mm. *Christellocythere tumida* l = 0,50—0,51 mm, h = 0,33 mm.
BEUTLER & GRÜNDEL (1963) beschrieben wesentlich größere Exemplare von

Chr. elegans. Die fränkischen sind im Schnitt 0,15 mm kürzer und 0,05 mm niedriger. Bei *Chr. tumida* differieren nur die Höhen; die hiesige Spezies ist um 0,06 mm größer.

Bemerkung: Geringe Anzahl und mäßige Erhaltungszustände lassen eine vollständige Beschreibung nicht zu. Es bleibt daher offen, ob es sich bei den kleinen Formen von *Chr. elegans* um Individuen kurz vor Beendigung des Larvenstadiums handelt.

Genus: *Mandelstamia* LJUBIMOVA 1955
Mandelstamia (Palaeomandelstamia) ingerslebensis
(BEUTLER & GRÜNDEL 1963)
(Taf. 4, Fig. 8)

Material: 87 Klappen, 5 Steinkerne.
Fundorte: Grainberg östlich Würzburg, Kirchheim/Ufr., Kleinrinderfeld.
Stratigraphischer Horizont: Ostracodenton und Glaukonitkalk.

Mittelgroße, in der Seitenansicht nahezu rechteckige Form mit unterschiedlicher Zurundung aller vier Ecken. Dorsalrand gerade oder schwach konvex, zur Klappenmitte symmetrisch gewölbt oder auch mäßig nach vorn abgeschrägt. Ventralrand in der Mitte konkav eingezogen und daher im seitlichen Umriß vom zentroventralen Schalenbereich verdeckt. Zwischen flacher gebauten Klappen und solchen mit stärkerer Aufwölbung gibt es Übergänge. Die größte Breite liegt unterhalb der Klappenlängsachse im zentroventralen Feld. Von hier fällt die Schalenoberfläche sanft gegen dorsal ab. Als Folge der zentral-konkaven Einwölbung des Ventralrandes sind die Schalenhälften vorn und hinten etwas höher als in der Mitte. Dieser Effekt macht sich hauptsächlich bei den R-Klappen bemerkbar. Diese schwänzen im anteroventralen Schalenbereich gegenläufig zur kon-

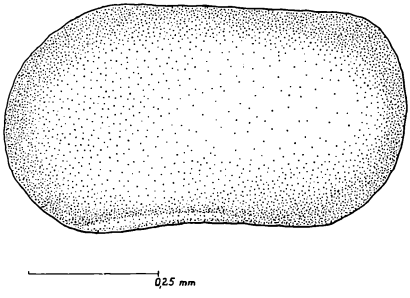


Abb. 19a: L-Klappe, 1.1

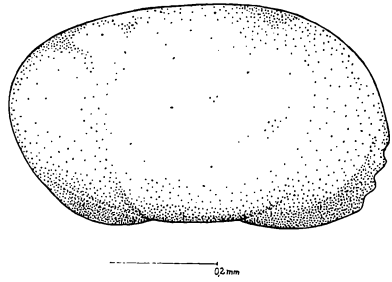


Abb. 19b: R-Klappe, 1.2

kaven Einmuldung des Ventralrandes aus. Die Ventralfläche ist schmal bikonvex; sie endet an einer wenig geschwungenen Kante, welche an die seitlichen Klappenteile grenzt. Die Schalenoberfläche zeigt Grobskulptur ohne besondere Musterung.

L- und R-Klappen unterscheiden sich vor allem durch ihre Größe. R ist kleiner als L. Die Mehrzahl aller R-Klappen zeichnet sich außerdem durch vier kleine Zacken aus, welche der unteren Hälfte des Vorderrandes anhängen. An der L ist der antero- und posteroventrale Schalenrandbereich breiter abgeplattet als an der R. Die anterodorsale Ecke der L spitzt sich bei einigen Exemplaren stumpfknotig zu.

Das Schloß ist auch bei schwach gewölbtem Dorsalrand der Klappen gerade gebaut. Einzelheiten waren nicht zu erkennen. Eine verkalkte Innenlamelle mit antero- und posteroventral ausgeprägtem Vestibulum ist vorhanden. Die randständigen Porenkanäle sind bei gut erhaltenen Klappen einwandfrei zu erkennen.

Bei einer R konnte die Schließmuskelfleckgruppe ausgemacht werden. Sie besteht aus vier übereinanderliegenden Narben unterschiedlicher Gestalt. In der Nähe befinden sich neben Abdrücken flächenständiger Porenkanäle vermutlich solche, die zur Mandibular- und Antennalgruppe gehören.

Maße:

l (rechte Klappen) = 0,57—0,71 mm
l (linke Klappen) = 0,56—0,72 mm
h (rechte Klappen) = 0,33—0,40 mm
h (linke Klappen) = 0,35—0,43 mm

gemessen an 32 Klappen

b (gemessen an vier unbeschädigten Steinkernen) = 0,26—0,32 mm.

Bemerkungen: Beutler & Gründel (1963, S. 63) geben folgende Größen der thüringischen Mandelstamia Palaeomandelstamia ingerslebensis an:

$L_{max.}$: 0,79 mm, $L_{min.}$: 0,70 mm, $H_{max.}$: 0,49 mm,
$H_{min.}$: 0,42 mm, $B_{max.}$: 0,33 mm, $B_{min.}$: 0,27 mm.

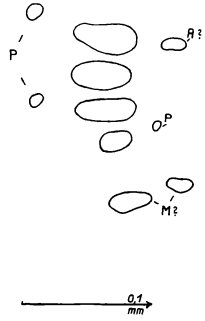


Abb. 20: Schließmuskelflecken einer R-Klappe mit Abdrücken von Porenkanälen (P) und fraglichen Relikten der Antennal- (A?) und Mandibulargruppe (M?). 3.2

Ein Vergleich mit den l- und h-Werten oben zeigt die Differenzen auf. Der Grund für die größere Schwankungsbreite bei den Abmessungen der fränkischen Exemplare mag darin liegen, daß ein wesentlicher Teil der Formen dem Larvenstadium entstammt. Diese Individuen gleichen in allem den adulten Formen.

Zur Frage des Geschlechtsdimorphismus schreiben BEUTLER & GRÜNDEL (1963, S. 62): „... konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Es treten dickere und schlankere Exemplare auf, diese Unterschiede sind möglicherweise auf geschlechtliche Differenzierung zurückzuführen." Bei den Untersuchungen fiel auf, daß in der Ausgestaltung des Hinterfeldes einerseits und des anteroventralen Schalenrandes andererseits zwei bestimmte Typen vorherrschen. Der eine ist durch knappe Rundung der posterodorsalen und posteroventralen Ecke und durch ein schwaches Ausschwänzen des anteroventralen Schalenrandes gekennzeichnet. Vom Umriß her gleicht er am ehesten einem Rechteck. Der andere Typus zeichnet sich durch stärkere Rundung des Hinterrandes und durch ein auffälliges Abknicken des unteren Vorderrandes aus. Er ähnelt einer Bohnenform. Da solche Individuen allgemein etwas breiter sind, können letztere durchaus weibliche und erstere männliche Formen darstellen.

Bei der thüringischen Art ist der anderodorsale Knoten der L häufig vertreten. Hier findet man ihn selten. Auch fehlt den hiesigen Formen eine V-förmige Furche vor der Mitte des Dorsalrandes. Die Steinkerne liegen in der üblichen eisenbraunen Limonit-Kalzit-Erhaltung vor. Verglichen mit den Klappen ist der Umriß nicht so prägnant, weil die abgeflachten Schalenrandbereiche und die dornenartigen Fortsätze der R wegfallen.

Mandelstamia (Palaeomandelstamia) gracilis
(BEUTLER & GRÜNDEL 1963)
(Taf. 4, Fig. 9—14)

Material: 230 Klappen, 20 Steinkerne.
Fundorte: Grainberg östlich Würzburg, Kirchheim/Ufr., Kleinrinderfeld.
Stratigraphischer Horizont: Ostracodenton und Glaukonitkalk.

Die Spezies *M. (P.) gracilis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963) ähnelt stark der *M. (P.) ingerslebensis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963). Sie ist aber 1/3 bis 1/4 kleiner als diese. Mehr als die Hälfte der Klappen und Steinkerne zeichnet sich durch nach hinten abgeschrägten Dorsalrand aus. Dieser beginnt an der anterodorsalen Ecke mit einer meist stumpfwinkligen Knickstelle, fällt unter 5—10° nach hinten ab und läuft posterodorsal wohlgerundet in den Hinterrand aus. Folglich beschreibt letzterer einen engeren Bogen als der Vorderrand. Ist der Dorsalrand nahezu gerade beschaffen, so gleicht der Umriß einem kantengerundeten Rechteck. Der Ventralrand ist entweder gerade oder in der Mitte schwach konkav eingebogen; ihm fehlt die für *M. (P.) ingerslebensis* vorn und hinten typische Abflachung. Auch schwänzen die

R-Klappen anteroventral gar nicht oder nur andeutungsweise aus. Die Schalenaufblähung umfaßt alle Übergänge von flach bis mäßig aufgetrieben. Dabei liegt die größte Breite der Klappen meistens mehr im Bereich des Ventralfeldes und zentral denn dorsal.
Die L ist etwas größer als die R und infolgedessen gedrungener. Nur am Vorderrand der R sitzen unterhalb der Klappenmitte vier kleine Dornen. An gröber umkristallisierten Klappen sind sie nicht mehr zu erkennen. Die Schalenoberfläche ist fein retikuliert unter Andeutung von Netzmustern.
Nach BEUTLER & GRÜNDEL (1963) gleichen Schließmuskelfeld und Schloß denen der Gattung. Die verkalkte Innenlamelle scheint schmäler zu sein als bei *M. (P.) ingerslebensis*. Flächenständige und unverzweigte randständige Porenkanäle konnten beobachtet werden.
Maße: l = (0,30—) 0,39—0,55 mm, h = (0,22—) 0,24—0,36 mm (beide gemessen an 17 Klappen); b = 0,19—0,25 mm (gemessen an 10 Steinkernen).

Bemerkungen: Gegenüber den von BEUTLER & GRÜNDEL (1963) gemessenen *M. (P.) gracilis* ergeben sich im Mittel folgende Differenzbeträge: l = —0,15 mm, h = —0,07 mm, b = —0,05 mm. Bei den thüringischen Formen handelt es sich um Exemplare des Reifestadiums. Dagegen scheinen die oben beschriebenen Formen dem Larvenstadium anzugehören. Dem steht aber entgegen, daß die vorliegende Individuen-Vergesellschaftung in sich ausgeprägte Größenschwankungen zeigt. Auch läßt sich schwer annehmen, die großen Exemplare seien durch Frachtsonderung verloren gegangen, da in der gleichen Probe sehr große Letticocytheren vorkommen.
Zum gleichen Themenkreis gehört die Variabilität der Spezies in bezug auf die Klappengestaltung. Das betrifft in erster Linie die Variationsbreite des Umrisses. So kann der Dorsalrand gerade, schräg oder zugerundet, kürzer oder länger im Verhältnis zur Klappe sein. Entsprechend treten die antero- und posterodorsalen Ecken hervor oder werden unterdrückt. Ein extrem nach hinten fallender Dorsalrand veranlaßt bei kleinen, sicher juvenilen Exemplaren einen spitzkonvexen Hinterrand. Ein zugerundeter

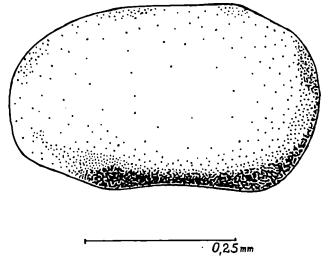


Abb. 21: L-Klappe, 3.3

Dorsalrand wiederum hebt die ungleiche Krümmung von Vorder- und Hinterrand auf und bewirkt eine mehr elliptische Form. Bei geradem Ventral- und Dorsalrand entsteht eine abgerundete Rechteckform. Weitere Variationsmöglichkeiten liegen in der unterschiedlich starken Abflachung des Vorderfeldes, die entgegengesetzt zur Aufblähung des Klappenkörpers erfolgt, sowie im Ausschwänzen des vorderen Ventralrandes der R. Bedauerlicherweise ist mit der Breite dieser Merkmale auch eine gewisse Unschärfe verbunden, so daß es unmöglich erscheint, Kriterien für männlich und weiblich zu benennen.
Erhaltung der Steinkerne: Neben unverdrückten Exemplaren kommen zahlreiche, um $^2/_3$ dünnere Flachkerne vor, deren Ränder lamellenartig ausgewalzt sind. Fast alle bestehen aus einer eisenbraunen Limonit-Kalzit-Substanz und haben eine grobkristalline, rauhe Oberfläche.

Genus: *Letticocythere* BEUTLER & GRÜNDEL 1963
(Taf. 4, Fig. 15, 16)
Letticocythere thuringensis (BEUTLER & GRÜNDEL 1963)

Material: 225 Klappen, 9 Steinkerne, ein verquetschtes Gehäuse.
Fundorte: Grainberg östlich Würzburg, Kirchheim/Ufr., Kleinrinderfeld.
Stratigraphischer Horizont: Ostracodenton und Glaukonitkalk.

Auffallend großwüchsig und stark skulpturiert. Zentraler Klappenkörper gegenüber Randbereichen erhaben. ♂ länglich-rechteckig und etwas größer als die ♀, vorn geringfügig niedriger oder gleich hoch wie hinten (bei BEUTLER & GRÜNDEL 1963 umgekehrt). Vorderende konvex und mäßig schaufelförmig aufgewölbt. Hinterende kantig bis kaum zugerundet. Die Klappen der ♀ verjüngen sich gegen hinten, d. h. der Dorsalrand fällt gleichmäßig ab, der Ventralrand jedoch unter Einschluß einer konkaven Wellung in der Mitte. Diese wird von seitlichen Klappenteilen verdeckt.

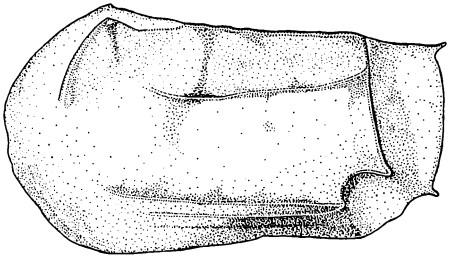


Abb. 22: L-Klappe ♀, 1.3

Der anterodorsale Übergang vom Vorder- in den Dorsalrand ist knotenartig ausgebogen. An gleicher Stelle, aber höherliegend, springt ein spitzer Dorn leicht nach hinten von der Klappenoberfläche weg. Er läuft nach vorn mitunter in einer schwachen, umrißparallelen Rippe aus, welche an der Klappenmitte endet. Hinter dem Dorn öffnet sich von dorsal ein Sulcus, welcher in Höhe der Klappenmitte ausläuft. Eine zarte Rippe entwickelt sich knapp vor dieser Furche, durchquert sie und erreicht kurz vor der Mitte den Dorsalrand. Diesem folgend zieht sie nach hinten, in der Seitenansicht die schmale Dorsalfläche verdeckend. Sie biegt vor dem Hinterende nahezu rechtwinklig ab, schwenkt erneut in 3/4 Klappenhöhe um und dringt diagonal bis über die Mitte hinaus ins Zentralfeld vor.
Die vordere Begrenzung des Hinterfeldes erfolgt durch eine scharfe, erhöht liegende Kante, welche von posterodorsal ziemlich steil nach hinten-unten verläuft. Im oberen Drittel fällt sie zwischen den beiden Umknickstellen mit der oben beschriebenen Rippe zusammen. Bei den ♂ knickt die Kante vor dem Ventralrand ab. Sie setzt sich parallel als auffällige Rippe bis in das anteroventrale Feld fort. Bei den ♀ liegt die Umknickstelle höher und mündet in einer scharfen Spitze aus. Ein zurückspringender sinusförmiger Bogen schließt von hier an die ventralrandparallele Rippe an. Diese Anschlußstelle ist durch einen hinterwärts auslaufenden Dorn gekennzeichnet. Vom kantenbegrenzten Vorderrand des Hinterfeldes muldet sich die Schale mäßig konkav zum abgestumpften Hinterrande ein. Ein ähnlich steiler Abfall liegt bei den ♀ posteroventral unterhalb des sinusförmigen Bogens. Der Hinterrand ist oben und unten mit unterschiedlich zugespitzten Anhängen versehen. Unterhalb des posteroventralen Anhanges gehen Hinter- und Vorderrand kontinuierlich ineinander über. Ebenso verhält es sich vorn.
Die Ventralfläche ist breit, trägt 2—3 feine Rippen und endet seitlich an der unteren Längsrippe der höhergelegenen Klappenflanke. Über die gesamte Schalenoberfläche erstrecken sich unregelmäßig ausgebildet feine Grübchen. Nach BEUTLER & GRÜNDEL (1963) ist die L etwas größer als die R.
Maße:
l (♀) = 0,68—0,82 mm, l (♂) = 0,80—0,95 mm
h (♀) = 0,38—0,48 mm, h (♂) = 0,42—0,49 mm gemessen an 30 Klappen
Infolge schlechter Erhaltung der Steinkerne keine Breitenangaben.

Bemerkungen: Die Längen- und Höhenmaße stimmen weitgehend mit den von BEUTLER & GRÜNDEL ermittelten Werten überein. Es ist deshalb zulässig, die oben vermessenen Exemplare dem Reifestadium beizuordnen. Der Geschlechtsdimorphismus macht sich in Umriß und Skulpturierung bemerkbar. BEUTLER & GRÜNDEL ermittelten die statistische Häufigkeit der beiden Sexualtypen und kennzeichneten die zahlenmäßig überlegene

Form als (♀ ?) und die in der Minderzahl vertretene als (♂ ?). Nach den bisherigen Erfahrungen entspricht diese Verfahrensweise den natürlichen Gegebenheiten. Bei den hier untersuchten Individuen sind die mit (♀ ?) bezeichneten Formen ebenfalls in der Überzahl und stechen von den (♂ ?)-Formen ab. Somit bestätigen sich die in Thüringen gemachten Beobachtungen, welche berechtigten, die oben bestimmten Exemplare nun unter Wegfall des Fragezeichens als ♀ oder ♂ einzustufen.
Gut erhaltene Steinkerne sind im Verhältnis zu anderen Gattungen nicht so häufig. Es kommen sowohl eisenbraun gefärbte in Limonit/Kalzit-Erhaltung vor, als auch solche aus grauem oder milchig-weißem Kalzit. Die Oberflächen sind rauh und bilden die Reticulation der Schale ab. In einigen Fällen liegen Skulpturkerne vor mit nahezu vollständigen Negativabdrücken des vorderen Dornenpaares bzw. markanter Rippen und Kanten.

Familie: Darwinulidae Brady & Norman 1889
Genus: *Darwinula* Brady & Robertson 1885
Darwinula inornata (Spizh.) var. *macra* Lunijak (1958)
(Taf. 4, Fig. 17)

Material: 3 R, 1 L.
Fundorte: Kirchheim/Ufr., Kleinrinderfeld.
Stratigraphischer Horizont: Ostracodenton.
Klappen länglich, einer kantengerundeten Rechteckform gleichend. Nahezu doppelt so lang wie hoch. Dorsalrand gerade oder wenig nach vorn abfallend, Ventralrand gerade oder mitten schwach konkav eingebogen. Vorder- und Hinterrand fast gleichmäßig konvex gekrümmt.
Schalenoberfläche fein retikuliert.
R und L haben gleichen Umriß. Nach Kashevarova (1958) umgreift R die L längs des Klappenkontaktes, einen schmalen Wulst bildend.
Über den Innenbau der Schale lassen sich kaum Angaben machen. Das Schloß scheint parallel zum geraden Teil des Dorsalrandes zu verlaufen und besteht aus Schloßleiste (R) und Schloßfurche (L). Hinweise dafür ergeben sich durch eine R, an der eine nach vorn sich verjüngende Leiste zu erkennen war. Es bleibt offen, wie die Innenlamelle beschaffen ist. Nach

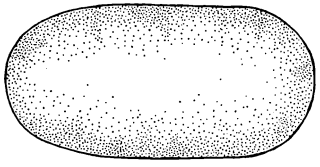


Abb. 23: L-Klappe, 3.4

MORKHOVEN (II, S. 30, 1963) gilt für die Gattung, daß man die Innenlamelle nur bei bester Erhaltung erkennen kann, da sie äußerst schmal ist. Eine überall ausgeprägte Umkristallisation des Calcits verhindert ferner Aussagen über Porenkanäle und Beschaffenheit der Schließmuskelabdrücke. Maße: l = 0,50—0,52 mm, h = 0,25—0,28 mm.

Bemerkungen: Obwohl die für *Darwinula* kennzeichnenden Schließmuskelflecken nicht ermittelt werden konnten, stimmen die oben beschriebenen Klappen mit der von KASHEVAROVA (1958) vorgestellten *D. inornata* var. *macra* überein. Differenzen ergeben sich bei den Größenabmessungen. Die vergleichbaren Exemplare aus dem Oberperm des Wolga-Ural-Gebietes sind um 0,15—0,28 mm länger und 0,05—0,12 mm höher als die obigen. Unter den nahestehenden Arten sind zu erwähnen: *Darwinula inornata* SPIZH. und *Darwinula parallela* SPIZH. var. *typica* LUNIJAK 1958, ebenfalls oberpermische Arten des Wolga-Ural-Gebietes. Obwohl im Umriß ähnlich, sind sie im Verhältnis zur Länge höher gebaut als *D. inornata* var. *macra*. *Darwinula adducta* LUBIMOVA 1955, eine triassische Ostracode aus dem mittleren Wolga-Gebiet ist demgegenüber länger, niedriger und am Hinterrand spitzer.

Darwinula cf. *fragilis* juv. SCHNEIDER

Material: 1 R, 2 L.
Fundorte: Kleinrinderfeld.
Stratigraphischer Horizont: Ostracodenton.
Kleinwüchsig, langoval und nach vorn zugespitzt, daher Dorsalrand mäßig schräg nach vorn abfallend. Ventralrand gerade oder vor der Mitte schwach konkav eingezogen. Hinterrand weiter, Vorderrand enger gebogen. Größte Höhe im hinteren Drittel.
Schalenoberfläche fein reticuliert.
Über die inneren Merkmale der Schalen können keine Angaben gemacht werden, da sie mit Sediment verfüllt sind.
Maße: l = 0,40—0,41 mm, h = 0,18—0,22 mm.

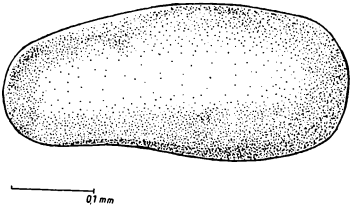


Abb. 24: L-Klappe, 2.1

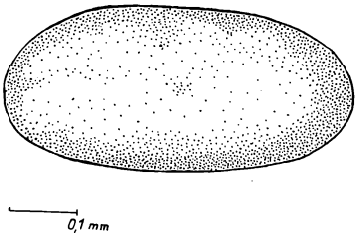


Abb. 25: Steinkern, Seitenansicht von rechts, 1.4

Bemerkungen: Ähnliche Formen finden sich in der Trias der östlichen Ukraine (LJUBIMOVA 1956) und im Mittleren Buntsandstein der Bohrung Schubin (ARBEITSKR. DTSCH. MIKROPALÄONTOLOGEN, Taf. 7, Fig. i, 1962). Da diese um das Doppelte größer sind, dürfte es sich hier um juvenile Individuen handeln.

Darwinula adducta LJUBIMOVA 1955
(Taf. 4, Fig. 18)

Material: 2 Klappen, ein Steinkern.
Fundorte: Grainberg östlich Würzburg, Kirchheim/Ufr., Kleinrinderfeld.
Stratigraphischer Horizont: Ostracodenton und Glaukonitkalk.
Kleinwüchsig, stäbchenförmig. Dorsal- und Ventralrand gerade oder nur schwach konvex gebogen. Vorder- und Hinterrand mit annähernd gleichem Krümmungsradius.
Von dorsal gesehen liegt das Wölbungsmaximum der Klappen und des Steinkerns etwa auf der Klappenmittellinie. Von hier fällt die Oberfläche stärker gegen dorsal und ventral ab, als gegen vorn und hinten.
Die Schalenaußenfläche der Klappen ist fein reticuliert. Der Steinkern zeigt milchig-glasigen Habitus. Die linke Steinkernhälfte umgreift die rechte, ohne stärker überzustehen. Der Klappenkontakt liegt in einer Ebene. Auf der Klappenaußenseite einer R sind zentral Abdrücke zu erkennen, welche zur Schließmuskelfleckgruppe gehören. Es handelt sich um acht Flecken, die sich in zwei Reihen parallel anordnen. Das Schließmuskelfeld ist insgesamt nach hinten geneigt (ca. 45°). Die Lage der einzelnen Flecken zueinander entspricht nicht völlig dem darwinuloiden Typus. Sie läßt sich am

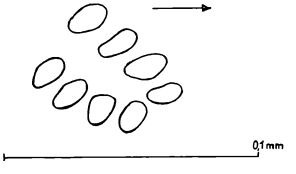


Abb. 26: Schließmuskelabdrücke auf der Außenseite einer R-Klappe, 3.5

besten mit den von GRÜNDEL (Abb. 5, S. 585, 1964) abgebildeten Schließmuskelgruppen 5 (=cytherelloid i. e. S.) und 6 (=darwinuloid) vergleichen. Beide Stadien gehören einer morphologischen Übergangsreihe vom healdioiden zum darwinuloiden Muskelfeld an, beobachtet an liassischen Vertretern der Healdiacea.
Der Erhaltungszustand gestattet keine weiteren Aussagen über die Merkmale des Schaleninnern.
Maße: l=0,43—0,50 mm, h=0,20—0,25 mm.

Bemerkungen: Für die Gattungsbestimmung war das Schließmuskelfeld ausschlaggebend. Die richtige Arteinstufung kann aufgrund des äußeren Umrisses wahrscheinlich gemacht werden.

Darwinula petschorica KASHEVAROVA 1958
(Taf. 4, Fig. 19)

Material: 2 Steinkerne.
Fundort: Grainberg östlich Würzburg.
Stratigraphischer Horizont: Glaukonitkalk.
Langgestreckter Umriß. Der Dorsalrand ist konvex gebogen, der Ventralrand zentral gerade. Vorderrand stumpfer, Hinterrand spitzer zugerundet. Beide greifen weit gegen ventral und dorsal aus, ohne Ecken zu bilden. Die größte Höhe liegt etwas vor dem hinteren Drittel der Steinkerne. Gleiches gilt für die Breite, so daß die Außenflächen nach vorn flacher und nach hinten steiler abfallen. Die Steinkerne sind im Bereich des zentralventralen Klappenkontaktes abgeflacht und lassen eine schmale, spitzelliptische Ventralfläche erkennen. Die linke Steinkernhälfte umgreift die rechte auffällig am Hinterrand und im hinteren Teil des Dorsalrandes.
Auf den Steinkernoberflächen befinden sich keine Abdrücke, welche auf wichtige Merkmalsgruppen des inneren Schalenbaues hindeuten könnten.
Maße: l=0,65 mm h=0,33 mm b=0,26 mm
l=0,50 mm h=0,24 mm b=0,20 mm
Bemerkungen: Die Steinkerne weichen in zwei Punkten vom Original KASHEVAROVAS ab. Beim Holotypus biegt der Dorsalrand 1/3 vor dem

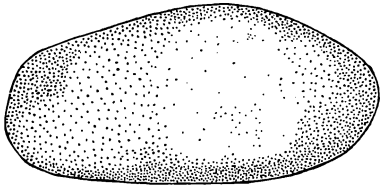


Abb. 27: Steinkern, Seitenansicht von links, 1.5

Hinterende etwas schärfer um als bei den Steinkernen. Ferner sind die Klappen in der Dorsalansicht bis auf Vorder- und Hinterende gleichmäßig breit aufgetrieben. Bei den Steinkernen dagegen liegt die maximale Breite im hinteren Drittel.
Ob diese Abweichungen innerhalb der Variationsbreite der Art liegen oder gar die Aufstellung einer neuen rechtfertigen, kann infolge Materialmangels nicht geklärt werden. Die Einstufung der Steinkerne geschieht daher unter Vorbehalt.

Darwinula cf. *fragiliformis* KASHEVAROVA 1958

Material: 2 gequetschte Gehäuse, 2 Steinkerne, eine Klappe.
Fundorte: Grainberg östlich Würzburg, Kirchheim/Ufr.
Stratigraphischer Horizont: Ostracodenton und Glaukonitkalk.
Doppelt so lang wie maximal hoch, Dorsalrand konvex, nach vorn abfallend. Ventralrand gerade. Vorderrand, der Gattung entsprechend, enger gerundet als Hinterrand. Größte Länge knapp unterhalb der Mittellinie. Größte Breite ebenfalls unterhalb der Mittellinie im Mittelfeld. Höchster Punkt im hinteren Drittel. Klappenkontaktlinie gerade. Schalenoberfläche glatt oder reticuliert. R wahrscheinlich etwas größer als L.
Maße: l = 0,43—0,50 mm, h = 0,24—0,28 mm, b = 0,19—0,23 mm.
Bemerkungen: Die vorliegenden Formen lassen sich nur mit der Gattung *Darwinula* vergleichen und kommen der von KASHEVAROVA beschriebenen Art sehr nahe. Sie sind allerdings etwas kleiner. Möglicherweise handelt es sich um juvenile Exemplare, was durch weiteres Material zu belegen wäre.

Familie: Bairdiidae G. O. SARS 1888
Genus: *Bairdia* McCOY 1844
Bairdia sp. inc.
(Taf. 4, Fig. 20a, b)

Material: 1 adulte, 2 juvenile Klappen.
Fundort: Grainberg östlich Würzburg.

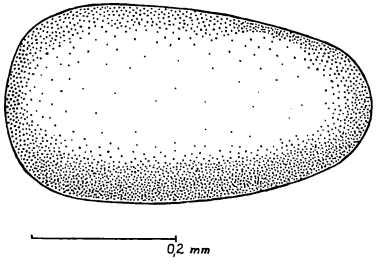


Abb. 28: Steinkern, Seitenansicht von rechts, 1.6

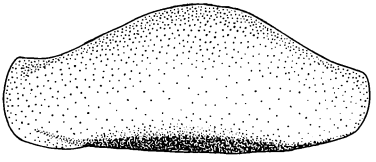


Abb. 29: L-Klappe, Seitenansicht, 1.7

Stratigraphischer Horizont: Glaukonitkalk.
Adultes Exemplar: Klappe schmal-länglich, zentralventral außerordentlich breit.
Der Dorsalrand ist sichelförmig-konvex gebogen. Er bildet im Schnitt mit dem Vorderrand eine fast rechtwinklige Ecke, die nach vorn deutlich aufgespitzt ist. Der Übergang zum Hinterrand erfolgt unter knapper Zurundung der posterodorsalen Ecke. Vorder- und Hinterrand sind gleichmäßig eng gerundet. Die posteroventrale Ecke ist etwas ausgeprägter als die anteroventrale. Der Ventralrand verläuft konkav und ist vor der Mitte am stärksten eingezogen. Er wird in der Seitenansicht zu $^3/_4$ seiner Länge von der Klappenflanke verdeckt. Die größte Länge entspricht einer Linie knapp unterhalb der Verbindung von antero- mit posterodorsaler Ecke. Die maximale Höhe liegt wenig hinter der Mitte. Das gleiche gilt für die Breite. Vom Endpunkt der größten Breitenerstreckung, der auf gleicher Höhe mit dem Ventralrand liegt, wölbt sich die Klappenoberfläche steil nach vorn, hinten und dorsal ab. Die Verbindung zum Ventralrand vermittelt die auffällige, fast halbkreisförmig gebogene Ventralfläche, die etwas nach innen gezogen ist. Bei der vorliegenden Klappe führt die Ventralflächenhälfte vier zarte Rippen, welche nach vorn konvergieren. Die Klappenoberfläche ist kleinporig-feinlückig.
Die Verfüllung mit Sedimentmaterial verhindert weitere Untersuchungen des Klappeninnern.
Juvenile Klappen: Die Größe dieser Klappen macht etwas mehr als die Hälfte des erwachsenen Exemplares aus. Ob sie der adulten Form eindeutig beigeordnet werden können, ist nicht sicher, weil neben Gemeinsamkeiten auch Abweichungen voneinander festzustellen sind.

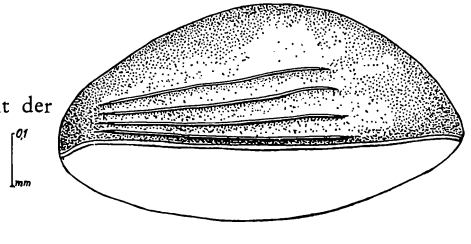


Abb. 30: L-Klappe, Schrägansicht der berippten Ventralfläche, 1.7

Der Dorsalrand ist konvex gebogen. Der höchste Punkt liegt wenig hinter der Mitte. Der Abfall zum Vorder- und Hinterrand ist entweder symmetrisch oder nach hinten etwas flacher als nach vorn.
In der Seitenansicht ergibt sich bei der einen juvenilen Klappe ein höherer Umriß als bei der adulten. Vor allem sind Vorder- und Hinterrand anders ausgebildet. Im Gegensatz zum adulten Exemplar ist nur die anteroventrale Ecke vorhanden, und zwar schnabelförmig nach unten vorgezogen. Die typische Ventralfläche kann als gemeinsames Merkmal hervorgehoben werden. Die andere juvenile Klappe gleicht im Umriß durchaus der erwachsenen. Abweichungen machen sich darin bemerkbar, daß der Ventralrand nur zwischen anteroventraler Ecke und der Mitte nach innen umbiegt, sonst aber mäßig nach außen schwingt. Ferner ist die Ventralfläche nicht in dem Maße entwickelt wie bei den oben beschriebenen Formen.
Maße: adulte Klappe: l = 0,58 mm, h = 0,27 mm, b = 0,25 mm
juvenile Klappen: l = 0,38 mm, h = 0,23 mm
l = 0,40 mm, h = 0,20 mm
Bemerkungen: Wenn man die Klappe des adulten Exemplares spiegelbildlich durch eine entsprechende Gegenklappe ergänzt, so erhält man ein von dorsal gesehen ziemlich abgeflachtes und breites Individuum, wobei der Vorderrand im oberen Drittel durch eine knappe, spitz aufgebogene anterodorsale Ecke charakterisiert wird. Der Unterschied zu den Bauplänen vergesellschafteter Ostracoden ist bedeutend.
Sucht man innerhalb zahlreicher Familien nach gemeinsamen Kennzeichen, so bietet sich einzig die Familie der Bairdiacea an. Übereinstimmungen ergeben sich in der charakteristischen Zuspitzung der anterodorsalen Ecke, sowie in der relativen Aufwölbung des Dorsalfeldes gegenüber Vorder- und Hinterfeld.
Die beschriebenen Exemplare stimmen nicht mit den durch VON SANDBERGER (1863) bestätigten Bairdien VON SEEBACHS (1857) überein (S. 142). Vergleiche mit den Originalabbildungen und eine Durchsicht der Beschreibungen zeigen im Umriß starke Abweichungen. So fehlen den VON SEEBACHschen Bairdien die oben geschilderten charakteristischen Gattungsmerkmale. Da SCHMIDT (1928) die Angaben der Autoren wiederholt, und BEUTLER & GRÜNDEL (1963) kein vergleichbares Material in ihren Proben antrafen, ist eine Arteinstufung erst nach weiteren Funden und Untersuchungen möglich.

Familie: Progonocytheridae SYLVESTER-BRADLEY 1948
Genus: *Klieana* MARTIN 1940
Klieana? n. sp. aff. *rhaetica* (ANDERSON 1964)
(Taf. 4, Fig. 21)

Material: 3 Klappen.
Fundort: Grainberg östlich Würzburg.

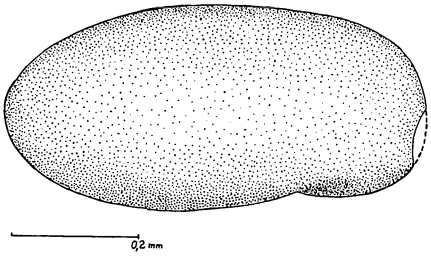


Abb. 31: R-Klappe, 1.8

Stratigraphischer Horizont: Glaukonitkalk.
Glatte Form. Gestreckter Umriß. Klappen kräftig aufgetrieben.
Der höchste Punkt des Dorsalrandes liegt über der Klappenmitte. Von hier fällt die dorsale Umrißlinie etwas steiler nach hinten, nach vorn dagegen flacher ab. Der Übergang in den Vorderrand erfolgt kontinuierlich. Der Ventralrand zerfällt in zwei Abschnitte, welche im vorderen Drittel aneinandergrenzen. Hier liegt eine innenwärts gerichtete Knickstelle. Zwischen dieser und der anteroventralen Ecke liegt das vordere, leicht nach innen gekrümmte Drittel des Ventralrandes. Die hinteren zwei Drittel sind ebenfalls durch einen sanften, konvex gezogenen Bogen gekennzeichnet, der unmerklich in den Hinterrand übergeht. Er ist im Gegensatz zum Vorderrand enger gezogen und spitz zugerundet. Über dem Ventralrand steigt der Klappenkörper steiler an und wölbt sich ohne Kante zum Mittelfeld ein. Die größte Breite wird zentral erreicht. Die Anlage zur Ventralfläche ist nur schwach angedeutet.
Die Klappenoberfläche ist glatt.
Alle Klappen sind mit Sediment, z. T. mit Calcit gefüllt, so daß eine Beobachtung der inneren Merkmale nicht möglich ist.
Maße: l = 0,64—0,67 mm, b = 0,33—0,35 mm.

Bemerkungen: Die taxionomische Zuordnung bezieht sich auf ANDERSONS Abb. 43, 44 (Taf. 11, 1964), wobei bemerkt werden muß, daß die R-Klappen mehr mit der L-Klappe ANDERSONS als mit seiner R übereinstimmen. Möglicherweise rechtfertigt weiteres Material die Aufstellung einer eigenen Spezies oder sogar Gattung.

Ökologie

Beziehungen zwischen Gehäuseform und Substrat

Der Hauptteil der Ostracoden gehört zur Familie der Cytheridae. Auch die triassischen Angehörigen dieser Familie haben benthonisch gelebt. Darauf verweisen abgeflachte Ventralflächen und Rippen. Nach POKORNY

Tafel 4: *Klappen und Steinkerne von Ostracoden aus dem Ostracodenton und Glaukonitkalk* (Vergr. = 37 x).

Fig. 1: *Laevicythere piriformis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), L-Klappe, 3.6

Fig. 2: *Laevicythere vulgaris* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), R-Klappe, 1.9

Fig. 3: *Laevicythere vulgaris* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), R-Klappe, 1.10

Fig. 4: *Laevicythere vulgaris* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), L-Klappe, 1.11

Fig. 5: *Laevicythere vulgaris* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), Steinkern, Seitenansicht von rechts, aberrante Form, 1.12

Fig. 6: *Christellocythere elegans* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), L-Klappe 3.7

Fig. 7: *Christellocythere tumida* (GRÜNDEL 1965), ♀, R-Klappe, 3.8

Fig. 8: *Mandelstamia (Palaeomandelstamia) ingerslebensis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), R-Klappe, 1.2

Fig. 9: *Mandelstamia (Palaeomandelstamia) gracilis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), R-Klappe, 3.9

Fig. 10: *Mandelstamia (Palaeomandelstamia) gracilis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), L-Klappe, 1.13

Fig. 11: *Mandelstamia (Palaeomandelstamia) gracilis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), L-Klappe, 1.14

Fig. 12: *Mandelstamia (Palaeomandelstamia) gracilis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), R-Klappe, 3.10

Fig. 13: *Mandelstamia (Palaeomandelstamia) gracilis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), L-Klappe, 1.15

Fig. 14: *Mandelstamia (Palaeomandelstamia) gracilis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), R-Klappe, 3.11

Fig. 15: *Letticocythere thuringensis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), ♀, L-Klappe, 1.3

Fig. 16: *Letticocythere thuringensis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), ♀, L-Klappe, 1.16

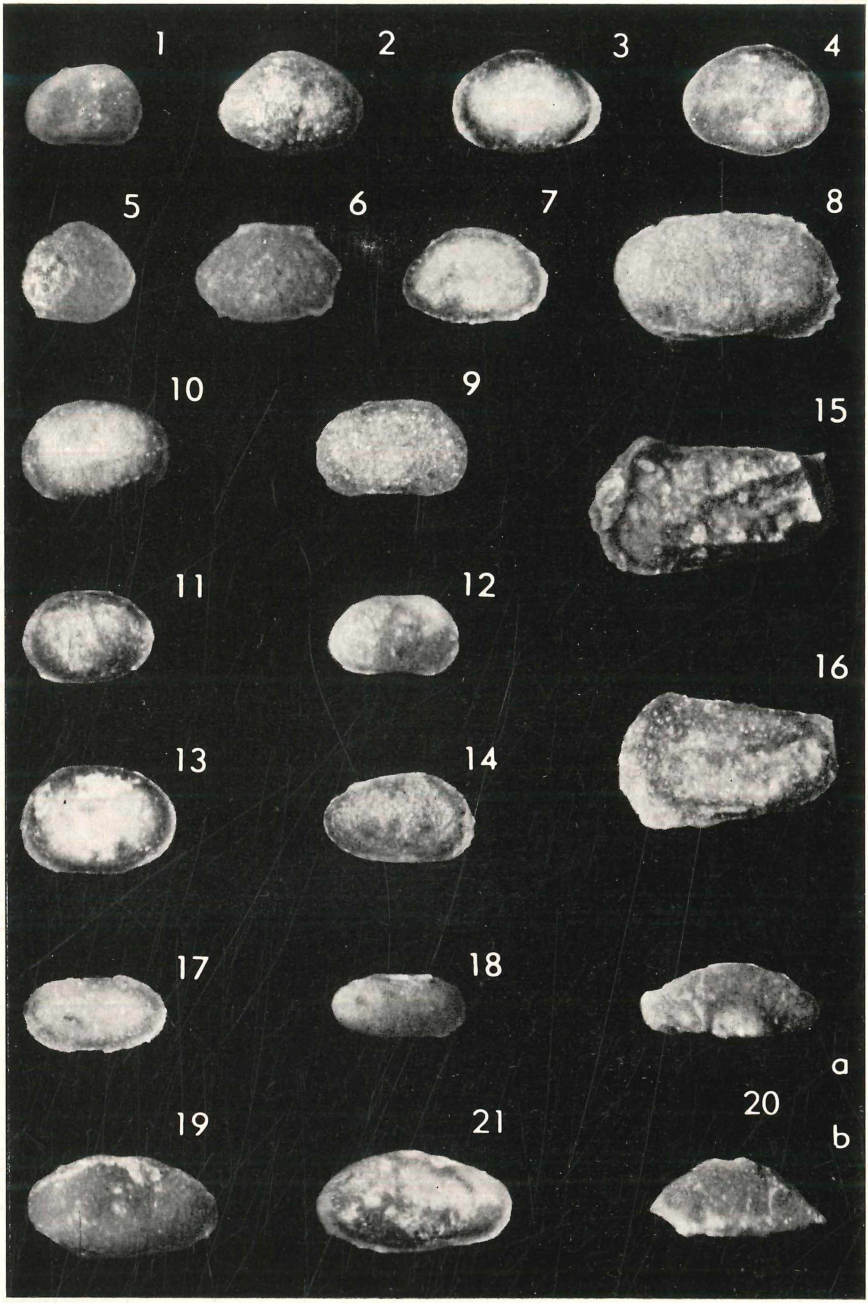
Fig. 17: *Darwinula inornata* (SPIZH.) var. *macra* LUNIJAK (1958), R-Klappe, 3.12

Fig. 18: *Darwinula adducta* LJUBIMOVA 1955, R-Klappe, 3.5

Fig. 19: *Darwinula petschorica* KASHEVAROVA 1958, Steinkern, Seitenansicht von links, 1.5

Fig. 20: *Bairdia* sp. inc., L-Klappe, 1.7 — a: Seitenansicht von links, b: Dorsalansicht

Fig. 21: *Klieana?* n. sp. aff. *rhaetica* (ANDERSON 1964), R-Klappe, 1.8


1
2
3
4
5
6
7
8
10
9
15
11
12
16
13
14
17
18
a
20
b
19
21

(1958) deutet die Verbreiterung der Gehäusebasis meistens auf ein Substrat, bestehend aus weichem, pelitischem Boden. Dieses Kennzeichen tritt bei den Gattungen *Letticocythere* und *Christellocythere* auf. Auch ein erheblicher Prozentsatz an Laevicytheren zeichnet sich durch eine bauchige Verbreiterung der Basis aus. Eine deutliche Ausnahme bildet *Mandelstamia (Palaemandelstamia),* deren Klappen und Steinkerne ventral wie dorsal flacher gewölbt sind.
Die Gehäuseform der Darwinuliden trägt die Merkmale schmal, langgestreckt und glatt. Unter den Bodenwühlern des Skagerrak herrschen ELOFSON (1941) zufolge glatte Formen vor, die gegenüber Reibung im Wühlgrund nicht so anfällig sind. Nach Beobachtungen REMANES (1940) in der Nordsee sind Sandformen schmaler und Schlammformen breiter gebaut. KLIE (1938) berichtet von der rezenten *Darwinula stevensoni,* daß sie sowohl auf als in Schlamm- und Sandböden vorkommt. Verbindet man diese Aussagen mit dem geringen Vorkommen der Darwinuliden, so ergibt sich: Ort der Einbettung und Biotop fallen nicht zusammen. Eine stärkere Verfrachtung ist wahrscheinlich. Als Biotop sind flachsandige Ästuare des unfernen Küstengebietes in Betracht zu ziehen.

Verbreitung im Sediment

Die Konzentration von Massenvorkommen auf flächenhafte, im Anschnitt dünnstreifige Mergel ist ursächlich mit kräftigen Strömungen verknüpft. Hier muß auf den Einfluß der Gammesfelder Barre (RUTTE 1965) verwiesen werden. Mächtige Schillschüttungen haben nicht nur in den Profilen Randersacker, Rottenbauer, Fuchsstadt, Kist und Kirchheim Teile des Ostracodentons und Glaukonitkalkes erosiv entfernt, sondern auch an anderen, weiter südlicher gelegenen Stellen der Quaderkalkzunge. Solche Vorgänge haben große Mengen an Sediment aufbereitet, damit die benthonische Fauna sowie zugehörige Thanatocoenosen umgelagert. Bei der anschließenden Seigerung der Bestandteile wurden die spezifisch leichten Ostracoden selektiv im Strömungsschatten angereichert. Eventuell ist dabei ein Teil der Steinkerne und Klappen beschädigt worden (ca. 5—10% des Probengutes). Gleichzeitig haben sich die Gehäuse in Klappen zerlegt. Diagenetisch-setzungsbedingte Eindrücke an den Ostracoden scheiden wohl aus, da sie statistisch wesentlich häufiger sein müßten. Einzelne ineinander gepackte Klappen, kleinere in größeren, deuten darauf hin, daß das Material nach der Ablagerung noch milde hin und her bewegt wurde, ehe eine weitere Bedeckung mit Tonschlamm erfolgte.
In einigen Aufschlüssen, Schwarzenau/M., Grainberg/Würzburg und Kleinrinderfeld, findet man Tonlagen, in denen Ostracoden in geringer Menge auf den Schichtflächen liegen. Hier dürfte es sich um Ausläufer von Ostracoden-Schillagen handeln.

Alle Ostracoden-führenden Kalksteine des Oberen Hauptmuschelkalkes enthalten die Ostracoden auf sekundärer Lagerstätte. Dieser Befund wird durch strukturelle Daten, Gehalte an Bruchschill, Intraklasten, Pellets und klastischem Quarz sowie texturell durch Schrägschichtung, Rinnenfüllungen und Rippelmarken gestützt.

Die Anreicherung von Ostracoden in Ostracoden-Biospariten und Ostracoden-Biopelmikriten mag aus der Aufarbeitung und Verschleppung durch Schillwalzen der Quaderkalkfazies oder Flaserkalken folgen (Ostracodenton in kalkiger Fazies und Glaukonitkalk).

Bei Gesteinen mit vereinzelten Ostracodenvorkommen (Mollusken-Biomikrite und Biomikrudite, Biopelmikrite) kann Einschwemmung infolge Verdriftung angenommen werden. Bei den spezifisch leichten Ostracodenschälchen sind die Auftriebsverhältnisse in Wasser aufgrund der großen Oberflächen sogar günstiger als bei Tonpartikeln. Im Grenzbonebed von Rüblingen (Kochendorfer Fazies) läßt sich aus dem gemeinsamen Vorkommen von zertrümmerten Ostracoden-Klappen mit Streuquarzen, Bruchschill und Wirbeltierresten ebenfalls Verfrachtung annehmen. Der Einbettungsort ist nicht mit dem ursprünglichen Biotop ident. Auch die Ostracodenführenden Mollusken-Biomikrite des Unteren Lettenkeupers von Erkenbrechtshausen (Abb. 17) und die Dolomikrite der Schliffe 81 und 82 enthalten umgelagerte Sedimentpartikel mit Ostracoden.

Im Dolomikrit-Schliff 92 konzentrieren sich die Ostracoden auf eine Lage im Hangenden. Es liegen sowohl Gehäuse als auch Klappen und Klappenteile vor. Aus der Vergesellschaftung mit Phosphorit-Geröllen ist ersichtlich, daß sie verfrachtet worden sind. Das geht auch aus ebenen Feinschichtungsrhythmen hervor, welche eine mäßige Strömungstätigkeit indizieren. Die Frage nach dem Biotop der Ostracoden ist nicht einfach zu beantworten. Die Dolomikrite sind chemisch gefällte Sedimente, die durch fehlende oder nur geringe Feinschichtung ausgezeichnet sind, was auf ein strömungsschwaches Milieu hinweist. Für eine erosive Aufarbeitung liegender Tonpartien mit Ostracoden dürfte die verfügbare Energie nicht ausgereicht haben. Es ist daher wahrscheinlicher, den Ostracoden eine Anpassung an das Dolomikrit-Milieu zuzuschreiben und eine Umlagerung innerhalb dieses Bereiches anzunehmen. Eine Bestätigung für diese Vermutung kann man vielleicht in den Dolomitmergeln des Unterkeupers von Neudietendorf/Thüringen erblicken, in denen BEUTLER & GRÜNDEL (1963) größere Mengen an Ostracoden fanden.

Wassertiefe

Angaben über die Wassertiefe, in der die allochthonen Ostracoden-Thanatocoenosen vorkommen, sind indirekt möglich, geben aber selbstverständlich keinen Aufschluß über die Tiefenverhältnisse des Ostracoden-Biotops.

Wurzelhorizonte im Werksandstein zeigen an, daß die Null-Meter-Linie erreicht worden ist. Unter gleichzeitiger Abschwächung der epirogenetischen Absenkung hat sich der Sedimentationsraum aufgefüllt. Macht man die Kompaktion der Tone entsprechend einem Verhältnis von 1:3 rückgängig, so erhält man eine Sedimentsäule von 30 m, unter der Annahme, daß die Kalke nur minimal kompaktiert wurden. Für die Ostracodentone und den Glaukonitkalk könnten daher Wassertiefen erheblich unter 30 m angenommen werden, vorausgesetzt, die epirogenetische Eintiefung des Beckens habe bis in den unteren Lettenkeuper fortgedauert und nicht unmittelbar zum Ende des Muschelkalkes aufgehört.

Entfernung zum Land

Für die Ablagerungen des Würzburger Raumes beträgt die Entfernung zum Land 80—100 km in südlicher (Ries) und 120 km in östlicher Richtung (Oberpfalz).

Salinität des Meerwassers

Angaben zur Salinität sind problematisch. Sie können einmal aus geochemischer, zum anderen aus faunistischer Sicht erfolgen.

Die über die H_2O-, CO_2- und HCl-Auszüge insgesamt ermittelten B_2O_3-Gehalte des Gesteins ergaben bei der Probe 14, Profil 6, Abb. 15 (= chem. Probe 41) von Kirchheim einen Wert von 0,021 % und bei einem Ostracoden-freien Ton von Randersacker (= chem. Probe 40) aus der Ostracodentonfolge einen solchen von 0,027 %. Auf Grund anderer Analysen scheinen für Tone und Mergel des Ob. Hauptmuschelkalkes Werte $> 0{,}02$ % B_2O_3 die Regel zu sein; gleiches gilt möglicherweise für den Bereich um die Blaubank im Unteren Lettenkeuper. Für die Schichten unmittelbar unter und über dem Werksandstein scheinen B_2O_3-Gehalte $< 0{,}02$ % zu gelten. Somit können sich Hinweise für eine höhere Salinität an der Wende Muschelkalk/Keuper und für eine niedrigere Salinität zur Werksandsteinzeit ergeben. Die Aussagekraft der B_2O_3-Analysen wird durch die Ca/Mg-Verhältnisse der karbonatischen Gesteine gestützt. Danach steigt die Salinität im Ob. Hauptmuschelkalk mit Annäherung an die ku/mo-Grenze.

Was sagt die Veränderung im Faunenbestand aus? Ceratiten und Terebrateln, Tiergruppen von eindeutig marinem Bezug, verschwinden mit der Oberen Terebratelbank, die Rhizocorallien bereits etwas tiefer. Conodonten sind im Lettenkeuper nicht mehr anzutreffen (Wilczewski 1967). Nun werden nicht nur Salinitätsänderungen dafür verantwortlich zu machen sein. Bei den Ceratiten wäre die zunehmende Verflachung und Verschlammung in Richtung auf den Lettenkeuper als eine der möglichen Ursachen

anzuführen. Dies mag auch für Terebrateln und andere sessile Organismen gelten. So erstickt beispielsweise das Riffwachstum der Tiefenstockheimer Placunopsiden im Schlamm des Gelben Kippers (KRUMBEIN 1963 b). Der veränderte Faunenspiegel von Ablagerungen nach Art des Ostracodentons und Glaukonitkalkes setzt weitere Akzente. Die Ostracoden, von denen man erwartet, daß sie Brackwasser anzeigen, sind plötzlich in großer Individuenfülle vorhanden. In tieferen Lagen des Hauptmuschelkalkes findet man sie nur vereinzelt. Dasselbe gilt in noch stärkerem Maße von den Conchostraken, die im tieferen Muschelkalk bislang nur aus dem Ton IV über der Cycloidesbank gemeldet wurden (JANCZEWSKI 1965). In den Fränkischen Grenzschichten vergesellschaften sie sich mit Ostracoden. In derartigen Schichten kommen weiter vor: Lingulen, Anoplophoren und Kleinformen der *Gervilleia subcostata*. Unter ihnen stellt *Lingula* eine euryhaline, mit den Schwankungen des Salzgehaltes durchaus verträgliche Form dar, die überall im Muschelkalk angetroffen wird. *Anoplophora* erscheint demgegenüber im Ostracodenton. In den Ablagerungen des gesamten Keupers ist sie mit brackischen Verhältnissen korreliert. Die kleinwüchsigen Gervilleien sind Kümmerformen. Sie geben Hinweise auf veränderte Milieuverhältnisse.

Limnisches Milieu ist auszuschalten. BEUTLER & GRÜNDEL (1963) melden aus den Unterkeuperserien von Thüringen außer Ostracoden noch Landpflanzenreste, Megasporen und Characeen. In den Fränkischen Grenzschichten liegt derartiges Material nicht vor. Die Faunengemeinschaft Conchostraken + Ostracoden + Anoplophoren deutet brackische Verhältnisse an. Organismen, die entsprechend den geochemisch erarbeiteten Ergebnissen leicht übersalzenes Milieu indizieren können, fehlen allerdings.

Es stellt sich die Frage, wie solche gegensätzlichen Aussagen zu deuten sind. Geht man davon aus, daß die Ostracoden überwiegend als Schille im Sediment vorkommen, so bietet sich die Vorstellung einer Einschwemmung aus brackischen Arealen an. Schwierigkeiten ergeben sich hinsichtlich des Herkunftsgebietes. Wenn sich auch die wenigen Darwinuliden auf kleinere Ästuare der südöstlichen Küstenregionen zurückführen lassen, so wäre zumindest für die Masse der verbleibenden Ostracoden ein größeres Brackwassergebiet zu fordern. Dem widersprechen aber die Gegebenheiten in den uns zugänglichen küstennahen Aufschlüssen des Rothenburg-Crailsheimer Raumes. Dort zeigt ausgangs der Terebratelschichten eine Fülle an Invertebraten und Vertebraten hochmarines Milieu an.

Eine andere Möglichkeit bestände darin, wechselnde Milieuverhältnisse anzunehmen. Gewisse Abschnitte der Schichtenfolge würden dann brackischen Verhältnissen, andere marinen und wieder andere leicht übersalzenen Stadien in der Entwicklung der Sedimentationsbereiche entsprechen. Für die Ablagerungen der Plattenkalkfolge VI, der Hauptterebratelbank und der Oberen Terebratelbank wäre wie für andere gleichartige Bänke und

Folgen des Hauptmuschelkalkes marines Milieu gegeben. Mergelleitschicht, Gelber Kipper und Glaukonitkalk könnten leicht übersalzenen Verhältnissen zugeordnet werden, während die tonigen Ablagerungen der Kiesbank und die des Ostracodentones Brackwasser anzeigen würden. Der Mechanismus eines ständigen Wechsels im Salzgehalt ist jedoch unwahrscheinlich, zumal beim Übergang Ostracodenton/Glaukonitkalk die der marinen Phase zugehörige Stufe nicht stattfinden würde.
Schließlich bietet sich die Möglichkeit, den Ostracoden, Conchostraken und Anoplophoren im Einzugsbereich der zugehörigen Sedimente eine Anpassung an schwach salinare Verhältnisse zuzugestehen. Bei den Ostracoden lassen sich solche Erwägungen nicht ausschalten, da DIEBEL (1965) einige neue Spezies von *Letticocythere* aus dem Mittleren Muschelkalk von Gotha/Thüringen vorstellen konnte. Für die Gruppe der Conchostraken ist dies anhand der durch REIBLE (1962) ermittelten Befunde kaum durchführbar: Alle Gattungen stehen für brackisches Milieu ein. Am Beispiel des Gipskeupers, der sich durch reichliche Conchostrakenführung auszeichnet, ist aber ersichtlich, daß salinare Bereiche durchaus innerhalb und neben brackischen existieren. Es kann also auch mit einer gewissen Salinitätsverträglichkeit der Fauna in solchen Nachbarbereichen gerechnet werden. Vergleichbare Verhältnisse sind im zugänglichen Grenzbereich von Muschelkalk und Keuper nicht erschlossen. Es wäre denkbar, daß Conchostraken und Ostracoden aus getrennten Gebieten angeliefert und durch Überschneidung entsprechender Strömungen miteinander abgesetzt wurden. Man denke an die Kenntnislücke im Raum östlich und südöstlich der Uffenheimer Fazies, der durch seine Zwickelstellung zwischen Böhmischer Masse und Vindelizischem Festland als brackisches Areal geeignet erschiene. Für die Hauptmasse der Ostracoden bliebe dann nach wie vor eine Aufarbeitung und Anreicherung im Unterfränkischen zu erwarten, während für die Conchostraken eine Verschleppung oder Einspülung aus diesen südöstlichen Bereichen in Frage käme.

Stratigraphisch-paläogeographische Bedeutung der Ostracoden

Reichhaltige Vorkommen von Ostracoden aus dem Grenzbereich Muschelkalk-Keuper finden sich in Süddeutschland noch im Gebiet der Kochendorfer Fazies (WAGNER 1913). Aus Faulquemont/Mosel (OERTLI 1963) und vom Hohen Meißner/Oberhessen (KRÖMMELBEIN 1964) sind ähnliche und stratigraphisch gleichwertige Faunenvergesellschaftungen mit Laevicytheren, Letticocytheren und vermutlich Mandelstamien bekannt. Ferner stellte HERRMANN (1964) für das Gebiet zwischen dem Hildesheimer Wald und Salzgitterer Höhenzug (Niedersachsen) Ostracoden in den Basisschichten des Lettenkeupers fest.
Die vorliegenden Untersuchungen erbringen Parallelen zum Unterkeuper Thüringens. Dennoch gibt es Abweichungen. So sind z. B. in Franken die

Spezies *Laevicythere? reniformis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), *Christellocythere alata* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), *Reversiocythere rectagona* (GRÜNDEL 1965) und *Darwinula liassica* (BRODIE 1843) bisher nicht nachgewiesen, und die Spezies *Laevicythere piriformis* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963), *Christellocythere elegans* (BEUTLER & GRÜNDEL 1963) sowie *Christellocythere tumida* (GRÜNDEL 1965) nur in wenigen Exemplaren.
Die Bearbeitung von Dünnschliffen und Tonproben hat ergeben, daß die Gattung *Laevicythere* bereits zur Zeit der Oberen Gervillienkalke (=Plattenkalkfolge VI), die Gattung *Mandelstamia* zur Zeit der Oberen Terebratelbank und die Gattung *Letticocythere* wohl erst danach vorkommen.

Bei einem Vergleich mit dem Formenschatz alpiner Ostracoden ergeben sich keine Beziehungen. Während für den Grenzabschnitt Muschelkalk/Keuper in der Germanischen Trias Ostracoden aus der Familie der Cytheridae beherrschend sind, dominieren zur gleichen Zeit (oberstes Oberladin) in der Alpinen Trias Ostracoden aus der Familie der Bairdiacea (KOLLMANN 1960, 1963). Selbst das in Probe 5, Profil 4 (Abb. 15) vorgefundene und der Gattung *Bairdia* zugewiesene Exemplar zeigt keine Übereinstimmung mit den durch Knoten und Wülsten reich verzierten alpinen Typen.
Auffällig ist das Vorkommen von Darwinuliden, welche sich mit Formen aus dem Oberperm des Wolga-Ural-Gebietes und solchen der Trias des mittleren Wolga-Gebietes und der östlichen Ukraine parallelisieren lassen. Die östlichen Artgenossen finden sich dort in stark kontinental beeinflußten Serien. *Darwinula* cf. *fragilis* SCHNEIDER kommt auch im Mittleren Buntsandstein der Bohrung Schubin vor.
Nach Abschluß der Untersuchungen erschien von SOHN (1968) eine Arbeit über triassische Ostracoden des Makhtesh Ramon, Israel. Wie Vergleiche zeigen, bestehen keinerlei Übereinstimmungen der fränkischen Formen mit den dort vorgefundenen.

E. Ergebnisse

Fazies, Stratigraphie und Paläogeographie

Die Reichweite der Quaderkalkablagerungen ist nach Norden um das Werntalgebiet (Aufschlüsse Mühlhausen/Wern, Schwebenried und Rütschenhausen) zu vergrößern.

WAGNERS Plattenhorizont und die Hauptquarzitschiefer-Platten, zwei markante Leithorizonte des Unteren Lettenkeupers, keilen nach Süden, im Rothenburger Raum aus.

*

In Süddeutschland läßt sich der Rahmen des Muschelkalk- und Keuperbeckens nach Aufschlüssen nur im Osten fassen. Dort schieben sich im Bayreuther Raum bereits innerhalb der Spinosen- und oberhalb der Nodosenschichten des Hauptmuschelkalkes küstennahe Sandsteinbänke in die kalkige Schichtenfolge (WEISS 1954). Dem Südostrand des Alten Gebirges folgend ist dann bei Weiden der gesamte Muschelkalk sandig-tonig entwickelt (SCHRÖDER 1964) und vom hangenden Lettenkeuper nicht mehr zu trennen. Dieser Faziesübergang ist im Süden und Südosten des Untersuchungsgebietes infolge Überdeckung durch jüngere Schichtglieder nicht einzusehen, aber ähnlich zu vermuten. Anhaltspunkte für eine Muschelkalkküste ergeben sich aus den Mächtigkeitsreduktionen des Hauptmuschelkalkes um etwa 20 m auf der Linie Würzburg—Crailsheim. In den Riesauswürflingen ist typischer Muschelkalk nicht enthalten. Jedoch stießen NATHAN (1926) und SCHRÖDER (1967) auf Fossilreste in einer allochthonen Scholle westlich von Appetshofen (südliches Ries). Sie gehören einem bräunlichen, karbonatischen Sandstein an, konnten als *Myophoria* cf. *vulgaris* bestimmt werden und verweisen auf ein mitteltriassisches Alter. Indem er diese Funde mit Aufschlußbohrungen aus der Molasse und Südwürttemberg sowie oberpfälzischen Aufschlüssen kombiniert, kann SCHRÖDER den Nordrand des Vindelizischen Festlandes, das Abtragungsgebiet, festlegen. Etwa von Memmingen ausgehend würde er in nordöstlicher Richtung die Donau bei Donauwörth queren und dem Altmühltal zwischen Eichstätt und Beilngries folgend zum Oberpfälzer Wald verlaufen.
Den Übergang von der nicht erschlossenen Küstenfazies zur Beckenfazies des Muschelkalkes vermittelt die Kalkfazies. Die Aufschlüsse reihen sich südlich der Brettach an die Quaderkalkregion und umfassen den Kirchberg-Crailsheimer Raum als Kerngebiet. Wenn man von Norden kommt, fallen

schon die Steinbrüche der Rothenburger Gegend durch ihre geschlossenen, allenfalls durch Mergelzwischenlagen aufgelockerten, Kalkwände auf. Die einheitliche Karbonatsedimentation kann als typisch für nur langsam absinkende Flachschelfbereiche vor der Küste gelten. Verstärkte Glaukonitbildung, Ooide, Intraklaste und Sphäerocodienreichtum sowie terrigene Zufuhr von Sand runden dieses Bild ab. Ähnlich dem Südteil der Quaderkalkfazies findet im gesamten Gebiet der Kalkfazies ein Auskeilen der Fränkischen Grenzschichten (WAGNER 1913) statt. Innerhalb dieses Verbandes wird der Tonanteil nach Süden zunehmend durch Kalk ersetzt. Beides bezeugt Hebungstendenzen dieses Raumes, die im Hinterland (Vindelizisch-Böhmisches Massiv) Abtragung bedingen. In der Einschüttung der klastischen Grenzbonebedkomponenten liegt der Höhepunkt dieser Entwicklung.

Die Gammesfelder Barre wird in diese Aufwärtsbewegungen einbezogen. Der Untiefencharakter der Barre hat weitreichende paläogeographische Konsequenzen. Bereits zur Zeit des Wellenkalkes treten in der Nachbarschaft Mächtigkeitsreduktionen auf. Die Hauptbedeutung fällt in die Zeit des Quaderkalkes, der sich mit seinen Schillkörpern neben (=westlich) und vor allem hinter (=nördlich) der Barre anbaut. Die Beeinflussungen der Lettenkeuper-Sedimentation äußern sich im Bereich der Blaubank und der Unteren Dolomite, die im Crailsheim-Kirchberger Raum zu einem, gegenüber normalen Verhältnissen in Unterfranken, nahezu geschlossenen Komplex zusammenwachsen sowie in genereller Mächtigkeitsreduktion. Spätere Einwirkungen machen sich in der Bleiglanzbank bemerkbar.

Das Kerngebiet der Quaderkalkfazies vermittelt zwischen Kalkfazies im Südwesten, Tonfazies im Westen und Uffenheimer Fazies im Osten. Die frühesten Schillschüttungen setzen über dem Ton V, an der Basis der Plattenkalkfolge VI, ein (HOFFMANN 1964). Die letzten finden sich unmittelbar unter dem Grenzbonebed. Vorkommen von Ooiden, intraformationellen Geröllen, Riffen der *Placunopsis ostracina* sowie im Südwesten von Kalkalgen zeichnen das Bild einer flacheren Meeresregion. Zwischen und neben den vielfach schräggeschütteten Quaderkomplexen herrscht eine betont kalkige Normalfazies. Legt man einen Vertikalschnitt durch eine quaderbesetzte Abfolge, so ist sie insgesamt mächtiger — maximal um 5 m — als vergleichbare Schnitte der benachbarten Normalfazies. Die Quaderkalkverbreitung reicht aus dem Rothenburger Gebiet nach Norden bis in den Würzburger Raum. In Aufschlüssen um das Werntal (Mühlhausen, Schwebenried) stellen sich im Niveau der Knauerigen Bank und des Gelben Kippers mehrere, nur aus Schalenschill bestehende und dem Quaderkalk gleichende, Lagen ein, welche die Normalfazies rinnenartig durchlaufen und bis zu 20 cm mächtig werden können. Es handelt sich hier um abgerissene und weiter nach Norden verfrachtete Schillfahnen des Quaderkalkes.

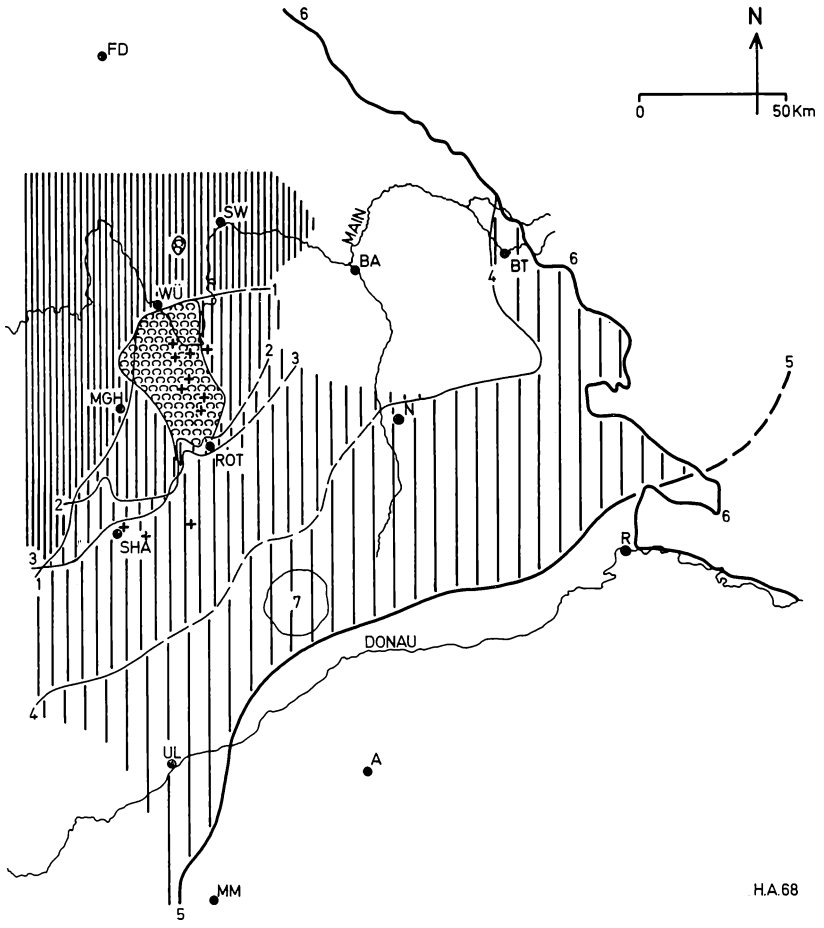


Abb. 32: Paläogeographische Situation Ende Hauptmuschelkalk (nach Wagner 1913, Emmert 1964, Rutte 1965, Schröder 1967, Geyer & Gwinner 1968 und eigenen Beobachtungen).

1 = Nordrand des sandigen Grenzbonebeds, 2 = Nordgrenze der Sphaerocodienverbreitung, 3 = nördliche Grenzlinie der Oolithvorkommen, 4 = Faziesübergang Karbonat in Sand, 5 = Nordgrenze des Abtragungsgebietes (Vindelizisch-Böhmisches Massiv), 6 = gegenwärtiger Grundgebirgsrand (Frankenwald, Fichtelgebirge, Oberpfälzer Wald), 7 = Ries, ∩ = Quaderkalkfazies, + = Vorkommen von Placunopsiden-Riffen.

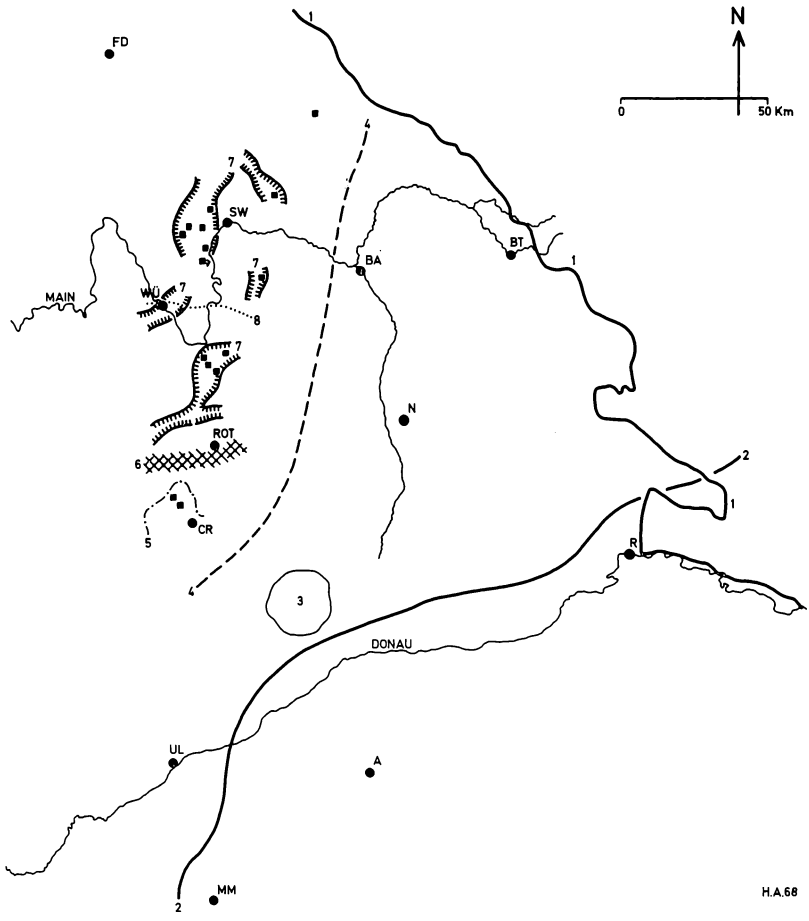
Im Osten der Quaderkalke greift die Uffenheimer Fazies über, was vielerorts durch das Vorhandensein der verwittert gelben Mergelkalkfazies des Gelben Kippers betont wird. Zweifelsohne ist die Faziesgrenze zwischen Uffenheimer und Tonfazies durch den Quaderkalk verwischt. Dessen Einfluß auf die Sedimentation im östlich angrenzenden Gebiet verdeutlicht sich, wenn die Schichtfolgen unter der Hauptterebratelbank mit den hangenden verglichen werden. Die lithologische Abfolge ist in den Plattenkalkfolgen VI sowohl der Uffenheimer als auch der Tonfazies einheitlich, obwohl in letzterer die Mächtigkeiten größer sind. Das heißt aber, daß zu diesem Zeitraum noch gemeinsame Parameter den Sedimentationsrhythmus diktieren. Erst mit der Aufschüttung des Quaderkalkes prägt sich der Charakter der Uffenheimer Fazies. Ein Wechsel von kompakten Kalkbänken mit Mergelkalkserien und wenigen Tonlagen folgt den homogenen Plattenkalken.

Das Gebiet der Tonfazies hat die größten Senkungstendenzen aufzuweisen. Die gleichmäßige Sedimentation drückt sich in mächtigeren Tonlagen der Kiesbank (Werntal) und des Ostracodentons (westlich und nördlich Würzburg) aus. Ständig wiederkehrende und für die Tonfazies typische Gesetzmäßigkeiten liegen den häufigen Einschaltungen dünner Mikritbänkchen zugrunde.

Für den Grenzbereich Muschelkalk-Keuper nimmt man heute nicht mehr eine Regression des Muschelkalkmeeres an. Das Grenzbonebed ist also keine ins Becken gekehrte Aufarbeitungsschleppe des regredierenden Meeres, folglich auch kein Transgressionssediment des Lettenkeupers. Die Deutung als Kondensationshorizont (Merki 1961) erklärt die Anreicherung von klastisch zugeführtem Material und biogener phosphatischer Substanz, die normalerweise von karbonatischem oder tonigem Sediment verdünnt worden wäre. Das heißt, daß im unmittelbaren Grenzbereich der Randgebiete ein Sedimentationsdefizit gegenüber dem Beckenbereich bestanden hat. Im Untersuchungsgebiet liegt eine Grenze nordwestlich bis nördlich des Würzburger Raumes. Bereits in der Schweinfurter Gegend ist ein Hiatus zwischen oberstem Hauptmuschelkalk und basalem Lettenkeuper nicht mehr festzustellen. Beide Einheiten verzahnen sich faziell innerhalb 1/2 m Profilhöhe. Die Tonfazies setzt sich hier mit ihren relativ höheren Zuwachsraten an Sediment im Unteren Lettenkeuper fort.

Andererseits knüpft der Lettenkeuper nicht an die sedimentologische und geochemische Tradition des Muschelkalkes an. Die Faziesvielgestaltigkeit weicht im unteren Abschnitt einer ausgeprägten Abfolge von Leithorizonten und entwickelt sich erst wieder zu Beginn des Mittleren Lettenkeupers, dann aber mit einer bunten Fülle lokaler Variationen.

Die Tonvormacht im Unteren Lettenkeuper tritt klar hervor. Die Verbreitung der Vitriol- und Estherienschiefer im Kirchberg-Crailsheimer Raum ist von paläogeographischem Interesse, da sie ein Vorprellen der tonigen



A b b. 3 3 : Paläogeographie im Unteren und Mittleren Lettenkeuper (nach BADER 1936, EINSELE & SCHÖNENBERG 1964, PATZELT 1964, SCHRÖDER 1967, WURSTER 1968 und eigenen Beobachtungen).

1 = gegenwärtiger Grundgebirgsrand (Frankenwald, Fichtelgebirge, Oberpfälzer Wald), 2 = Nordgrenze des Abtragungsgebietes (Vindelizisch-Böhmisches Massiv), 3 = Ries, 4 = ungefähre östliche Verbreitungsgrenze der Apatit-Provinz des Werksandsteins, 5 = Nordrand des Crailsheimer Trigonodusdolomits, 6 = Bereich, in dem WAGNERS Plattenhorizont und die Hauptquarzitschieferplatten nach Süden auskeilen, 7 = Vorkommen von Werksandstein in Flutfazies, 8 = Südgrenze des Unteren Sandsteins, ■ = Wurzelhorizonte im Werksandstein.

Fazies nach Süden, weit über das Maß der im Muschelkalk bekannten Erstreckung, darstellt. Die Karbonatfazies beschränkt sich auf scharf umrissene Gelbkalkeinheiten, die den Tonlagen zwischengeschaltet sind. Ähnlich verhält es sich mit den wenigen gröber klastischen Horizonten, WAGNERS Plattenhorizont, dem Unteren Sandstein und den Hauptquarzitschiefer-Platten. Ihre paläogeographische Bedeutung schwindet mit ihrem Auskeilen nach Süden.
Stellten die Verhältnisse im unmittelbaren Grenzbereich von Muschelkalk und Keuper einen Wendepunkt dar, so erfolgt in fazieller und paläogeographischer Hinsicht ein weiterer Umschwung im Mittleren Lettenkeuper. Mit der Aufschüttung des Werksandsteins — örtlich bis zur Null-Meter-Linie — wird die Absenkung des Triasbeckens kompensiert. Die Herkunft der Sandmengen leitet PATZELT (1964) anhand der Schwermineralverteilung von einem nördlichen Hebungsgebiet (Fennoskandia) ab. Stratilogische Daten wie Kreuzschichtung, Strömungsrippelschichtung und Fließmarken bilden in vielem eine Parallele zu den von WURSTER (1964) aus dem Schilfsandstein geschilderten Verhältnissen. Gegebenenfalls handelt es sich um eine durch Gezeiteneinwirkung modifizierte Deltaschüttung. Dafür sprechen die wechselnden Verhältnisse einer an Sand unterschüssigen Mangelfazies und einer durch große Sandmächtigkeiten charakterisierten Flutfazies. Weite Strecken des fränkischen Mittleren und Oberen Lettenkeupers sind durch Wurzelhorizonte markiert. Abgebaute Pflanzensubstanz wird allochthon als L e t t e n k o h l e eingeschlichtet. Am Saume der Deltaarme wird ein reges Wirbeltierleben gefolgert, denn phosphatische Organismenreste finden sich angereichert in basalen Aufarbeitungshorizonten des Werksandsteins, stärker verdünnt auch in den Sandsteinen selber. Hinweise auf kaum untergetauchte Deltaplattformen mögen die lebhaft gefärbten Tonlagen mit den Roteisensteinkonkretionen über den Sandsteinen und auch rötlich gefärbte Sandsteine (Oberer Werksandstein HOFFMANNS) geben.
Im Oberen Lettenkeuper bietet die fazielle und paläogeographische Entwicklung zahlreiche Wiederholungen der im Mittleren Lettenkeuper gegebenen Verhältnisse.

Lithologie und Geochemie

Das primär-strukturelle Spektrum der Karbonatgesteine des Oberen Hauptmuschelkalkes ist reichhaltiger als das des Lettenkeupers. Die verschiedenen Typen werden nach der Klassifikation von FOLK (1959) aufgeschlüsselt.
In den kompetenten Gesteinsverbänden des Oberen Hauptmuschelkalkes überwiegt die calcitische Komponente über die dolomitische. Dolomit kommt in Form von frühdiagenetischen Einzelrhomboedern in der Grund-

masse und häufiger, wohl spätdiagenetisch fixiert, in Fossilbestandteilen vor. In den karbonatischen Gesteinen des Lettenkeupers scheint der Dolomit stärker am Gesteinsaufbau beteiligt zu sein. Er ist äußerst feinkörnig, was auf primäre Anlage und frühdiagenetische Stabilisierung schließen läßt, und enthält größere Mengen an Fe.
Die geochemisch ermittelten Ca/Mg-Verhältnisse bestätigen für die Stratigraphie die oben gegebenen Tendenzen. Danach fällt der Quotient vom Liegenden zum Hangenden mit Annäherung an die Muschelkalk-Keuper-Grenze. Dieser Tatbestand wird auf eine Salinitätszunahme während der Sedimentation zurückgeführt. Den gleichen Aussagewert besitzen B_2O_3-Analysen aus dem Grenzbereich. Die geringe Analysenzahl läßt jedoch Vorsicht bei der Interpretation gebieten.
Der Glaukonit im Glaukonitkalk des obersten Hauptmuschelkalkes ist eine frühdiagenetische in situ-Bildung des Sedimentes.
Der Gehalt an terrigenem Detritus nimmt im Oberen Hauptmuschelkalk gegen den Lettenkeuper zu und kulminiert im Grenzbonebed. Dessen Mächtigkeiten steigen nach Süden und Südosten, also in Richtung auf das Vindelizisch-Böhmische Massiv. Anhand der enthaltenen Komponenten läßt sich ein Teil der abgetragenen Gesteine folgern: Granite, Quarzporphyre (Rotliegendes?), Quarzite, Gneise, paläozoische (?) Phosphorit-haltige Sedimente.
Die feinkörnigen Plattenlagen, WAGNERS Plattenhorizont und die Hauptquarzitschiefer-Platten, sind Siltsteine, z. T. mit Übergängen zu Feinsandsteinen. Sie bestehen in erster Linie aus Quarz und Glimmern und führen mitunter lagig angereicherte phosphatische Wirbeltierreste (Mittleres Crailsheimer Bonebed).
In der Lithozone des Werksandsteins läßt sich einer an Sand unterschüssigen Mangelfazies eine durch größere Sandmächtigkeiten ausgezeichnete Flutfazies gegenüberstellen.
Die Tiefe, in der sich die Gelbkalke (Mikrite, Dolomikrite) des Mittleren und Oberen Lettenkeupers bildeten, kann auf < 10 m eingeengt werden. Sie ergibt sich aus dem unmittelbaren Übereinander von Gelbkalk auf Werksandstein mit Wurzelhorizont.

*

Bei den karbonatischen Gesteinen entwickeln sich die lithologischen Gesetzmäßigkeiten aus den geochemischen Voraussetzungen. Gegenseitige Zusammenhänge sind eindeutig zu erfassen, besser als bei den nichtkarbonatischen Gesteinen.
Im Oberen Hauptmuschelkalk verteilt sich die Anhäufung karbonatischen Sedimentes hauptsächlich auf mikritische Schlamme und biogene calcitische Bestandteile bzw. deren detritische Produkte.

Die Mikrite sind mit ihren um fünf Prozent liegenden Rückstandsgehalten außerordentlich sauber. Sie gehören vermutlich zum abiogenen Zyklus der karbonatischen Sedimentation und wären dann wohl aus der Umwandlung aragonitisch gefällten Materials hervorgegangen. Wenn auch geschlossenere Mikritlagen wie in den Plattenkalkfolgen von beständigen Sedimentationsbedingungen sprechen, so erreichen doch die einzelnen Gesteinseinheiten nur cm-Stärke und niemals die Mächtigkeit fossilreicher Bänke.
Verschleppung, Einschwemmung und autochthoner Bestand von Faunenelementen macht aus Mikriten biomikritische Gesteine, während die große Gruppe der sparitischen Gesteinstypen in einem Sedimentationsraum abgelagert wurde, in dem primär keine Kalkfällung erfolgte oder sekundär eine Auswaschung des feinen Kalkschlammes durch intensive Strömungen stattfand. Das spätige Bindemittel entwickelte sich dann frühdiagenetisch aus der Umlösung von kalkigen Komponenten und verfüllte die offenen Porenräume mosaikförmig mit Calcit. Dieser Vorgang muß ebenso wie die Verfestigung biomikritischen Materials sehr schnell vonstatten gegangen sein, denn es finden sich keine Anhaltspunkte für eine Kompaktion der Kalksteine. Diese hat sich hauptsächlich auf die tonig-mergeligen Folgen ausgewirkt.
Im Chemismus der Karbonatgesteine spiegeln sich gerichtete Tendenzen mit Annäherung an die Muschelkalk-Keuper-Grenze wider. Das Ca/Mg-Schnittverhältnis von Kalksteinen des Hauptmuschelkalkes liegt unter Einschluß der Ergebnisse HALTENHOFS (1962) bei 30, also niedriger als im Wellenkalk (50—70). Der ku/mo-Grenzabschnitt ist dann nur noch von Werten um 10—20 gekennzeichnet. Das bedeutet eine Zunahme an Dolomit in Richtung auf den Lettenkeuper, was durch das Dünnschliffmaterial bestätigt wird. Im einzelnen wirkt sich diese Umstellung besonders auf die mikritischen Sedimente aus, welche bereits im Glaukonitkalk in Dolomikrite übergehen, wie sie in großer Verbreitung dann im Lettenkeuper erscheinen. Aus der Feinheit des Kornes und der Homogenität dieser Gesteine ergibt sich mit Wahrscheinlichkeit eine primäre Anlage der Magnesiumgehalte in Calciten, die frühdiagenetisch zu Dolomit ausgebaut wurden. Der stratigraphische Zuwachs an Dolomit bestätigt eine Salinitätszunahme. Sofern man die B_2O_3-Analysen als repräsentativ ansehen kann, bestärken die Anteile aus der löslichen Fraktion eine Zunahme im Bereich der Terebratelschichten bis zu den Dolomitischen Mergelschiefern. Hier gibt der Chemismus getreulich die Folgen paläogeographischer Veränderungen wieder, welche in der Abschnürung des Germanischen Beckens von der Tethys gipfeln. Die Ansätze einer Rückkehr zu Verhältnissen, wie sie im Mittleren Muschelkalk geherrscht haben, lassen sich an analogen Fazies der Kiesbank, des Gelben Kippers oder dolomitischen Mergelkalken der Glaukonitkalkregion ablesen. Allerdings reichte die Einengung nicht aus, um Gips zu fällen.

Während der Anstieg an feinkörnig gebundenem Dolomit seinen Höhepunkt in den karbonatischen Sedimenten des Lettenkeupers erreicht, sinkt gleichzeitig der Anteil der grobkörnigen Fraktion. In den Biomikriten und Biospariten des Oberen Hauptmuschelkalkes macht sich der Dolomit vor allem in Fossilbestandteilen, daneben in ooidischen Komponenten breit. Aufgrund von Umkristallisationsabfolgen in den Schalen von Lamellibranchiaten und Terebrateln ist eine spätdiagenetische Bildung des Dolomits wahrscheinlich.
Das Eisen im Dolomit hat die Funktion eines Mitläufers. In den spatitischen Gesteinen ist es in den groben Kornkomponenten (Fossilien, Ooide) eingebaut. In den dolomikritischen Typen geht es in den feinkörnigen Dolomit ein. Verwitterungseinfluß schließt in beiden Fällen das Eisen auf und überführt es in gelben Limonit, in den Gelbkalken. Der reichliche Einbau des Eisens in das Dolomitgitter dürfte vor allem bei den Dolomikriten des Lettenkeupers mit Lösungszufuhr vom Festland her zusammenhängen. Ähnliches gilt übrigens für den Mangananteil.
Unter den nichtkarbonatischen Mineralen kommt dem Glaukonit Beachtung zu, da er im unmittelbaren Grenzbereich auftritt. Mit dem stratigraphischen Wert nicht zu vergleichen ist die Bedeutung als Milieuindikator. Er tritt zwar in Sedimenten auf, die Flachwasser bezeugen; doch ist seine Bildung davon nicht direkt abhängig, denn es handelt sich um ein frühdiagenetisches Produkt. Tonige Substanzen sind als Ausgangsstoffe sehr wahrscheinlich, z. T. bestehen auch Zusammenhänge mit organischem Material (Phosphaten). Ein Beitrag zur Frage m a r i n o d e r b r a c k i s c h ist aus diesen Gründen nicht zu liefern. Hinzu kommt, daß ein gewisser Prozentsatz an Glaukonit kurz nach seiner Bildung wieder aufgearbeitet, umgelagert und in mächtigeren Streifen angereichert wurde.

*

Wenn eine Reihenfolge von Gesteinstypen aufgestellt werden soll, welche Aufschluß über das Environment geben kann, so sind die Mikrite des Hauptmuschelkalkes typische Verteter des marinen Milieus. Die Biomikrite und Biosparite der Terebratelschichten schließen sich an, wohingegen die Biosparite des Glaukonitkalkes nicht mehr hinzuzurechnen wären. Sie fallen bereits in einen Zyklus, der durch die Salinitätszunahme als leicht übersalzen zu gelten hat. Hierzu gehören auch die Dolomikrite des Lettenkeupers. Karbonatische Sedimente, die mit Brackwasser zu korrelieren wären, sind nicht zu benennen. Das gilt aber wahrscheinlich für die Sandsteinfolgen des Mittleren und Oberen Lettenkeupers, da mit der Vorstellung von Deltaschüttungen größere Süßwasserzuflüsse möglich sind. Über die relative Zuordnung der Tonhorizonte könnten die Gehalte an B_2O_3 Aufschluß geben.

Die terrigen klastischen Sedimente zeigen korngrößenmäßige Gruppierungen. Ausnahmen finden sich im Bereich der Muschelkalk-Keuper-Grenze (Glaukonitkalk und Grenzbonebed). Das Spektrum an Gesteinen umfaßt hier alle Korngrößen vom Silt bis über den Grobsand hinaus. WAGNERS Plattenhorizont und die Hauptquarzitschiefer-Platten liegen als Siltsteine, allenfalls als Feinsandsteine vor. Die Werksandsteinvarietäten halten sich an den Fein- bis Mittelsandbereich. Der Unterschied zwischen der Korngrößenstreuung im obersten Hauptmuschelkalk und der einheitlichen Verteilung bei den Lettenkeuperklastiten ist eine Folge des Transportweges. Legt man den Lettenkeupersandsteinen nach PATZELT (1964) ein fennoskandisches Abtragungsgebiet zugrunde, so ist die Homogenisierung des Materials eher zu erreichen als bei derart kurzen Entfernungen, wie sie unter Bezug auf das Vindelizisch-Böhmische Massiv für den Glaukonitkalk und das Grenzbonebed in Frage kommen.

Paläontologie

Aus der Bearbeitung von Ostracoden im Bereich der Muschelkalk-Keuper-Grenze ergibt sich:

Die durch VON SANDBERGER (1863, 1866/67) mitgeteilten Spezies der Gattungen *Bairdia* und *Cythere* konnten nicht bestätigt werden.

Der Hauptteil des Materials entfällt auf die Gattungen *Laevicythere*, *Letticocythere* und *Mandelstamia*. Darwinuliden sind akzessorisch beteiligt.

Die untersuchten Ostracoden befinden sich hauptsächlich auf sekundärer Lagerstätte, angereichert in Form von cm-mächtigen Schillagen, welche sich überwiegend auf die tonig-mergelige Fazies der Fränkischen Grenzschichten beschränken. Sie können aber auch linsige Einschaltungen in Kalksteinen und Dolomiten des Oberen Hauptmuschelkalkes und Lettenkeupers bilden. Vergleicht man den Wellenkalk mit dem Hauptmuschelkalk, so treten Gegensätzlichkeiten hervor. Im Wellenkalk weist die Fauna insgesamt einen beachtlichen Querschnitt an Invertebraten und Vertebraten auf. In faunistischer Sicht liegen vollmarine Verhältnisse vor.

Der Hauptmuschelkalk zeigt dagegen Abschnitte mit Einseitigkeiten oder Übergewichten einzelner Organismen-Gruppen. Foraminiferen treten stark zurück. Die Ostracoden bieten im Hauptmuschelkalk einen auffälligen Individuenreichtum, der überdies anderen Familien als im Wellenkalk zufällt. Conodonten sind im Unteren Hauptmuschelkalk zahlreicher als im Oberen und im Wellenkalk (WILCZEWSKI 1967). Bemerkenswert ist das Vorkommen von Seelilienresten im gesamten Wellenkalk, während es im Hauptmuschelkalk nur die untere Abteilung umfaßt. Ceratiten gewinnen im Hauptmuschelkalk mit der stratigraphischen Höhe an Bedeutung.

Abweichungen von der üblichen Faunenvergesellschaftung zeigen sich im Hauptmuschelkalk erstmals über der Cycloidesbank. In Tonlagen fand JANCZEWSKI (1965) unter anderem Conchostraken. Die Frage der Herkunft, ob autochthon oder allochthon, spielt in die Betrachtungen um die Grenzregion Muschelkalk-Keuper hinein. Das plötzliche Auftreten von mengenhaft Ostracoden mit Conchostraken verschiebt das Faunenbild. Veränderungen deuten sich zur Zeit der Kiesbank an, in deren Ablagerungen die letzten Rhizocorallien aufgefunden wurden (Werntal). Terebrateln und Ceratiten enden mit der obersten Bank der Oberen Terebratelbank. Conodonten werden in geringer Anzahl zwar noch im Glaukonitkalk angetroffen (WILCZEWSKI 1967), sind aber möglicherweise verschleppt worden, da die vertikal geschlossene Verbreitung schon in der Plattenkalkfolge VI ausklingt.

Die Umstellung, Verschiebung und Eliminierung von Bestandteilen der Biofazies gehen mit den Veränderungen der Lithofazies einher oder ihr voraus. Verflachung, Verschlammung und Substratwechsel sowie Salinitätsänderungen mögen ebenso wie mangelnde Durchlüftung infolge nachlassender Strömungen einen Beitrag geleistet haben. Nicht zu berücksichtigen sind dabei die biologischen Ursachen, die zum Aussterben oder Ausbleiben von Gruppen auf der einen Seite, zum vermehrten Bestand anderer auf der anderen Seite, geführt haben mögen.

Das verstärkte Auftreten der Ostracoden im Grenzbereich von Muschelkalk und Keuper ist insofern bemerkenswert, als es in eine Sedimentationsphase fällt, die durch relativen Anstieg der Salinität gekennzeichnet ist. Die Beschränkung der Vorkommen auf bestimmte Anreicherungshorizonte gibt Anlaß, Umlagerungen anzunehmen. Doch kann der Bereich, in dem dies erfolgte, regional nicht so weit ausgedehnt werden, um die Vorstellung von Ostracoden als brackischen Milieuindikatoren gegenüber den geochemischen und lithologischen Aussagen abzusichern. Aufgabe bleibt deshalb die Suche nach neuen Daten und Gesichtspunkten, die einen gemeinsamen Nenner für derartige Tatbestände ergeben.

Der Lettenkeuper weist vor allem in den Gelbkalkhorizonten eine verarmte Muschelfauna auf. Gelegentlich vergesellschaften sich Ostracoden. In den Tonhorizonten und in den Gelbkalken der oberen Abteilung sind örtlich Conchostraken sehr verbreitet. Die klastischen Horizonte bieten wesentlich mehr an phosphatischen Wirbeltierresten als an Invertebraten. Am reichhaltigsten jedoch sind Pflanzenfossilien in den Sandsteinen. Der Zeitpunkt des frühesten Erscheinens liegt im Niveau des Cardiniensandsteins. Von hier ab ist mit einer Verbrackung zu rechnen.

F. Schrifttum

ALBERTI, F. v. (1864): Überblick über die Trias. — 353 S., Stuttgart.

AMES, L. L. Jr. (1959): The Genesis of Carbonate Apatites. — Econ. Geol. **54,** 829—841.

ANDERSON, F. W. (1964): Rhaetic Ostracoda. — Bull. Geol. Surv. Great Britain **21,** 133—174, London.

ARBEITSKREIS DEUTSCHER MIKROPALÄONTOLOGEN (1962): Leitfossilien der Mikropaläontologie. — Verlag Bornträger, Berlin.

AUST, H. (1963): Geologische Kartierung und Erläuterung SE-Quadrant Blatt Ochsenfurt. — Diplomarbeit Würzburg.

BADER, E. (1936): Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Unteren Keupers zwischen Ostwürttemberg und Unterfranken. — Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt **24,** München.

BAGHAI, M. (1966): Geologische Kartierung und Erläuterung NE-Quadrant Blatt Volkach. — Diplomarbeit Würzburg.

BALKE, D. (1964): Geologische Kartierung und Erläuterung SW-Quadrant Blatt Markt Einersheim. — Diplomarbeit Würzburg.

BARTH, T., W. CORRENS & P. ESKOLA (1960): Die Entstehung der Gesteine. — Springer-Verlag, Berlin—Göttingen—Heidelberg.

BAUSCH, W. M. (1965): Dedolomitisierung und Rekalzitisierung in fränkischen Malmkalken. — N. Jb. Miner. Mh., 75—82.

BAYERISCHES OBERBERGAMT, GEOLOGISCHE LANDESUNTERSUCHUNG (1936): Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. — II, München.

BECHER, A. (1965): Eine Tonmineralfolge vom Beckenrand zum Beckeninnern im Buntsandstein Nordost-Bayerns. — Beitr. Miner. Petr. **11,** 586—613.

BECKENKAMP, J. (1907): Über die geologischen Verhältnisse der Stadt und der nächsten Umgebung von Würzburg. — Sitzungsber. phys.-med. Ges. zu Würzburg.

BENTZ, A. (1961): Lehrbuch der Angewandten Geologie. — I. Allgemeine Methoden, Enke-Verlag, Stuttgart.

BERGER, F. (1961): Ostrakoden-Vorkommen im Buntsandstein NW-Deutschlands. - Senck. leth. **42,** 147—155.

BEUTLER, G. & J. GRÜNDEL (1963): Die Ostracoden des Unteren Keupers im Bereich des Thüringer Beckens. — Freib. Forsch.-H. C 164, 33—92.

BIRZER, F. (1936): Eine Tiefbohrung durch das mesozoische Deckgebirge in Fürth in Bayern. — Z.-Bl. Min. etc., Abt. B., 425—433.

BORCHERT, H. & H. BRAUN (1963): Zum Chemismus von drei Glaukonittypen. — Chemie der Erde **23,** 82—90, Jena.

BURST, J. F. (1958): Mineral Heterogeneity in „Glauconite" Pellets. — Amer. Miner. **43,** 481—497.

BUSCH, K. (1965): Geologische Kartierung und Erläuterung Osthälfte Blatt Gerolzhofen. — Diplomarbeit Würzburg.

Carlé, W. (1961): Das Alaun-Vitriolwerk in Crailsheim. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg **4**, 265—284.
Carozzi, A. (1951): Glauconitisation de la biotite dans le crétacé moyen des Chaines Subalpines et du Jura. — Cahiers géol. de Thoiry **4**.
Chilingar, G. V. (1956): Relationship between Ca/Mg ratio and Age. — Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. **40**, 2256.
— (1957): Classification of Limestones and Dolomite on the basis of Ca/Mg ratio. — J. Sed. Petr. **27**, 187.
Clarke, F. W. (1924): The Data of Geochemistry. — (fourth edition), D. C.: Government Printing Office, Washington.
Cloud, P. E., Jr. (1955): Physical Limits of Glauconite Formation. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. **39**, 484.
Cramer, P. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6227 Iphofen. — München.
— (1965): Zur Geologie der Gegend von Bad Windsheim/Mfr. unter besonderer Berücksichtigung neuer Tiefenaufschlüsse. — Geol. Bav. **55**, 105—129.
Dapples, E. C. (1959): The Behavior of Silica in Diagenesis. — In: Silica in Sediments, H. A. Ireland ed., Soc. Econ. Pal. Min. **7**, 36—54, Tulsa/Oklahoma.
Deer, W. A., R. A. Howie & J. Zussman (1962): Rock-forming Minerals, 3 Sheet Silicates. — Longmans, Grenn and Co Ltd., London.
Degens, E. T. (1965): Geochemistry of Sediments. — Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
Diebel, L. (1965): Neue Ostracoden aus dem Mittleren Muschelkalk von Gotha (Thür.). — Mitt. Zentr. geol. Inst., H. 1, 223—255, Berlin.
Dorn, P. (1958): Problematik des Vindelizischen Landes. — Geologie **7**, 319—341.
Dostmann, H. (1964): Geologische Kartierung und Erläuterung NE-Quadrant Blatt Markt Einersheim. — Diplomarbeit Würzburg.
Drexler, P. (1964): Der Quaderkalk im Hauptmuschelkalk Frankens (Eine geowirtschaftliche Studie). — Diss. Würzburg.
Einsele G. & Schönenberg, R.: Epirogen-tektonische Grundzüge des süddeutschen Beckens und seiner südöstlichen Randgebiete im Mesozoikum. — Veröff. Luxemb. Geol. Dienstes, 14, 139—164, Luxemburg 1964.
Elofson, O. (1941): Zur Kenntnis der marinen Ostracoden Schwedens mit besonderer Berücksichtigung des Skageraks. — Zool. Bidr. Uppsala, **19**, 215—534.
Emmert, U. (1965): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6228 Wiesentheid. — München.
— (1964): b) Muschelkalk, c) Keuper. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. — 2. Aufl., 81—120, München.
Ernst, W. (1963): Diagnose der Salinitätsfazies mit Hilfe des Bors. — Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf. **10**, 253—266, Krefeld.
— (1966): Stratigraphisch-fazielle Identifizierung von Sedimenten auf chemisch-geologischem Wege. — Geol. Rdsch. **55**, 21—29.
Ernst, W. & H. Werner (1964): Anwendung der Bormethode 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. — Forschber. Land Nordrhein-Westfalen, Nr. 1433.

FISCHER, H. (1908): Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. — Geogn. Jahresh. **21,** 1—58.
— (1911): Über dolomitische Gesteine der unterfränkischen Trias. — Geogn. Jahresh. **24,** 221—231.
FLÜGEL, E. (1967): Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken. — Geol. Rdsch. **56,** 341—358.
FOLK, R. L. (1959): Pracitical Petrographic Classification of Limestones. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. **43,** 1—38.
— (1962): Spectral Subdivision of Limestone Types. — In: Classification of Carbonate Rocks, ed. W. E. HAM, 62—84, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa/Oklahoma.
— (1965): Some Aspects of Recrystallisation in Ancient Limestones. — In: Dolomitisation and Limestone Diagenesis, L. C. PRAY & R. D. MURRAY editors, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Special Publication 13.
FRANK, M. (1931): Marine Straßen und Faunenwanderwege in Süddeutschland zur Triaszeit. — Geol. Rdsch. **22,** 1—11.
— (1936): Der Faziescharakter der Schichtgrenzen der süddeutschen und kalkalpinen Trias. — Zbl. Min. etc., B, 475—502.
— (1937): Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwestdeutschland. — Geol. Rdsch. **28,** 465—598.
FREYBERG, B. v. (1963): Rhizocorallium commune in Schillfazies und das Rhizocorallium-Problem. — Geol. Bl. NO-Bayern **13,** 22—26, Erlangen.
FÜCHTBAUER, H. (1950): Die nichtkarbonatischen Bestandteile des Göttinger Muschelkalkes mit besonderer Berücksichtigung der Mineralneubildungen. — Heidelberg. Beitr. Miner. Petrogr. **2,** 235—254.
— (1962): Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. — Z. deutsch. geol. Ges. **114,** 484—531.
FÜCHTBAUER, H. & H. GOLDSCHMIDT (1964): Aragonitische Lumachellen im bituminösen Wealden des Emslandes. — Beitr. Mineral. Petrogr. **10,** 184—197.
— (1966): Beziehungen zwischen Kalziumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. — Geol. Rdsch. **55,** 29—40.
GALLIHER, E. W. (1935): Glauconite Genesis. — Bull. Geol. Soc. Amer. **46,** 1351.
GEISLER, R. (1938): Zur Stratigraphie des Hauptmuschelkalkes in der Umgebung von Würzburg mit besonderer Berücksichtigung der Ceratiten. — Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt **59,** Berlin.
GEISSLER, H. (1967): Geologische Kartierung und Erläuterung Südhälfte Blatt Kitzingen. — Diplomarbeit Würzburg.
GEYER, O. F. & M. P. GWINNER (1968): Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. — Schweizerbart-Verlag, Stuttgart.
GOLDMAN, M. J. (1919): General Character, Mode of Occurence, and Origin of Glauconite. — (abstract), Wash. Acad. Sci. Jour. **2,** 501—502.
GOLDSCHMIDT, V. M. (1954): Geochemistry. — Clarenton Press, 730 S., Oxford.
GOLDSCHMIDT, V. M. & C. L. PETERS (1932): Zur Geochemie des Bors. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, 402.
GORBUNOVA, L. (1950): Glaukonite der Jura- und Unterkreideablagerungen des zentralen Teiles der Russischen Tafel. — Trudy Inst. geol. Nauk Akad. Nauk SSSR **114,** geol. Ser., 65—102.

GREKOF, N. (1956): Guide pratique pour la détermination des ostracodes post-palézoiques. — Institut francais du pétrole, division sédimentologie, societé des éditions technik.

GRÜNDEL, J. (1964): Zur Ausbildung und taxionomischen Bedeutung der Narben der zentralen Muskelgruppe in der Unterklasse Ostracoda. — N. Jb. Geol. Pal., Mh. 577—597.

— (1965): Zwei neue Ostracoden-Arten aus dem Unteren Keuper Thüringens. Paläont. Z. **39,** 234—239.

HALTENHOF, M. (1962): Lithologische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk von Unterfranken (Stratinomie und Geochemie). — Abh. Naturwiss. Ver. Würzburg **3,** 1—124.

HARDER, H. (1961): Einbau von Bor in detritische Tonminerale. Experimente zur Erklärung des Borgehaltes toniger Sedimente. — Geochim. Cosmochim. Acta **21,** 284—294.

— (1963): Inwieweit ist das Bor ein marines Leitelement? — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. **10,** 239—252, Krefeld.

HATCH, F. H., R. H. BLACK & M. RASTALL (1938): The Petrology of the Sedimentary Rocks. — 3d ed., George Allen and Unwin Ltd., London.

HAUNSCHILD, H. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6627 Rothenburg ob der Tauber. — München.

HAUSHOFER, H. (1866): Über die Zusammensetzung des Glaukonits. — Journ. f. prakt. Chem. **97.**

HELLER, W. (1966): Biochemie und Feinstruktur fossiler Knochen aus bituminösen Schichten. — Geol. Rdsch. **55,** 119—130.

HERRMANN, F. (1964): Stratigraphie und Tektonik zwischen Hildesheimer Wald und Salzgitterer Höhenzug. — Diss. Braunschweig.

HILGER, A. (1899): Chemische Zusammensetzung der Gesteine der Würzburger Trias. — Mitt. pharmaz. Inst. Erlangen.

HILTERMANN, H. (1949): Klassifikation der Natürlichen Brackwässer. — Erdöl und Kohle **2,** 4—8.

HOFFMANN, U. (1962): Geologische Kartierung und Erläuterung NE-Quadrant Blatt Ochsenfurt. — Diplomarbeit Würzburg.

— (1964): Geologische Kartierung und Erläuterung NE-Quadrant Blatt Würzburg Süd. — Diss. Würzburg.

— (1967a, b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6125 Würzburg Nord und 6225 Würzburg Süd. — München.

HOFFMANN-ROTHE, J. (1962): Geologische Kartierung und Erläuterung SW-Quadrant Blatt Ochsenfurt. — Diplomarbeit Würzburg.

HOPPE, W. (1966): Die regionalgeologische Stellung der Thüringer Trias. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A. Geol. Paläont. **11,** 7—138.

HUBER, N. K. (1958): The Environmental Control of Sedimentary Iron. — Econ. Geol. **53,** 123—140.

HÜGI, T. (1945): Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbemethoden. — Schweiz. mineral. petrograph. Mitt. **XXV,** 114—140.

HUFNAGEL, H. (1963): Geologische Kartierung und Erläuterung Nordhälfte Blatt Dettelbach. — Diplomarbeit Würzburg.

HUMMEL, K. (1922): Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. — Geol. Rdsch. **13,** 40—81.
ILLING, L. V. (1954): Bahamian Calcareous Sands. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. **38,** 1—95.
JANCZEWSKI, P. (1965): Geologische Kartierung und Erläuterung SW-Quadrant Blatt Volkach. — Diplomarbeit Würzburg.
JUBITZ, K. B. (1958): Zur feinstratigraphischen Horizontierungsmethode in Kalksedimenten (Trias). — Geologie **7,** 863—913.
KASHEVAROVA, N. P. (1958): Neue Arten von Ostrakoden aus dem Oberperm (Ufa und Tatar) des südlichen Timan des Wolga-Ural-Gebietes. — Trudy VNIGRI **115** alte Serie (Mikrofauna SSSR sbornik 9), 301—348.
KAUTZ, K. (1964): Zwei Seladonite ungewöhnlicher chemischer Zusammensetzung. — Beitr. Mineral. Petrograph. **11,** 398—404.
KAZAKOV, A. V. (1937): The Phosphorite Facies and the Genesis of Phosphorites. — Trans. Sci. Inst. of Fertilizers and Insects Fungicides, Moscow, **142,** 95—111.
KESLING, R. V. (1951): Terminology of Ostracod Carapaces. — Contr. Mus. Pal. Univ. Michigan **9,** 93—171.
KLEMENT, R. (1938): Die anorganische Skelettsubstanz. — Naturwiss. **26,** 145—152.
KLIE, W. (1938): Ostracoda, Muschelkrebse. — In: Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile nach ihren Merkmalen und nach ihrer Lebensweise. 34. Teil: Krebstiere oder Crustacea. — Fischer-Verlag, Jena.
KNETSCH, G. (1963): Geologie von Deutschland. — Enke-Verlag, Stuttgart.
KOCH, O. G. & G. A. KOCH-DEDIC (1964): Handbuch der Spurenanalyse. — 722—723.
KÖSTER, H. M. (1965): Glaukonit aus der Regensburger Oberkreideformation. — Beitr. Mineral. Petrograph. **11,** 614—620.
KOLLMANN, K. (1960): Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs. I. Parabairdia n. g. und Ptychobairdia n. g. (Bairdiidae). — Jb. Geol. Bundesanst., Sonderband 5, 79—105, Wien.
— (1963): Ostracoden aus der alpinen Trias. II. Weitere Bairdiidae. — Jb. Geol. Bundesanst. **106,** 121—203, Wien.
KRAUSKOPF, K. B. (1959): The Geochemistry of Silica in Sedimentary Environments. — In: Silica in Sediments, H. A. IRELAND ed., Soc. Econ. Paleontol. Mineral. **7,** 4—19, Tulsa/Oklahoma.
KREJCI-GRAF, K. (1966): Geochemische Faziesdiagnostik. — Freiberger Forsch. H., C 224, Geologie, 80 S.
KRÖMMELBEIN, K. (1964): Über einen Ostracoden führenden Horizont der germanischen Trias. — Senck. leth. **45,** 497—499.
KRUMBEIN, W. (1963a): Geologische Kartierung und Erläuterung NW-Quadrant Blatt Markt Einersheim. — Diplomarbeit Würzburg.
— (1963b): Über Riffbildung von *Placunopsis ostracina* im Muschelkalk von Tiefenstockheim bei Marktbreit in Unterfranken. — Abh. Naturwiss. Ver. Würzburg **4,** 91—106.
LANDERGREEN, S. (1945): Contribution to the Geochemistry of Boron. — Arkiv Kemi **19 A,** 25/26, Stockholm.
LEMCKE, K., VON ENGELHARDT, W. & FÜCHTBAUER, A. (1953): Geologische und

sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. geol. Jb. Nr. 11.

LINCK, O. (1943): Fossile Wurzelböden aus dem Mittleren Keuper. Natur und Volk **73,** 226—234.

— (1961): Lebens-Spuren niederer Tiere (Evertebraten) aus dem württembergischen Stubensandstein (Trias, Mittl. Keuper 4) verglichen mit anderen Ichnocoenosen des Keupers. — Stuttgarter Beitr. Naturk., **66,** 1—29.

LJUBIMOVA, P. S. (1956): Triassische und jurassische Ostracoden der östlichen Ukraine. — Trudy VNIGRI, n. ser. **98,** (Mikrofauna SSSR, sb. 8), 533—583.

LODEMANN, W. (1963): Die Bedeutung des Dolomits für die vergleichende Stratigraphie im Muschelkalk. — Geologie **12,** 67—78.

LOUDEN, R. L. (1963): Die Chemofazies der Schaumkalkbänke im Unteren Muschelkalk Mainfrankens. — Diss. Würzburg.

LUTAT, U. (1964): Geologische Kartierung und Erläuterung SE-Quadrant Blatt Markt Einersheim. — Diplomarbeit Würzburg.

MÄGDEFRAU, K. (1953): Paläobiologie der Pflanzen. — Fischer-Verlag, Jena.

MCCONELL, D., W. J. FRAJOLA & D. W. DEAMER (1961): Relation between the Inorganic Chemistry and Biochemistry of Bone Mineralisation. — Science **133,** 281—282.

MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. — Ecl. Geol. Helvetiae **54,** 137—219.

MERO, J. L. (1965): The Mineral Resources of the Sea. — Elsevier Publishing Company, London—Amsterdam—New York.

MORKHOVEN, F. P. C. M. VAN (1962/63): Post-Palaeozoic Ostracoda. — 2 Bände, Elsevier Publishing Company, Amsterdam—London—New York.

MOORE, R. C. (1961): Treatise on Invertebrate Paleontology. — Q. Arthropoda 3., Univ. Kansas Press, Lawrence.

MÜLLER, A. H. (1950): Stratinomische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk des Thüringer Beckens. — Geologica **4,** 1—72.

— (1955): Beiträge zur Stratinomie und Ökologie des germanischen Muschelkalkes. — Geologie **4,** 285—297.

— (1957, 1958, 1960, 1963): Lehrbuch der Paläozoologie. — I. Allgemeine Grundlagen, II., 1, 2, 3 Invertebraten, Fischer-Verlag, Jena.

MURRAY, J. & PHILIPPI, E. (1908): Die Grundproben der Deutschen Tiefsee-Expedition. — Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer „Valdivia" 1898—1899, **10.**

NATHAN, H. (1926): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. **53,** B, 31—97.

NATHAN, H. & M. SCHUSTER (1937): Erläuterungen zum Blatt Windsheim (Nr. XXII) der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000, Teilblatt Kitzingen. — München.

NEWELL, N. D., E. G. PURDY & J. IMBRIE (1960): Bahamian oolitic sand. — Journ. Geol. **68,** 481.

NIGGLI, P. (1952): Gesteine und Minerallagerstätten. — Birkhäuser-Verlag, Basel.

OERTLI, H. J. (1963a): Faunes d'ostracodes du Mésosoique de France. — E. J. Brill, 57 S., 90 Taf., 9 Abb., Leiden.

— (1963b): Fossile Ostracoden als Milieuindikatoren. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. **10,** 53—66.
PATZELT, W.-J. (1964): Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands. — Erlanger geol. Abh. **52,** 30 S.
PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary Rocks. — Harper & Brothers, New York.
POKORNY, V. (1958): Grundzüge der Zoologischen Mikropaläontologie. — VEB Verl. Wiss., Berlin.
PRATT, W. (1961): The Origin and Distribuation of Glauconite and Related Clay Mineral Aggregates of Southern California. — Proc. Natl. Costal Shallow Water Res. Conf., 1st, 656—658.
PURDY, E. G. (1963): Recent Calcium Carbonate Facies of the Great Bahama-bank. — J. Geol. **71,** 472—497.
REIBLE, P. (1962): Die Conchostraken (Branchiopoda, Crustacea) der Germanischen Trias. — N. Jb. Geol. Pal., Abh. **114,** 169—244.
REIS, O. M. (1910): Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. I. Muschelkalk und Untere Lettenkohle. — Geogn. Jb. **23,** 1—284, München.
REMANE, A. (1940): Die Tierwelt der Nord- und Ostsee. — In: GRIMPE, G., I. Akad. Verlagsgesellschaft Becker & Erler, Leipzig.
RUCHIN, L. B. (1958): Grundzüge der Lithologie, Lehre von den Sedimentgesteinen. — Deutsch von A. SCHÜLLER. Akademie-Verlag, Berlin.
RUDOLF, W. F. (1959): Zur Dolomitisierung und Petrogenese im Unteren Hauptmuschelkalk Württembergs. — Diss. Tübingen.
RUTTE, E. (1957): Einführung in die Geologie von Unterfranken. — Laborarztverlag Würzburg.
— (1962): Der Kieferapparat triassischer Nautiliden. — Paläont. Z. **36,** 79—92.
— (1965): Mainfranken und Rhön. — Sammlung geol. Führer **43,** Borntraeger-Verlag, Berlin.
SANDBERGER, F. v. (1863): Beobachtungen in der Würzburger Trias. — Würzb. nat. Zeitschr. **5,** 201—221.
— (1866/67): Die Gliederung der Würzburger Trias und ihre Äquivalente. — Würzb. nat. Zeitschr. **6,** 131—208.
— (1882): Die Triasformation im Mittleren Maingebiet. — Gemeinnützige Wochenschrift, 1—6, Würzburg.
— (1893): Die Lagerung der Muschelkalk- und Lettenkohlengruppe in Unterfranken. — Verh. phys.-med. Ges. Würzburg, N. F. XXVI, 1—24.
SANDER, B. (1936): Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). — Tschermaks min. petr. Mitt. **48,** 27—209.
SCHMIDT, M. (1928, 1938): Die Lebewelt der Trias. — 2 Bde., Verlag Ferdinand Rau, Öhringen.
SCHMIDT-THOMÉ, P. (1964): Der Alpenraum. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 244—296, München.
SCHMIDT-THOMÉ, M. (1964): Geologische Kartierung und Erläuterung NW-Quadrant Blatt Volkach. — Diplomarbeit Würzburg.
SCHRÖDER, B. (1964): Gliederungsmöglichkeiten in Muschelkalk und Lettenkohle zwischen Bayreuth und Weiden. — Geol. Bav. **53,** 12—28, München.

— (1967): Fossilführende Mittlere Trias im Ries. — Geol. Bl. f. NO-Bayern **17**, 44—47.
SCHÜLLER, M. (1965): Petrographie, Stratinomie und Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalkes in Südniedersachsen und Nordhessen. — Diss. Kiel.
SCHUSTER, M. (1917): Ergebnisse und Beobachtungen über die Entwicklung und Verbreitung der Quaderkalke. — Geogn. Jh. **30**, 324—326, München.
— (1926): Erläuterungen zum Blatt Windsheim der geognostischen Karte von Bayern 1:100 000, Teilblatt Uffenheim. — München.
— (1928): Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. in sechs Abteilungen. — Abt. VI, München.
— (1937): Erläuterungen zum Blatt Windsheim der geognostischen Karte von Bayern 1:100 000, Teilblatt Kitzingen. — München.
SCHWARZBACH, M. (1961): Das Klima der Vorzeit. — 2. Aufl., Enke-Verlag, Stuttgart.
SEEBACH, K. v. (1857): Entomostraceen aus der Trias Thüringens. — Z. deutsch. geol. Ges. **9**, 198—206.
SEIBOLD, E. (1964): Das Meer. — In: Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, I., Herausgeber R. BRINKMANN, Enke-Verlag, Stuttgart.
SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. - Geologie **14**, Bh. 50, 1—115.
SMULIKOWSKI, K. (1954): The Problem of Glauconite. — Arc. Min., Warschau **18**, 21—120.
SOHN, I. G. (1968): Triassic Ostracods from Makhtesh Ramon, Israel. — Bull. Geol. Survey, Ministry of Development, **44**, 1—71, Jerusalem.
TAKAHASHI & YAGI (1929): The Peculiar Mud Grains in the Recent Littoral and Estuarine Deposits, with Special Reference of the Origin of Glauconite. — Econ. Geol. **24**, 838—852.
TERRY, S. & G. V. CHILINGAR (1955): Summary of "Concerning some Additional Aids in Studying Sedimentary Formations" by SHVETSOV, M. S. — J. Sedim. Petrol. **25**, 229—234.
THÜRACH, H. (1884): Über das Vorkommen mikroskopischer Zirkon- und Titanmineralien in den Gesteinen. — Diss., in: Verh. d. phys. med. Ges. zu Würzburg.
TOUSSAINT, B. (1966): Geologische Kartierung und Erläuterung SE-Quadrant Blatt Volkach. — Diplomarbeit Würzburg.
TRÖGER, W. E. (1959, 1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Teil 1 Bestimmungstabellen, Teil 2 Textband, Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
USDOWSKI, H. E. (1961): Die Entstehung der kalkoolithischen Fazies des norddeutschen Unteren Buntsandsteins. — Beitr. Miner. Petr. **8**, 141—179.
VALETON, I. (1958): Der Glaukonit und seine Begleitminerale aus dem Tertiär von Walsrode. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg **27**, 88—131.
VERNADSKY, W. J. (1930): Geochemie in ausgewählten Kapiteln. — Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
WAGNER, G. (1911): Zur Stratigraphie des oberen Hauptmuschelkalkes in Franken. — Cbl. Min. usw., Stuttgart.
— (1913): Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Oberen Haupt-

muschelkalkes und der Unteren Lettenkohle in Franken. — Geol. Pal. Abh. N. F. **12,** Jena.
— (1919): Beiträge zur Kenntnis des Oberen Hauptmuschelkalkes von Mittel- und Norddeutschland. — Z. deutsch. geol. Ges. **71.**
— (1930): Trias im Kocher-Jagst-Gebiet und Vindelizisches Land. — Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. **19,** 78—82.
— (1933): Lettenkohle. — Aus der Heimat **11,** Stuttgart.
— (1956): Muschelkalkmeer und Tethys. — Jber. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. **38,** 77—81.
— (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. — Ferd.-Rau-Verlag, Öhringen.
WALGER, E. (1961): Zur mikroskopischen Bestimmung der gesteinsbildenden Karbonate im Dünnschliff. — N. Jb. Min. Mh., 182—187.
WARNE, S. St. J. (1962): A Quick Field or Laboratory Staining Scheme for the Differentiation of the Major Carbonate Minerals. — J. Sed. Petr. **32,** 29—38.
WEHNER, H. (1965): Geologische Kartierung und Erläuterung Westhälfte Blatt Gerolzhofen. — Diplomarbeit Würzburg.
WEINELT, Wo. (1955): Beiträge zur Paläogeographie und Lithogenese der Bleiglanz-Bank des Mittleren Keupers im Raume zwischen Klettgau und Coburg. — Diss. Würzburg.
WEISS, W. (1954): Zur Frage der Muschelkalk-Obergrenze bei Bayreuth. — Erlanger geol. Abh. **10,** 19. S.
WENGER, R. (1957): Die Germanischen Ceratiten. — Palaeontographica **108 A,** 57—129, Stuttgart.
WICHER, C. A. (1951): Zur mikropaläontologischen Gliederung des nichtmarinen Rät. — Erdöl und Kohle **4,** 755—760.
— (1957): Die mikropaläontologische Gliederung des nichtmarinen Keupers. — Erdöl und Kohle **10,** 3—7.
WILCZEWSKI, N. (1962): Geologische Kartierung und Erläuterung NW-Quadrant Blatt Ochsenfurt. — Diplomarbeit Würzburg.
— (1967): Mikropaläontologische Untersuchungen im Muschelkalk Unterfrankens. — Diss. Würzburg.
WOLF, K. H., G. V. CHILINGAR & F. W. BEALES (1967): Elemental Composition of Carbonate Skeletons, Minerals and Sediments. — In: Developments in Sedimentology **9 B,** 23—136, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York.
WURM, A. (1929): Die Nürnberger Tiefbohrungen, ihre wissenschaftliche und praktische Bedeutung. — Abh. geol. L.-Unters. Bayer. Ob.-Bergamt 1, 1—44, München.
WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **33,** 140 S. und Atlas.
— (1965): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. — Geol. Rdsch. **54,** 224—240.
— (1968): Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. — Eclogae geol. Helv. **61,** 157—166.
ZELGER, C. (1867): Geognostische Wanderungen in der Trias Frankens. — 133 S., Würzburg.

Abh. Naturwiss. Ver. Würzburg	10	157—161	Würzburg 1969

Naturwissenschaftliche Nachrichten aus Unterfranken für das Berichtsjahr 1968

Prof. Dr. S. HÜNIG, Vorstand des Instituts für Organische Chemie, wurde in der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Würzburg zum Dekan für das Akademische Jahr 1967/68 gewählt.

Prof. Dr. M. M. SCHEER, Vorstand des Physikalischen Instituts, wurde zum Direktor des Verwaltungsausschusses der Universität gewählt. Er wird damit Nachfolger von Prof. Dr. W. SIMONIS.

In der Naturwissenschaftlichen Fakultät wird das Fächergruppensystem eingeführt. Assistenten- und Studentenvertreter nehmen an den Sitzungen der Fakultätsgremien teil. Eine neue Universitätssatzung wird unter beträchtlichen Unruhen verabschiedet. Prof. Dr. J. BÜDEL leitet die Großen Senatssitzungen.

Prof. Dr. G. BRIEGLEB, Vorstand des Physikalisch-Chemischen Instituts, erhält von Oberbürgermeister Dr. Zimmerer am 3. Juli 1968 das vergoldete Stadtsiegel für gute und freundschaftliche Zusammenarbeit mit der Stadt in seiner Amtszeit als Verwaltungsausschuß-Direktor.

Prof. Dr. J. BÜDEL, Vorstand des Geographischen Instituts, erhält von Oberbürgermeister Dr. Zimmerer das vergoldete Stadtsiegel.

Prof. Dr. Dr. H. DIERGARTEN wird zum Ehrenbürger der Universität Würzburg ernannt.

Prof. Dr. Ing. HORST TEICHMANN wurde zum Oberpostdirektor ernannt, er erhielt vom Bundespräsidenten das Verdienstkreuz am Bande des Verdienstordens der Bundesrepublik Deutschland verliehen.

Prof. Dr. A. WURM, ehemaliger Vorstand des Geologisch-Paläontologischen Instituts Würzburg, verstarb am 24. November 1968.

Universitätsdozent Dr. K. GAILER, Physikalisches Institut, verstarb am 23. Januar 1968.

Prof. Dr. HIEBER, Ordinarius für Anorganische Chemie der TH München, wurde der Ehrendoktor der Naturwissenschaftlichen Fakultät verliehen.

Astronomisches Institut

Prof. Dr. HAFFNER besucht das Symposium für Relativistische Astrophysik in Dallas/USA.

Dr. P. ULMSCHNEIDER, Forschungsaufenthalt an der Universität Colorado (USA) und anschließend Informationsreise zu verschiedenen Observatorien der USA.

Botanische Anstalten

Frau Dr. M. EHRENBERG, Universitäts-Dozent, wurde zur apl. Professorin ernannt. Wissenschaftlicher Rat Dr. E. REINHARD wurde als Extra-Ordinarius für Pharmakognosie an die Universität Tübingen berufen.

Frau Dr. G. SCHÖNINGER, Privat-Dozent, ist weiterhin zu Forschungsarbeiten an der Universität Pasto (Kolumbien) beurlaubt.
Oberkonservator Dr. HUBER habilitiert sich für das Fach Botanik. Anschließend Forschungsaufenthalt auf Ceylon. Dr. HUBER bearbeitet im Auftrag der SMITHONIAN-Institution für die Flora von Ceylon die Oleander- und Schwalbenwurzgewächse.
Studenten-Exkursion Mallorca.
Die Gewächshausbauten im Botanischen Garten am Dallenberg werden weitergeführt.

Chemische Institute

Die Chemischen Institute und das Pharmazeutische Institut werden bei Gerbrunn aufgebaut.

Institut für Organische Chemie

Dr. G. MÄRKL, Privat-Dozent und Ober-Assistent, wird zum wissenschaftlichen Rat ernannt.
Dr. TH. EICHER habilitiert sich für das Fach organische Chemie und wurde zum Privatdozenten ernannt.
Prof. Dr. S. HÜNIG, Vortragsreise in USA (Andover, New Hampshire) zur Gordon Research Konferenz und Paris.
Prof. Dr. A. ROEDIG, Vortragsreise in USA (Maryland) und nach Caen.

Institut für Anorganische Chemie

Prof. Dr. H. SCHMIDBAUR erhält einen Ruf an die Technische Universität Berlin.

Institut für Pharmazie und Lebensmittelchemie

Wissenschaftlicher Rat Dr. CARL SEELKOPF, apl. Professor der Pharmazie und Lebensmittelchemie, bleibt bis April 1968 zur Amtstätigkeit als Institutsvorstand an der Anden-Universität Merida (Venezuela) beurlaubt.
Dr. K. ULLMANN zum Konservator ernannt.

Institut für Physikalische Chemie

Prof. Dr. W. STROHMEIER, a. o. Professor der physikalischen Chemie, wurde zum o. Professor ernannt.
Dr. H. G. KUBALL habilitiert sich für das Fach physikalische Chemie.
Dr. G. PESCHEL zum Konservator ernannt.

Max-Planck-Institut für Silikatforschung

Dr. HERIBERT OEL, Privatdozent, wird zum Ordinarius für Werkstoffkunde an die TH Erlangen-Nürnberg berufen.

Geographisches Institut

Wissenschaftlicher Rat Dr. A. WIRTHMANN wird auf den Lehrstuhl für Geographie der TH Karlsruhe berufen.
Dr. G. WIEGAND führt geomorphologische Forschungen in Anatolien, Dr. O. WEISE in Persien durch.

Polarexpeditionen 1967 und 1968 des Geographischen Instituts der Universität Würzburg nach Spitzbergen

Im Sommer 1967 wurde unter Leitung von Prof. Dr. JULIUS BÜDEL, Direktor des Geographischen Instituts der Universität Würzburg, eine Großexpedition mit 14 wissenschaftlichen Mitarbeitern nach Spitzbergen unternommen, die dankenswerter Weise von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert wurde. Diese „Stauferland-Expedition", so genannt nach einem eisfreien Vorland der Barents-Insel, schloß vorerst das Programm dieser Polarforschungen ab, das — zusammen mit zwei früheren Expeditionen 1959 und 1960 — die Geomorphologie und zwar sowohl die Reliefgenerationen der Vorzeit als auch die rezente Formungsdynamik des südöstlichen Teils des Spitzbergen-Archipels im nordischen Eismeer untersuchte.

Für ein solch komplexes Forschungsziel wurden auch eine Reihe auswärtiger und ausländischer Wissenschaftler mit spezialisierten Fachbereichen an der Gruppenarbeit beteiligt.

Prof. BÜDEL bearbeitete 1967 speziell die unterschiedlichen Taltypen und Talentwicklungen, daneben die Formen und Gliederung der isostatisch gehobenen marinen Grenze, die Frage des Ausmaßes der eiszeitlichen Vergletscherung und weiterführend die Genese der Frostmusterformen.

Prof. Dr. GERHARD FURRER von der Universität Zürich führte elektrische Temperaturmessungen im und über dem Permafrost durch. Prof. Dr. ALFRED WIRTHMANN, Geographisches Institut der Technischen Universität Karlsruhe, damals Wissenschaftlicher Rat in Würzburg, untersuchte die Reste der vorglazialen Reliefbildung und die Prozesse der Hangentwicklung. Privatdozent Dr. ARNO SEMMEL vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung widmete sich den Problemen der Bodenbildung und der Mudpits (Gährlehmbeulen). Der Geologe JENÖ NAGY vom Nordpolarinstitut in Oslo bearbeitete die geologische Stratigraphie des Expeditionsgebietes insbesondere die holozän gehobenen marinen Feinsedimente. Dr. GÜNTHER NAGEL, Konservator am Geographischen Institut der Universität Frankfurt, beschäftigte sich mit der Basaltverwitterung und dem Chemismus von Bodenwasser und Bodenkultur. Dr. ULRICH GLASER, Konservator am Geographischen Institut Würzburg, bearbeitete die Serien gehobener Strandterrassen im Umkreis des Storfjords.

Dr. WINFRIED HOFMANN aus Schweinfurt und Dr. GEORG PHILIPPI aus Karlsruhe untersuchten die Ökologie der Pflanzengesellschaften in der Tundra.

Als assistierende wissenschaftliche Mitarbeiter mit eigenen Forschungsaufgaben waren noch fünf Assistenten und Doktoranden des Geographischen Instituts in Würzburg beteiligt. HEINZ SPÄTH untersuchte Eiskeile, ihre Verbreitung und führte Tierbeobachtungen durch. Dr. OTFRIED WEISE beschäftigte sich mit der Frage der Verteilung morphologischer Großformen. Dr. GOTTFRIED WIEGAND hatte die Untersuchung von Pingos (Frostbodenhügel) als Aufgabe. Dr. GERHARD STÄBLEIN führte klimatologische Messungen durch und zusammen mit ALFONS FUGEL die Vermessungsarbeiten.

Bei dieser großen Polarexpedition ging es vor allem darum, gesicherte Grundlagen der Geomorphologie der Frostschutt- und Tundrenzone zu gewinnen, besonders im Hinblick auf eine klimagenetische Interpretation der Mittelbreiten mit ihren fossilen Spuren des Eiszeitalters.

Im Sommer 1968 hat eine kleine Polarforschungsgruppe mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter Leitung von Konservator Dr. Ulrich Glaser zusammen mit dem wissenschaftlichen Assistenten Dr. Gerhard Stäblein, beide vom Geographischen Institut Würzburg, die geomorphologischen und glaziologischen Fragen der isostatisch gehobenen Strandlinien und der pleistozänen Vereisung für den Bereich des Bellsunds und der anschließenden Fjorde in West-Spitzbergen bearbeitet.
Als Stipendiat der Humboldt-Stiftung war Dr. Josef Kvitkovic von der Slowakischen Akademie der Wissenschaften in Bratislava mit dabei. Seine Untersuchungen galten besonders der Hangentwicklung, den Frostmusterformen und der morphologischen Kartierung.

Dr. G. Stäblein
Geographisches Institut Würzburg

Mathematische Institute

Prof. Dr. Kurt Endl, Universität Gießen, vertritt den Lehrstuhl für Angewandte Mathematik II.
Oberkonservator Dr. K. O. Runck wird Wiss.-Rat und Prof. an der TH Clausthal.

Mineralogisches Institut

Dr. M. Okrusch habilitiert sich für das Fach Mineralogie.
Prof. Dr. R. Eigenfeld besucht mit Studentengruppe Südschweden. Eine Schweizer Studentengruppe unter Prof. Niggli von der Universität Bern besucht mit Prof. Dr. S. Matthes und seinen Mitarbeitern das Fichtelgebirge und die Oberpfalz.
Der Neubau des Mineralogischen Instituts soll nach den Chemischen Instituten als erstes Projekt der Erdwissenschaftlichen Abteilung im Herbst 1969 begonnen werden. Die Planungen sind im Gange.

Geologisch-Paläontologisches Institut

Prof. Dr. G. Knetsch in Äthiopien (Danakil) zur Erforschung der Tektonik und des Vulkanismus.
Privatdozent Dr. D. Welte ein Jahr in USA.
Im September findet die Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft in Würzburg statt.
Geologische Exkursion nach Südskandinavien.

Physikalische Institute

Prof. Dr. G. Landwehr wird zum Vorstand am Physikalischen Institut, Lehrstuhl III — Experimentelle Physik — ernannt.
Prof. Dr. W. Hink als Senior Foreign Scientist am Physikalischen Institut der St. Louis University Missouri tätig.
Prof. Dr. M. Scheer besuchte die State University of New York in Albany und das State University College in Oneonta, USA. Zwischen diesen Universitäten und der Universität Würzburg besteht seit 1965/66 ein Partnerschaftsverhältnis.
Dr. A. Przybylski war während des Winterhalbjahres als Gastprofessor am Physik Department in Albany (State University of New York, USA) tätig.
Prof. Dr. R. Ebert und Dr. E. Hilf International Conference of Statistical Mecha-

nics, Kyoto, Japan. Anschließend Vortrags- und Informationsreise USA. Dr. R. W. Hasse und R. Weidelt USA. Dr. H. Oechsner Forschungsaufenthalt ETH Zürich.
Privatdozent Dr. E. Zeitler beurlaubt für wissenschaftliche Tätigkeit beim Armed Forces Institute of Pathology, Washington (USA).
Dr. W. Petzold zum Oberkonservator ernannt.

Zoologische Institute

Prof. Dr. H. Heran lehnt einen Ruf in die Universität Salzburg ab.
Privatdozent Dr. J. Dönges, Tübingen, wurde zum Universitätsdozenten ernannt.
Privatdozent Dr. D. Fuldner wurde zum Universitätsdozenten ernannt.
Zoologische Studentenexkursion zum Neusiedler See.

Institut für Angewandte Zoologie

Dr. G. Kneitz zum Konservator ernannt.
Zoologische Studentenexkursion zum Neusiedler See.

Gewässerkunde

Die gesamte obere Wern bis Geldersheim konnte von Abwässern vollständig entlastet werden. In Geldersheim entstand ein Großklärwerk.
In den Jahren 1967/68 wurden weitere vollbiologische Klärwerke im Regierungsbezirk Unterfranken in Betrieb genommen und dadurch die Gewässer stark entlastet.
Im Jahr 1968 entstand ein Gewässergüte-Atlas für den Regierungsbezirk Unterfranken, umfassend die Jahre 1954 bis 1968.

Gewässergüte — Aufsicht der Regierung von Unterfranken
Dr. L. Schua

Naturschutz

In den Jahren 1967 und 1968 wurden folgende Landschaftsschutzgebiete neu geschaffen:
Landschaftsschutzgebiet Volkacher Mainschleife.
Landschaftsschutzgebiet und Naturpark Odenwald.

Die Vorarbeiten für den Naturpark Rhön und das Unterschutzstellen dieses Gebietes als Landschaftsschutzgebiet sind an der Regierung von Unterfranken abgeschlossen.
Die Planungen für ein Landschaftsschutzgebiet Steigerwald sind im Gange.

Es ergeht ein Aufruf an alle interessierten Kreise im Jahre 1969 und 1970 alle schutzwürdigen Gebiete des Regierungsbezirkes Unterfranken der Regierungsnaturschutzstelle, 87 Würzburg, Petersplatz 7 zu melden und die Unterschutzstellung zu beantragen. Es besteht hier wohl die letzte große Möglichkeit den Ausverkauf des unterfränkischen Landschaftsraumes zu verhindern!

Naturschutzstelle an der Regierung von Unterfranken
Dr. L. Schua

Der bekannte Heimatforscher J. Kehl, Haßfurt, verstarb. Er hat sich durch die Inventarisierung der Keuperfauna und -Flora große Verdienste erworben.

Promotionen in der Naturwissenschaftlichen Fakultät im Wintersemester 1967/68

Name	geb.	Fach	Thema
Ruider Günther	1940	OChem.	Synthese und Eigenschaften von Redoxsystemen 4,4'-verknüpfter 6-Ringheterocyclen.
Feige Benno	1937	Bot.	Untersuchungen zum Kohlenstoff- und Phosphatstoffwechsel der Flechten unter Verwendung radioaktiver Isotope.
Leibach Thomas	1941	BChem.	Reinigung der Adenosinkinase aus Bierhefe.
Mechler Ernst Ludwig	1934	Bot.	Untersuchungen zur lichtabhängigen Phosphorylierung der einzelligen Grünalge *Ankistrodesmus Braunii* im Licht verschiedener Wellenlänge.
Meng, geb. Rudolph Claudia	1939	Zool.	Strukturwandel und histochemische Befunde insbesondere des Oosoms während der Oogenese und nach der Ablage des Eies von *Pimpla turionellae* L. *(Hymenoptera, Ichneumonidae).*
Müller Hans	1939	Pharm.	Zur Beeinflussung der Aktivität des Trypsins durch Arzneistoffe.
Russow Wolfgang	1939	Pharm.	Reaktionsbedingungen zur Herstellung von Pinen-nitrosochlorid und Analyse der entstehenden Nebenprodukte.
Schuster Maria	1936	Bot.	Die Bedeutung von Starklicht und Kupfer für die phytochromgesteuerte Morphogenese von *Lemna perpusilla.*
Sechser Ludwig	1936	AChem.	Zur Spaltung von Silicium-, Germanium-, Zinn- und Blei-Kohlenstoff-Bindungen mit Schwefeltrioxid und Schwefeldioxid.
Sinn Martin	1938	Phakog.	Untersuchungen bei höheren Pflanzen über die Jodreaktion der „löslichen Stärke" nach DUFOUR und ihre chemotaxonomische Eignung.
Wenzel Wolfgang	1939	OChem.	Synthese und Reaktionsweise von perchlorierten, aliphatischen C_4-Aldehyden und Carbonsäuren.
Bergfeld Manfred	1939	AnChem.	Siloxanverbindungen von Schwermetallen.

Name	geb.	Fach	Thema
Helbig Jürgen	1938	Pharm.	Über die kininliefernde Sequenz von Rinderserum-Kininogen: Präparative und analytische Untersuchungen mit Hilfe von Enzymen und Bromcyan.
Heim Rudolf	1939	OChem.	Untersuchungen zur Konstitution verschiedener Verbindungen C_8Cl_8.
Honikel Otto	1942	BChem.	Wirkung von Antibiotica auf die DNA-gesteuerte DNA-Polymerase-Reaktion.
Järisch Walter	1932	EPhys.	Einfluß der Ordnungszahl des Targetmaterials auf die Polarisation im Spektrum der Röntgen-Bremsstrahlung.
Kaspar Manfred	1933	EPhys.	Positronenausbeuten bei Beschuß dicker Targets mit Elektronen im Energiebereich von 10 bis 20 MeV.
Kiyek Hans	1938	PHChem.	Versuch zur Aufklärung der Wechselwirkung zwischen Polymeren und einigen Lösungs- und Quellungsmitteln.
Kunkel Peter	1932	EPhys.	Erzeugung und Wachsen von Blasen im Arbeitsbereich einer druckstabilisierten Propan-Blasenkammer.
Neuhauser Gerhard	1939	PhChem.	Interionarer Elektronenaustausch und spektroskopisches Verhalten quaternärer Chinoliniumsalze in Fluoreszenz und Phosphoreszenz.
Nikolaus Peter	1939	OChem.	Über die Reaktion von Alkoxy-diazeniumsalzen mit N-heterocyclischen Schiff'schen Basen.
Nowak Theo	1932	EPhys.	Winkelabhängigkeit des Polarisationsgrades im Spektrum der Bremsstrahlung relativistischer Elektronen.
Rohlfing Wolfgang	1934	OChem.	IR- und NMR-spektroskopische Untersuchungen an Diazoketonen und 1,2-Diazotidinomen.
Sawerthal Heinz	1939	Pharm.	Sequenzanalyse des Bienengift-Neurotoxins Apamin.
Shokrai Mandour	1934	Bot.	Untersuchungen über die Wirkung des Bodenwassergehaltes auf Anatomie und Physiologie der Wurzeln der Nutzpflanzen *Vicia faba* und *Sinapis alba*.
Stoya Werner	1933	Bot.	Beiträge zur Chemie und Biologie einer Farbstoffbildung bei *Saccharomyces cerevisiae* unter Einwirkung von sichtbarem Licht.

Promotionen in der Naturwissenschaftlichen Fakultät im Sommersemester 1968

Name	geb.	Fach	Thema
Aust Horst	1936	Geol.	Lithologie, Geochemie und Paläontologie des Grenzbereiches Muschelkalk — Keuper in Franken
Beißner Karl-Alfred	1938	Biochem.	Wechselwirkungen zwischen Nucleinsäureabbauprodukten und Antibiotica
Hagen Peter	1936	Pharm.	Eigenschaften und Zusammensetzung eines Proteids aus der Anisfrucht
Herrmann Gerhard	1940	Pharm.	Über Inhaltsstoffe des Petrolätherauszugs der Rinde von *Aspidosperma Quebracho Blanco* Schlecht
Hoch Helmut	1940	OChem.	Über den Verlauf der Acylierung von Enaminen
Marfels Horst	1934	PhyChem.	Gläser und kristalline Verbindungen in den Systemen Rb_2O-TiO_2 und Cs_2O-TiO_2
Melchior Joachim	1939	Pharm.	Quantitative Änderung der Monoterpenoide, Sesquiterpenoide und Triterpenoide von *Salvia officinalis* L. während zweier aufeinanderfolgender Vegetationsperioden
Rein Dieter	1938	ThPhys.	Vakuumpolarisation im äußeren Feld
Renke Friedrich	1939	Pharm.	Chemischer Aufbau und physikalische Eigenschaften einiger *Polygala*-Saponine
Tiemann Friedrich	1935	PhysChem.	Über die Elektronenspektren von Fluorenon und 1-Indanon
Vogt Herbert	1940	Math.	Zur Definition und Schätzung von Mittelwerten bei zufälligen Variablen auf der Sphäre
Hornig Peter	1936	AChem.	Elementorganische Schwefligsäurediamide und Benzamidine
Leythäuser Detlev	1939	Geol.	Die Verteilung höherer n-Paraffine und anderer schwerflüchtiger Kohlenwasserstoffe in Kohlen und Gesteinen des saarländischen Karbons und Devons in Abhängigkeit von den geologischen Verhältnissen

Name	geb.	Fach	Thema
Müller Franz-Josef	1939	PhCh.	Relative π-Acceptorstärke von N-Donatoren in monosubstituierten Metallcarbonylen
Pistner Robert	1934	Geogr.	Würzburg als Handelsstadt
Prinzenberg Ernst Dieter	1939	Pharm.	Die Penetration einiger Insektizide durch die Apfelschale in Abhängigkeit von den Bestandteilen ihrer Cuticula
Roth Albrecht	1937	AChem.	Organozinn-Arsine
Tronich Wolfgang	1939	AChem.	Präparative und spektroskopische Untersuchungen an Yliden
Wehner Hermann	1941	Geol.	Untersuchungen aus Gasabspaltungsvermögen des organischen Materials in Gesteinen und Kohlen des saarländischen Karbons und Devons
Armer Brünhilde	1938	AnChem.	Über einige Siloxanverbindungen des Aluminiumboranats und über die Chemie verwandter Metallsiloxane
Cramer Jürgen	1941	OChem.	Reaktionen aliphatischer Alkoxy-diazenium-Salze mit Hydroxyl- und Alkoholat-Ionen
Eberius Cornelia	1940	Bot.	Die Bedeutung von Natrium- und Kaliumionen für den Phosphatstoffwechsel der einzelligen Grünalge *Ankistrodesmus braunii.*
Ebhardt Götz	1939	Geolog.	Untersuchungen zur experimentellen Kompaktion karbonatischer Sedimente
Frank Fritz	1941	OChem.	Synthese und Untersuchungen zum thermischen Verhalten von hochchlorierten cis-Pentadienonen und cis-Pentadiensäurederivaten
Groß Jörg	1939	OChem.	Über reversible Redoxsysteme vom Weitz-Typ
Iglauer Norbert	1939	PhysChem.	Hydrierung von konjugierten Doppelbindungen und Epoxiden mit Pentacyanocobaltat $[Co(CN)_5]^{3-}$
Keesmann Ingo	1937	Mineralogie	Experimentelle Untersuchung zur Phasenbeziehung Titanit-Rutil
Kießlich Günter	1941	OChem.	Über Redoxsysteme und Radikalkationen mit Schwefel als Heteroelemet

Name	geb.	Fach	Thema
Klein Hans Friedrich	1940	AnChem.	Metallorganische Verbindungen mit koordinativ zweibindigem Fluor
Knippschild Gerd	1938	AnChem.	Untersuchungen über die unterschiedliche Reaktivität von S_8, S_{12} und S_6
Lind Gerhard	1938	PhysChem.	Elektronen-Spin-Resonanz-Untersuchungen zur Radikalbildung durch Photo-Elektronenübertragung in Elektronen-Donator-Akzeptorsystemen
Renk Hans Arnd	1938	OChem.	Die Valenzautomerie chlorsubstituierter Cis-Pentadien-Carbonyl-Verbindungen mit α-Pyranen und ihr Zusammenhang mit der 1.5-Pentadien-Sauerstoffverschiebung
Sauer Lieselotte	1925	OChem.	NMR- und IR-spektroskopische Untersuchung an 1,2-Diazetidinonen und anderen Reaktionsprodukten der Umsetzung von Ketenen mit Azoverbindungen
Schmidt-Thomé Michael	1940	Geol.	Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien)
Seidel Eberhard	1939	Geol.	Die Tripolitza- und Pindosserie im Raum von Paleochora (SW-Kreta, Griechenland)
Stäblein Gerhard	1939	Geogr.	Reliefgenerationen der Vorderpfalz
Wolfsberger Werner	1940	AnChem.	Koordinationsverbindungen mit stationären und oszillierenden Akzeptoren

Abh. Naturwiss. Ver. Würzburg	10	167 — 176	Würzburg 1969

VEREINSNACHRICHTEN FÜR DAS JAHR 1968

Nachruf für Dr. Alfred Ade, Gemünden

* 17. 7. 1876 † 12. 11. 1968



Am 12. 11. 68 starb in Gemünden/Main Oberveterinärrat Dr. Alfred Ade im Alter von 92 Jahren. Er war, Ehrendoktor der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Würzburg, weit über die Landesgrenze hinaus bekannt als allererster Kenner deutscher und außerdeutscher Florenbereiche.

Geboren am 17. Juli 1876 in Sabogard in Ungarn als Sohn eines aus dem Allgäu stammenden Gutsbesitzers-Ehepaars. Er war der geborene Naturforscher. Schon mit acht Jahren begann er auf dem Schulweg mit dem Sammeln von Pflanzen in der Stadt München, ausgerechnet in der Luisenstraße. Schon während seiner Schulzeit am Max-Gymnasium (1887—93) und später auf der Tierärztlichen Hochschule kannte er die Floren der gesamten München-nahen Berge, auch von Ferien in Ungarn die dortige Flora; er sammelte auch Schnecken, Käfer, Mineralien und Versteinerungen.

Sein Studiengang, den wir vorwegnehmen wollen, brachte ihn 1912 zuerst als Bezirkstierarzt nach Brückenau und als solchen später nach Gemünden.

Mit der Ortsveränderung kam eine steigende Erweiterung seines Tätigkeitsfeldes: Zunächst die nahen Berge, die Rhön, dann immer weitere Gebiete, endlich Reisen nach dem Süden, Osten und Westen.

Sie mögen hier kurz besprochen sein:

1900 Bayerische Berge „Gipfelkette",
1902 Ungarn — hier Brombeerflora,
1905 macht Ade, wie er selbst sagt, „bei schmaler Kasse und viel botanischem Glück" eine Reise mit dem ersten Vorsitzenden der Bayer. Bot. Ges.,

Geheimrat Hepp, quer durch die Alpen: Tauern, Krain, Triglav-Gebirge, Steiermark und „fand nahezu alle der aus dem Gebiet bekannten Seltenheiten".
Nun kam ein gewaltiger Aufschwung, eine fast explosive Entwicklung seiner Reichweite, seines Wissens.
Er sammelte Blütenpflanzen, Kryptogamen, Pilze, Moose, Flechten aus Tälern und Höhen, Seen und Mooren. Die Reisen griffen weiter aus, zunächst noch im Land: Bayer. Wald, Dolomiten, Rheinpfalz (Brombeeren), Murnauer Moore, Gardasee, Oberpfalz, Tauern, Riesengebirge und Tirol.
1926 Canaren, Teneriffa, Madeira, Gran Canara.
1927 Südtirol, Dolomiten, Südslawien.
1929 Spanien, Barcelona bis Sierra Nevada.
1931 Balkanfahrt, Südslawien, Macedonien, Griechenland mit Olymp und Athos.
1932 Parnass, Griechische Inseln, Olymp bis 2000 m Höhe.
1935 Atlantische Inselfahrt, Canaren, Madeira, Rückfahrt über Portugal, Lissabon (Bot. Palmengarten).
1936 Norwegen Fjorde.
1938 muß er in Gemünden bleiben wegen Maul- und Klauenseuche.
1939 Italien, Sizilien; er bezeichnet Taormina „als den schönsten Fleck Siziliens", den er begeistert schildert und — gründlich absucht.
Nach dem Beginn des Weltkrieges war es mit Auslandsreisen vorbei.

Einige Worte über Dr. Ade's Art zu reisen:

Meist begleitete ihn Dr. Stadler, eine der ersten Größen in der Kenntnis der Vogelstimmen, natürlich auch der gesamten Vogelwelt. Ade las alle erreichbare Literatur über die Floren der zu bereisenden Länder und suchte stets die Spezialisten auf, von denen er die nötigen Angaben über die Fundplätze der Besonderheiten erhielt. Viele berühmte Namen von botanischen Größen sind darunter, die oft auch die Bestimmung von Ade's Funden übernommen haben, ganz gleich ob Phanerogamen, Moose, Pilze, Flechten, Schnecken, Petrefakten oder andere Dinge. So entstanden von der Hand der Spezialisten neue Arbeiten, die Ade's Forschungseifer auslöste, welche er dann auch im Verzeichnis seiner Arbeiten angab.
Ade ist nicht Pflanzensoziologe gewesen. Er war ein großer, universaler Naturforscher der alten Schule.
Während des zweiten Weltkrieges nahm sein Interesse nicht ab; doch beschäftigte er sich mehr mit den nahen Dingen, vor allem dem Naturschutz. 1938 war er einer der drei Gründer des schönsten Naturschutzgebietes Mainfrankens, das mit seinen steil aufragenden Felsen den Klettergarten der Würzburger Alpinisten enthält: Krainberg und Kalbenstein auf Gambacher und Karlstädter Gemarkungen. Durch ihn erhalten die Arbeiten

eines der ersten Ökologen, Professor Dr. Gregor Kraus, Würzburg, ihre gesetzliche Sicherung.
Herr Dr. Stadler, Lohr, der Naturschutzbeauftragte, stellte den Antrag, Ade beschrieb die Flora, Prof. Dr. Burgeff machte die Kartierung nach den Katasterblättern (1:10 000). Der Plan wurde feierlich auf der Krausbank niedergelegt.
Das Kriegsende brachte dem Sammler Ade die größte Katastrophe seines Lebens. Schreiber dieser Zeilen sah die feindlichen Flugzeuge vom Eichberg bei Gambach aus ihre Bomben ausschütten, in ganzen Reihen ihre Spitzen abwärts kehren und hörte die Detonationen. Das augenscheinlich am Speicher aufbewahrte Herbar wurde aufgewirbelt, die letzten Blätter sollen 600 m entfernt beim Bahnhof Gemünden gelegen haben.
Das Unglück Ade's wurde damals vergessen über dem Bombardement und dem Brande Würzburgs am 16. 3. 1945, der mit dem Botanischen Institut die über hundertjährigen Sammlungen einer ganzen Reihe von Botanikern vernichtete.
Für unseren Ade gabs noch eine Freude. Im Jahre 1951 zeichnete ihn die naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Würzburg mit dem Titel eines Doctor h. c. aus, ob seiner wissenschaftlichen Arbeiten und seinem Einsatz für den Naturschutz.
Bei der ungemeinen Weite und riesenhaften Aufnahmefähigkeit seines Kopfes, der einem immergrünen Baume entsprach mit Tausenden und Abertausenden von Blättern ,deren jedes Blatt einen Namen trug, kann es nicht wundernehmen, daß Blätter schließlich fallen mußten. So war es nicht verwunderlich, daß ihm im hohen Alter allmählich alle Erinnerungen schwanden.
In seiner letzten noch ansprechbaren Zeit brachten wir zu den Geburtstagen Blumensträuße aus dem Botanischen Garten, möglichst vielseitig zusammengestellt. Da war natürlich die erste Bemerkung von seiner Seite: „Einlegen!" Der kategorische Imperativ war noch da — aber es kam nicht mehr zur Ausführung.
Und ähnlich erging es ihm auch mit der Erinnerung an seine Reisen.
So lebte er wie ein Kind, von Liebe umsorgt, bis ihn der Tod erlöste.

Prof. Dr. H. Burgeff

1. Mitgliederbewegung:

Mitgliederstand am 1. 1. 1968:	230
Mitgliederstand am 31. 12. 1968:	253
Abgänge:	13
Neu-Zugänge:	36

2. Veranstaltungen:

a) Vorträge:

12. 1. 1968 Dr. E. Ullrich, Würzburg
„Vulkaninsel Stromboli"

26. 1. 1968 Dr. H. Bruns, Schlangenbad — Georgenborn
„Lebensschutz — die Wissenschaft und Lehre von der Erhaltung der Lebensgrundlagen für Menschen, Tiere und Pflanzen"

9. 2. 1968 Prof. Dr. R. Kandeler, Würzburg
„Blütenbildung im Reagenzglas"

1. 3. 1968 Dr. G. Lysek, Würzburg
„Das Pflanzenkleid Süd-Ost-Spaniens"

15. 3. 1968 Zoo-Direktor Dr. A. Seitz, Nürnberg
„Menschenaffen im Zoo — Haltung und Verhalten"

3. 5. 1968 Oberstudiendirektor zWv Dr. H.-H-Falkenhan, Würzburg
„Kamerun heute — Eindrücke einer Reise"

10. 5. 1968 Dr. G. Kneitz, Würzburg
„Zur Verbreitung der Waldameisen in Europa"

24. 5. 1968 Oberstudienrat Dr. W. Hofmann, Schweinfurt
„Arktische Pflanzengemeinschaften"

14. 6. 1968 W. Römmelt, Würzburg
„Kultur und Natur in Spanien"

28. 6. 1968 B.-U. Bahr, Würzburg
„Indien — Versuch einer landeskundlichen Skizze"

12. 7. 1968 Univ.-Doz. Dr. J. Dönges, Würzburg
„Nigeria — Reiseimpressionen"

25. 10. 1968 P. Matheis, Würzburg
„Pilze in Unterfranken — Schwindlinge, Täublinge, Milchlinge und andere Blätterpilze"

8. 11. 1968 Oberforstrat Breuer und Schraud, Sulzheim - Gerolzhofen
„Die Gipsheide blüht — Sulzheimer Gipshügel-Farbtonfilm"

29. 11. 1968 Prof. Dr. G. Knetsch, Würzburg
„Danakil — Zerbrechende Erdkruste — Vulkane und Salzseen in NO-Äthiopien"

6. 12. 1968 Dr. H. Oechsner, Würzburg
„Plasma — Der vierte Aggregatzustand"

20. 12. 1968 Pfarrer E. Herold, Untereisenheim
Dichterlesung „Bienenleben und Imkerei" und Demonstration eines Farbfilmes aus dem Bienenleben von D. Waltenberger, Mindelheim

b) Exkursionen

20. 1. 1968 Prof. Dr. K. Gösswald, Würzburg
Besichtigung des Instituts für Angewandte Zoologie

27. 1. 1968 Besichtigung des Bayernwerkes Würzburg; Leitung: Direktor Wessbecher

30. 3. 1968 Dr. G. Kneitz, Würzburg
Vogelkundliche Exkursion zum Neuen See und Eichelbergsee bei Gerolzhofen

18. 5. 1968 Frau H. Auvera, Würzburg
Botanische Exkursion zur Steppenheideflora nach Randersacker

19. 5. 1968 E. Götz, Würzburg
Vogelstimmenexkursion in die Ringparkanlagen

8. 6. 1968 Besichtigung des Neubaus der Staatlichen Lehranstalt für Obst-, Wein- und Gartenbau in Veitshöchheim mit Sichtgarten in der Irisblüte. Führung: O-Amtmann Muselmann und Gewerbeoberlehrer Frasch

9. 6. 1968 Frau H. Auvera, Dr. G. Kneitz, Würzburg
Wanderung in das Zeubelrieder Moor von Goßmannsdorf — Staustufe über Erlach nach Frickenhausen

17. 6. 1968 G. Hanusch, Würzburg
Demonstration der Nistkastenkontrolle und Vogelberingung im Wernecker Wald

21. 6. 1968 Weinprobe in Sommerhausen bei Familie Hügelschäffer mit Demonstration eines Farbfilmes zur Weinbergsflurbereinigung

7. 7. 1968 Prof. Dr. E. Rutte, Würzburg
Geologische Exkursionen zu den Cromer-Fundstellen am Randersackerer Marsberg und zu den Hauptmuschelkalksteinbrüchen

14. 7. 1968 P. Matheis, Würzburg
Pilzkundliche Wanderung in den Guttenberger Wald

17. 7. 1968 Besichtigung des Furnierwerkes Kohl, Veitshöchheimer Straße

15. 9. 1968 P. Matheis, Würzburg
Pilzkundliche Wanderung in den Sommerhäuser Wald

20. 10. 1968 P. Matheis, Würzburg
Pilzkundliche Wanderung zum Volkenberg bei Erlabrunn

2. 11. 1968 Ganztägige Exkursion nach Frankfurt a. Main. Besichtigung der Schausammlung des Senckenberg-Museums

9. 11. 1968 Prof. Dr. M. Scheer, Würzburg und Mitarbeiter
Besichtigung einiger Abteilungen des Physikalischen Instituts der Universität

19. 11. 1968 Die Main-Post entsteht. Besuch des Main-Presse-Verlages.

3. 12. 1968 Besichtigung des Raiffeisen-Kraftfutterwerkes im Neuen Hafen

c) Sonstige Veranstaltungen

Oberstudienrat Dr. H. Beck
Vogelstimmenexkursionen für Anfänger in und um Würzburg

d) Veranstaltungen der Abteilung für Aquaristik

10. 1. 1968	Ausspracheabend
24. 1. 1968	Uraufführung unserer zweiten Vereinsserie zum VDA-Fotowettbewerb „Aus dem Aquarianerleben — Vom Anfänger zum fortgeschrittenen Liebhaber“
7. 2. 1968	Ausspracheabend
6. 3. 1968	Ausspracheabend
20. 3. 1968	Lichtbildervortrag von der Zentralbildstelle „Aquarienausstellung in Leiden (Holland)“
3. 4. 1968	Ausspracheabend
17. 4. 1968	Lichtbildervortrag von der Bildstelle Süd „... mal wieder in der Freilandanlage des Eßlinger Aquarienvereins“
2. 5. 1968	Ausspracheabend
15. 5. 1968	Ausspracheabend
29. 5. 1968	Lichtbildervortrag von der Zentralbildstelle „Brillanten unter Wasser“
12. 6. 1968	Ausspracheabend
26. 6. 1968	Ausspracheabend
10. 7. 1968	Lichtbildervortrag von der Bezirksbildstelle „An Bach und Weiher“
24. 7. 1968	Ausspracheabend
11. 9. 1968	Tonband-Vortrag von Dieter Vogt „Aquaristik ganz einfach“
18. 9. 1968	Lichtbildervortrag vom Aquarienverein in Lauf „Besuch in Monaco“
2. 10. 1968	Ausspracheabend
16. 10. 1968	Ausspracheabend
30. 10. 1968	Ausspracheabend
13. 11. 1968	Lichtbildervortrag von der Bildstelle West „Eierlegende Zahnkarpfen“
27. 11. 1968	Ausspracheabend
11. 12. 1968	Lichtbildervortrag von der Bildstelle Süd „Das neue Aquarienhaus in der Wilhelma“

F. Holzmann

3. Kassenbericht für 1968:

Salden per 1. 1. 1968		Ausgaben:	
Kasse	163,92 DM	Programmdruck	204,20 DM
Postscheckkonto	4 830,17 DM	Plakatdruck	582,19 DM
Girokonto Bay. Vereinsbank	2 397,85 DM	Plakatanschlag	1 479,81 DM
Pfandbriefe	20 000,— DM	Honorar f. Ref.	1 381,— DM
Sperrkonto Städt. Sparkasse Würzburg	6 522,31 DM	Bewirtung der Ref.	90,55 DM
		Saalbetreuung	75,— DM
	33 914,25 DM	Eintrittskarten	2,75 DM
		Kulturabgaben	150,— DM
Einnahmen:		Fahrtkostenzuschuß Sommerhausen	45,— DM
Beiträge	2 100,— DM	Portokosten	117,61 DM
Zinsen f. Pfandbr.	1 100,— DM	Verwaltungskosten	179,65 DM
Zinsen f. Girokto.	13,— DM	Kosten Registergericht	22,50 DM
Zinsen f. Sperrkto.	228,27 DM	Grundsteuer Gambach	2,56 DM
Eintrittskarten	594,20 DM	Verbandsbeiträge Aquarienabteilung etc.	146,15 DM
Postkarten	18,90 DM	Bücher f. Aqu. Abtlg.	245,24 DM
Abhandlungen	61,67 DM	NWV Beitrag für Tierschutzverein	5,— DM
Reg. Unterfranken	1 000,— DM	Jubiläumspräsente	75,— DM
		Kranz f. Beerdigung	45,— DM
		Depotgeb. Pfandbriefe	20,— DM
		Sollzinsen Girokonto	6,— DM
			4 875,21 DM
		Salden per 31. 12. 68	
		Kasse	311,99 DM
		Postscheckkonto	4 100,06 DM
		Girokonto Vereinsbk.	2 992,45 DM
		Pfandbriefe	20 000,— DM
		Sperrkonto Sparkasse	6 750,58 DM
	39 030,29 DM		39 030,29 DM

Würzburg, 10. Januar 1969

K. H. Kleinschnitz, Kassenwart

4. Jahresmitgliederversammlung am 10. 1. 1969

1. Eröffnung durch den 1. Vorsitzenden, Herrn Dr. Gerhard Kneitz, und Totenehrung für das verstorbene Mitglied, Herrn Dr. Adalbert Ade, Oberveterinärrat, Gemünden.

2. Tätigkeitsbericht:

Die letzte Jahresmitgliederversammlung fand am 12. 1. 1968 statt.

Mitgliederstand:

Stand 31. 12. 67	Zugänge	Abgänge	Stand 1. 1. 69
230	36	13	253

Im Jahre 1968 fanden 16 Vorträge statt und wurden 18 Exkursionen durchgeführt.

Besonderer Dank gebührt Herrn Fritz Holzmann für die rührige Führung der Aquarienabteilung, die 54 Mitglieder hat;

ebenso an Herrn Dr. Weise für den Aufbau der Registrierstelle für Fundortkartierung. Herr Dr. Weise hat hierzu die Unterlagen vorbereitet, Karten erstellt und diese zum Selbstkostenpreis von —,04 DM/Karte dem Naturwissenschaftlichen Verein Würzburg e. V. zur Verfügung gestellt.

Herr Dr. Weise bat die Mitglieder, bereits gesammelte Unterlagen hierfür zu melden. Mit einem Vortrag im Sommer 1969 wird Herr Dr. Weise an die Öffentlichkeit treten, um dieser die Möglichkeit zu zeigen, ihre Fundsachen ordnungsgemäß in die genormten Karten einzutragen, damit wertvolle, heute noch nirgends erfaßte Kleinarbeit in Zukunft nicht mehr der Gemeinschaft verloren geht. Das Fernziel ist: Vergleichsuntersuchungen anzustellen, wie sich einzelne Gebiete (geographisch, geologisch, meteorologisch usw.) aufbauen und welche Rückschlüsse sich hieraus erkennen lassen.

Die Fortsetzungen der Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg e. V. — Band 7 für das Jahr 1966, Band 8 für 1967, Band 9 für 1968 sowie die Dissertationsarbeit von Herrn Dr. Aust als Band 10 für 1969 kommen jetzt im Sommer 1969 heraus. Somit wurde der Anschluß wieder hergestellt und der nächste Band wird zum 50jährigen Bestehen des Naturwissenschaftlichen Vereins als Jubiläumsband vorbereitet.

3. Kassenbericht:

Der Kassier, Herr Karlhermann Kleinschnitz gab den Kassenbericht, die Prüfung erfolgt durch Herrn Emil Götz.

Die Druckkosten für die Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Band 7/8/9 werden sehr erheblich sein. Die Kosten für Band 10 werden — zum Teil durch Zuschüsse und Eigenkapital von Herrn Dr. Aust — den Naturwissenschaftlichen Verein finanziell weniger belasten.

Die Plakatierung für die Vorträge verursacht zwar beträchtliche Kosten, aber diese Art, die Arbeit des Naturwissenschaftlichen Vereins der Öffentlichkeit bekannt zu geben, soll beibehalten werden.

4. Entlastung der Vorstandschaft:

Die gesamte Vorstandschaft erhielt Entlastung.

In der Interregnumszeit übernahm Herr Universitätsprofessor Dr. O. H. Volk das Wort.

Herr Professor Volk dankte besonders Herrn Dr. Kneitz, daß er es den Mitgliedern des Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg und der Bevölkerung ermöglichte, durch Gewinnung namhafter Referenten, die Vortragsfolge so reichhaltig zu gestalten.

Dank auch an Frau WEIDNER, die nunmehr seit 13 Jahren die Schriftführung und seit 1962 die Leitung der Geschäftsstelle wahrnimmt sowie allen Damen und Herren, die mitwirkten, das vergangene Jahr durch ihre Mitarbeit so erfolgreich werden zu lassen.

Als neuer Vorstand wurden von Herrn Professor VOLK vorgeschlagen:

1. Vorsitzender:	Herr DR. GERHARD KNEITZ
2. Vorsitzender:	Herr Gymnasialprofessor PAUL SEUS
Schriftführer:	Frau LISELOTTE WEIDNER
stellv. Schriftführer:	Frau ELSE MÜLLER-REISS
Kassier:	Herr KARLHERMANN KLEINSCHNITZ
Schriftleiter:	Herr Dipl.-Bibliothekar GERHARD HANUSCH

Als Beiräte wurden vorgeschlagen:

Für Botanik:	Frau HEDWIG AUVERA
Für Aquaristik:	Herr FRITZ HOLZMANN
Für Geologie:	Herr Univ.-Prof. DR. ERWIN RUTTE
Für Zoologie:	Herr Univ.-Prof. DR. WERNER KLOFT
Für Naturschutz:	Herr DR. LEOPOLD SCHUA
Für Ornithologie:	Herr DR. GERHARD KNEITZ
Für Pilzkunde:	Herr PAUL MATHEIS
Für Astronomie:	Herr DR. ELMAR ULLRICH
Für Technik:	Herr WALTER RÖMMELT
Für Entomologie:	Herr CHARLES GROSSER
Registrierstelle für Fundorte:	Herr DR. RUDOLF WEISE
Für Exkursionen:	Herr EMIL GÖTZ

Die Vorstandschaft und die Beiräte wurden einstimmig gewählt. Die Vorstandschaft und die Beiräte nahmen die Wahl an.
Dann übernahm der alte und neue 1. Vorsitzende, Herr DR. KNEITZ, wieder das Wort. Er dankte allen, die ihn im vergangenen Jahr bei seiner Arbeit unterstützten.

Der Naturwissenschaftliche Verein Würzburg e. V. bedankt sich bei:
Bayerisches Kultusministerium
Bezirk Unterfranken
Stadt Würzburg
} für die finanzielle Unterstützung
Universitätsbibliothek Würzburg,
den Mitgliedern des Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg,
den Hausherren, Herrn Universitätsprofessor DR. BÜDEL vom Geographischen Institut, Herrn Universitätsprofessor DR. KRAUSE vom Zoologischen Institut, daß sie ihre Hörsäle für die Vorträge zur Verfügung stellten,
Fräulein DEHM für die Bereithaltung der Termine für den Hörsaal sowie Herrn FUGEL und seinen Mitarbeitern für die Saalbetreuung und Projektion.
Herr DR. KNEITZ gab bekannt, daß der Naturwissenschaftliche Verein Würzburg e. V. 1969 sein 50jähriges Bestehen feiern könne. 1919 wurde der Verein gegründet. Es schlossen sich damals drei Vereine zusammen, darunter auch das

Museum für Naturkunde, das in der Residenz eine reichhaltige Sammlung hatte. Diese Sammlung wurde beim Angriff auf Würzburg 1945 zum größten Teil vernichtet. Da bis heute der Naturwissenschaftliche Verein Würzburg e. V. trotz größter Bemühungen von keiner Seite Unterstützung erhielt, ein neues Museum aufzubauen, liegen diese Restbestände im Keller der ADALBERT-STIFTER-SCHULE Würzburg ungenutzt.
Das 50jährige Bestehen wird am 13. Juni 1969 mit einem Festabend gefeiert. Es wird versucht, Herrn Universitätsprofessor DR. BÜDEL als Festredner zu gewinnen. Das Sommersemester wird unter dem Motto „Naturraum Unterfranken" stehen.
Herr HANUSCH sicherte zu, daß die Universitätsbibliothek Würzburg von den folgenden Abhandlungen wieder 500 Stück je Band als Tauschobjekte übernimmt.
Herr DR. KNEITZ kann 1970 aus beruflichen Gründen den Vorsitz des Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg e. V. nicht mehr übernehmen und bittet, daß für ihn ein Nachfolger gefunden wird.

5. Anträge und Aussprache:

Herr FUGEL: Wegen Kostenersparnis Plakate für die Vorträge nur an exponierten Stellen anzuschlagen. Antwort von Frau WEIDNER: Dies wird schon seit Jahren praktiziert. Die Plakate hängen nur an Litfaßsäulen innerhalb der Stadt Würzburg und Randgemeinden. Herr DR. WEISE: Die Plakate sollen beibehalten werden, vor allem in ihrer jetzigen Form.
2. Es soll versucht werden, beim Bayerischen Rundfunk innerhalb der Sendung „Am schwarzen Brett" die Vorträge des Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg e. V. durchsagen zu lassen.
3. Der Wunsch, eine Exkursion zu den Grettstadter Wiesen durchzuführen, wird im nächsten Programm eingeplant.

Würzburg, den 11. 1. 1969

DR. GERHARD KNEITZ
1. Vorsitzender

LISELOTTE WEIDNER
Schriftführer

Naturwissenschaftlicher Verein Würzburg e.V.

1. Ordentliche Mitglieder zahlen als Beitrag für ein Jahr 10,— DM; Mitglieder ohne eigenes Einkommen sowie Studenten 5,— DM; korporative Mitglieder (Firmen, Institute) 10,— DM; Schüler 2,— DM.
2. Gebührenfreie Überweisungen der Mitgliedsbeiträge in den ersten drei Monaten des Jahres erbeten auf Postscheckkonto 8053 Nürnberg; oder durch Einzahlung an den Kassier bei einer der Veranstaltungen in den ersten drei Monaten des Jahres.
3. Zuwendungen an den NWV können laut Entschluß des Finanzamtes Würzburg vom 10. 4. 1962 nach S 1291—80 die Anerkennung der Gemeinnützigkeit finden.
4. Die Zeitschrift erscheint in zwangloser Folge. Im Jahr bilden ein oder zwei Hefte einen Band. Die Beiträge der Autoren werden nicht honoriert. Die Mitglieder erhalten die Zeitschrift gratis; Nichtmitglieder ab 1966 für 10,— DM.

Veröffentlichungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Würzburg e.V.

1. Rosenberger, W.: Die Vogelwelt der Würzburger Parkanlagen. — 1956 — 1,50 DM
2. Rutte, E.: Einführung in die Geologie von Unterfranken. — 168 S., Würzburg 1957 — Mitglieder 5,80 DM, Nichtmitglieder 8,70 DM
3. Fränkische Natur und Landschaft (mit Beiträgen von Auvera, Rutte, Schnabel). — Würzburg 1959 — 1,50 DM
4. Harz, K.: Ein Beitrag zur Biologie der Schaben. — 1960 — 1,50 DM
5. Band 2 Heft 1: mit Beiträgen von Kneitz, Voss, Hanusch, Gösswald, Halberstadt, Ehrhardt, Kloft, Kunkel, Schmidt, Schulze, Berwig, Schug, Kirchner, Riedl, Stadler, Häusner, Okrusch — 132 S., Würzburg 1961 — 5,— DM
6. Band 3, Heft 1: Haltenhof, M.: Lithologische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk von Unterfranken (Stratinomie und Geochemie). — 142 S., Würzburg 1962 — 7,— DM
7. Band 3, Heft 2: mit Beiträgen von Weise, Matheis, Stadler, Kroma, Harz, Auvera, Rutte, Sander, Hoffmann — S. 125—228, Würzburg 1962 — 7,— DM
8. Band 4: mit Beiträgen von Prashnowsky, Weise, Okrusch, Krumbein, Weiss — S. 1—158, Würzburg 1963 — 7,— DM
9. Band 5/6 mit Beiträgen von Hofmann, Weise - S. 1—228, Wbg. 64/65
10. Band 7 mit Beiträgen von Auvera, Weise, Herold, Matheis - Wbg. 66
11. Band 8: mit Beiträgen von Rutte, Grossmann, G. und H. Kneitz u. a. Würzburg 1967 — 10,— DM
12. Band 9: mit einem Beitrag von Schua, Würzburg 1968 — 10,— DM