

KAROL BORZA, MIROSLAV HARMAN*

LITHOLOGISCHES UND ELEKTRONENMIKROSKOPISCHES STUDIUM VON KALKSTEINEN DES OBERJURAS UND DER UNTERKREIDE

(Abb. 1–19)

Kurzfassung: Die Arbeit stellt das Studium von Kalksteinen des Oberjuras und der Unterkreide, vermittels einer Kombination von Licht- und Elektronenmikroskopie dar. Das Hauptaugenmerk wurde den Mikriten geschenkt, die für die Sedimente des oberen Juras und der unteren Kreide charakteristisch sind.

Auf diese Art von Studium wurden Erkenntnisse hauptsächlich auf dem Gebiet der Mikrostruktur und über das Vorkommen organischer Überreste — des Nannoplanktons — gewonnen. Auf Grund der lithologischen Erkenntnisse wird die Interpretation der Genese dieser Gesteine unterbreitet.

Резюме: В работе даются результаты исследования верхнеюрских и нижнекемеловых известняков комбинацией методов светловой и электронной микроскопии. Главное внимание было уделено микритам, которые особенно характерны для верхнеюрских и нижнекемеловых седиментов. Этим способом изучения были получены данные главным образом в области микроструктур, а также о нахождении органических остатков — наннопланктона. На основании литологических данных приводится интерпретация генезиса этих пород.

Einführung

Das Studium von Karbonaten vermittels der Methoden der Elektronenmikroskopie wird erst seit zehn Jahren durchgeführt. In dieser Zeit wurden die Vor- und Nachteile dieser Studienart bewertet und es wurden Grundkriterien erarbeitet die die Reichweite der Applikationen und die Begrenzung des Gebietes bestimmen, innerhalb welcher die Elektronenmikroskopie die Qualität der gewonnenen Resultate verbessern kann.

Die Grundsphäre des Wirkungsbereichs der Methoden der Elektronenmikroskopie in den Karbonaten ist jenes Gebiet, das dem Studium vermittels Lichtmikroskop im Hinblick auf die Korngrösse unzugänglich ist. Solche Kalksteine mit einer Korngrösse um 3.5μ (nach R. L. Folk 1959, 1962) die als Mikrite bezeichnet werden, werden als ein Objekt erachtet, das in erster Reihe vermittels der Methoden der Elektronenmikroskopie studiert werden kann.

Die Ermessung der grundsätzlichen Bedeutung der Methoden der Elektronenmikroskopie bei der Lösung einiger Probleme der Karbonate bedeutet keinesfalls, dass die grundsätzlichen und bisher bewährten Studienarten vernachlässigt werden sollten. Die Autoren wollen auch in dieser Arbeit betonen, und die von ihnen angewandte Arbeitsmethodik beweist dies, dass die Komplexität der Forschung von der richtigen Nutzung der einzelnen Studienarten und deren gegenseitiger Verbindung abhängig ist.

Die Art der Interpretation der durch Studium vermittels Elektronenmikroskopie gewonnenen Erscheinung wurde auf Grund der bereits aus der Literatur bekannten Angaben gewählt. Eine Zusammenfassung der Erkenntnisse auf diesem Gebiet, sowie eine komplettere Bibliographie ist in den Arbeiten von R. Shoji und R. L. Folk (1964) und E. Flügel, H. E. Franz und W. F. Ott (1968) zu finden.

* RNDr. Karol Borza, C.Sc., RNDr. Miroslav Homan, C.Sc., Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava, Štefánikova ul. 41.

Die Methodik der elektronenmikroskopischen Forschung

Der Vorgang der Präparation von Karbonatgesteinen zur Elektronenmikroskopie ist von der Tendenz der Arbeit abhängig. Im Grundsatz geht es um die Abbildung von angeätzten Oberflächen von Anschliffen oder von Abdrücken der natürlichen Bruchflächen. Die Ätzungstechnik bei Anschliffen wurde nur versuchsmässig angewendet, wobei die Ergebnisse mit den Resultaten von M. G. d'Albissin (1963) konfrontiert wurden. Die Grundart bleibt die Abbildung der natürlichen Bruchfläche anhand der Methode des zweistufigen Abdruckverfahrens. Es existieren viele Modifikationen dieser Art. Bei dieser Arbeit verwendeten die Autoren eine in Chloroform gelöste 0,15 mm starke Azetylbutyl-Zellulose-Folie, deren Abdruckeigenschaften denen des Triafols ähneln. Ihre Anwendung ist besonders vorteilhaft bei verhältnismässig ebenen Bruchflächen angebracht. Im Falle sehr gegliederter Oberflächen wurden Polystyren-Abdrücke verwendet. Gute Ergebnisse wurden durch die Applikation der Methode nach J. G. Frost (1967) gezeigt, die die Gewinnung von einstufigen Abdrücken erlaubte. Sie bewährte sich vor allem bei glatten Bruchflächen.

Die besten Ergebnisse wurden mit den Elektronenmikroskop bei der Erforschung von Karbonatgesteinen, zumal bei der Granulometrie und der Morphologie von Mikriten, sowie beim Studium des Nannoplanktons von Kalksteinen gezeigt. Es muss jedoch erwähnt werden, dass die durch das Studium von Mikrophotographien gewonnenen granulometrischen Analysen, nicht mit den vermittels optischem Mikroskop gewonnenen Ergebnissen verglichen werden können.

Die Karbonate zeigen im allgemeinen in den Abdrücken der natürlichen Bruchflächen eine grosse Variabilität der Formen. Die Korngestalt variiert von polyedrischen bis zu abgerundeten Blöcken. Grundsätzlich können die Formen der Karbonatminerale als plättchenförmig (tafelförmig), körnig, nadelförmig und rhomboedrisch klassifiziert werden. Jede dieser Formen kann eine glatte oder spongiöse Oberfläche aufweisen. Die Grenzen zwischen den Körnern pflegen gerade, krumm oder seltener gezahnt zu sein.

Zu den Beobachtungen der Morphologie von Individuen werden beim elektronenmikroskopischen Studium äusserst wichtige Angaben über Rekrystallisationsstufe (Vollständigkeit der Umgrenzung), Teilchengrösse, deren Orientierung aber auch über den Stand der gegenseitigen Beziehungen zwischen den einzelnen Körner (Korn-Kontakt) und nicht zuletzt über Textur-Merkmale angeführt. Diese Problematik wurde in jüngster Zeit in breiterem Ausmass von G. M. Friedman (1965) und weiteren Forschern verfolgt.

Das lithologische und elektronenmikroskopische Studium von Kalksteinen

Die Forschung der Verfasser dieser Arbeit befasste sich vor allem mit Gesteinen der Manin-Serie. Zum Zwecke der elektronenmikroskopischen Forschung wurden bloss einige Gesteinstypen ausgesucht.

Kalkgesteine mit Bruchstücken juveniler Gehäuse von Lamellibranchiaten („Filamentkalk“) (Bathonien—Callovien).

Im Hangenden der rosaroten Crinoidenkalke in der Manin-Enge treten rote ausgeprägt knollige Kalke, einer Mächtigkeit von ungefähr 15 m auf. Die Kalkgesteine sind bankig. Mächtigkeit der Bänke 50—100 cm, Grösse der Knollen 5—10 cm, die eigentlichen Knollen sind rötlich, ihre Säume dukler, mergeliger und enthalten mehr Hämatit-Pigment. In den Kalksteinen kommen schlecht erhaltene Ammoniten und Belemniten.

niten vor. Die Ammonitenfauna deutet nach der Bestimmung von M. Rakús (1962) auf Bathonien-Callovien hin. Auf der Basis dieser Kalke kommen Glaukonitkörper vor, die höheren Kalke sind heller, die Knollenförmigkeit ist weniger ausgeprägt.

Im Dünnschliff (Abb. 1) kann beobachtet werden, dass es sich um organogene Dismikrite und Biosparite handelt. Der Gehalt an Fossilien bewegt sich zwischen 10—40 %. stellenweise tritt eine enorme Anhäufung von Bruchstücken von Gehäusen der Lamellibranchiaten auf und erreicht bis zu 60 %. Die Bruchstücke sind überwiegend kurz, leicht gekrümmt, es sind jedoch auch längere und gewellte zu beobachten. Die angeführten organischen Überreste wurden von verschiedenen Autoren verschiedentlich beschrieben. Eine bündige Übersicht der Ansichten über ihren Ursprung führen M. Misić (1964) und K. Borza (1969) an. Die Kalke enthalten außer den Gehäusebruchstücken der Lamellibranchiates noch verschiedene Foraminiferen, Echinodermen, Globochaeten, Ostrakoden und sessile Foraminiferen.

Der Kalkstein zwischen den Bruchstücken ist verschiedenem Charakters. Er ist überwiegend dismikritisch und an den Stellen mit höherem Gehalt an Bruchstücken juveniler Gehäuse der Lamellibranchiates zu Sparit übergehend. Es kommen auch Mikrit-Lagen vor.

Das Studium unter dem Licht- und Elektronenmikroskop beweist, dass Sparit vorwiegend als Raumfüllung zwischen den juvenilen Lamellibranchiatengehäusen mit typischen Torsionssprüngen (Abb. 2) vorkommt. Für die Rekristallisation des Kalksteins sprechen die Abrundung der Kornflächen, die Andeutung primärer Aztungen, die ungleichmäig körnige Struktur und die angularen bis subangularen Körner. Sparit



Abb. 1. Kalkstein mit Bruchstücken juveniler Lamellibranchiatengehäuse. Manin-Enge, Dünnschliff Nr. 2475, vergr. 43 X, Foto K. Machaj.

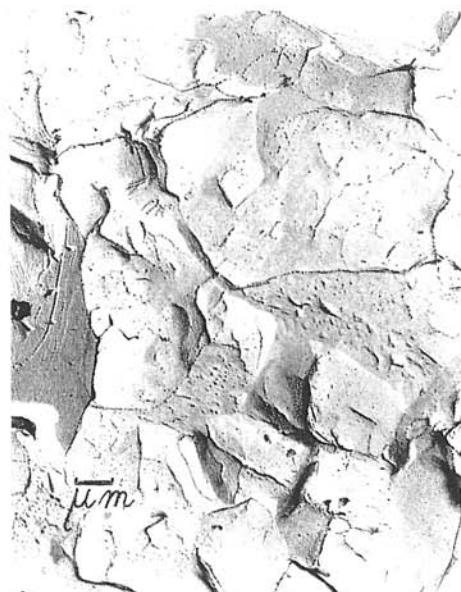


Abb. 2. Kalkstein mit Bruchstücken juveniler Lamellibranchiatengehäuse. Mikrospatit. Manin-Enge, zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche, Vergr. 5250 X, Foto M. Harrmann.

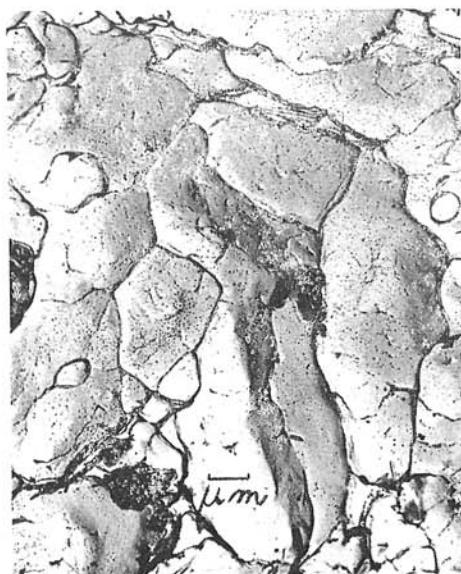


Abb. 3. Kalkstein mit Bruchstücken juveniler Lamellibranchiatengehäuse. Mikrit mit abgerundeten Körnern mit vereinzelter Kantenbildung. Manin-Enge, zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche. Vergr. 5250 X. Foto M. Harman.

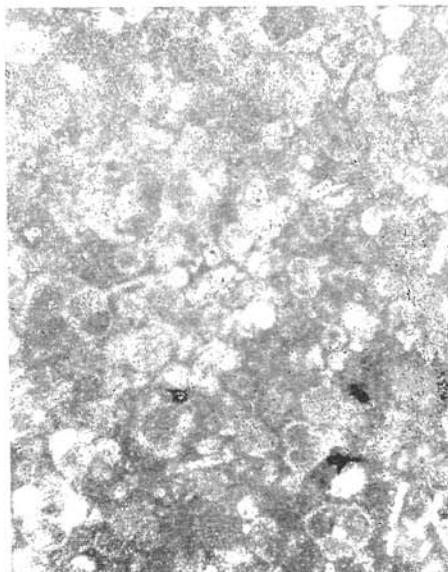


Abb. 4. „Protoglobigerine“-Kalkstein. Manin-Enge, Dünnschliff Nr. 2483, vergr. 43 X. Foto K. Machaj.

ist überaus rein — ohne Tonminerale, wovon die Kontakte zwischen den Körnern zeugen, die sehr fein und fältig sind. Der mikritische Anteil (Abb. 3) wird von abgerundeten Körnern gebildet, die manchmal genug flach und stark porös sind.

Glaukonit der bereits makroskopisch beobachtet werden kann, ist stellenweise recht üppig vorhanden und bildet Körnchen von der Grösse 0,5—3 mm. Er ist grasgrün und hat aggregate Polarisation. Manchmal beinhaltet er eingeschlossene Kristalle Pyrits. Um den Glaukonit ist immer ein radial orientierter Saum von Kalzitkörner entwickelt, welche häufig den Glaukonit verdrängen.

Interessant ist das Vorkommen detritischen Quarzes und Biotits. Die klastischen Körner des Quarzes erreichen eine Grösse von 0,3 mm. Quarz pflegt von Kalzit korrodiert zu sein.

Von authigenen Mineralen wurden festgestellt: Quarz, Feldspäte, Chlorit und kleine Rhomboeder Dolomits (von der Grösse 0,1 mm). Der Dolomit hat die Randungen durch Hämatitpigment betont.

Die Rottfärbung des Kalksteins wird durch das fein verteilte Hämatitpigment verursacht, das stellenweise kleinere Ansammlungen bildet.

Die „Protoglobigerinen“-Kalke (Callovien). Vertreten sind sie noch durch rote Knollenkalke — die Biomikrite. Die Bruchstücke juveniler Lamellibranchiatengehäuse werden verhältnismässig schroff von „Protoglobigerinen“ abgelöst, die stellenweise bis zu 30% erreichen (Abb. 4). Die „Protoglobigerinen“ sind in den Dünnschliffen meist rekristallisiert und treten am häufigsten als erhaltene Kerne auf. Die Kerne pflegen manchmal vom Eisenoxid braun gefärbt zu sein. Weiters kommen



Abb. 5. „Protoglobigerine“-Kalkstein, Mikrosparit, den Kern „Protoglobigerine“ bildend, Mamin-Enge, zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche, Vergr. 3450 X, Foto M. Harrmann.

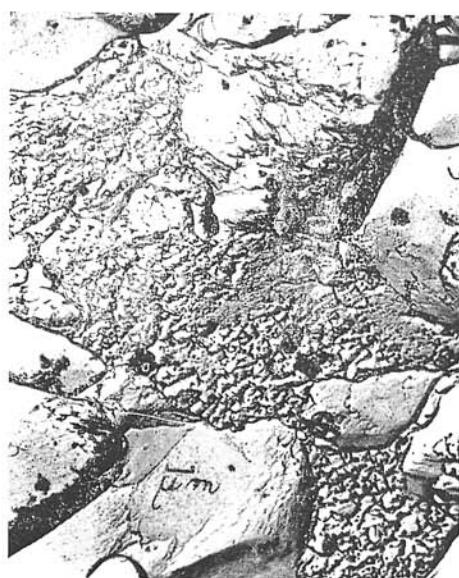


Abb. 6. Rekristallisation (?) des „Protoglobigerine“-Gehäuses, Mamin-Enge, zweistufiger Abdruck der Bruchfläche, Vergr. 3450 X, Foto M. Harrmann.

von den organischen Überresten in den Kalkgesteinen noch Globochaeten, Echinodermen, Foraminiferen, Radiolarien, Bruchstücke juveniler Lamellibranchiatenschalen und *Cadosina* sp. vor. Glaukonit kommt nur selten auf der Basis dieser Mikrofazies vor. Klastischer Quarz wird nicht mehr beobachtet.

Der Kalkstein ist mikritisch und nur stellenweise zu Biosparit übergehend.

Der Kern der „Protoglobigerinen“ (Abb. 5) ist, wie aus dem beigelegten Elektronogramm ersichtlich, aus typischem Sparit gebildet. In Abbildung 6 ist die Verdrängung des ursprünglich recht verbreiteten Kalzits, der wahrscheinlich dem ursprünglichen Gehäuse der „Protoglobigerine“ entspricht, durch den Sparit zu beobachten.

Die Fazies des roten Knollenkalks wird von nur teilweise knollenförmigen rosaroten bankigen Kalksteinen abgelöst. Im Hangenden der „Protoglobigerinen“-Mikrofacies treten Radiolarienkalke — radiolarischer Biomikrit — auf. Die Radiolarien sind rekristallisiert und durch Sparit ausgefüllt. Von den übrigen organischen Überresten kommen in untergeordneter Menge Glebochaeten, vereinzelt „Protoglobigerinen“ und *Cadosina fibrata* Nagy, die für das Oxford kennzeichnend ist, auf.

Die elektronenmikroskopischen Studien der Autoren dieses Beitrags zielen auf die kieseligen Radiolarienkalke der Kysuce-Serie des Berges Vŕšatec ab. Es handelt sich hier um Radiolarien-Biomikrit (Abb. 7). Der Kalkstein ist mikritisch, die Radiolarien erreichen stellenweise bis zu 30 % des Gesteins. Sie werden von feinkörnigem und kurzfaserigem Chalzedon gebildet. Vertreten sind hier *Spumellaria* und *Nasellaria*. Außerdem kommt selten *Cadosina fibrata* Nagy vor. Das gesamte Gestein ist von fein zerstreutem Hämatitpigment geärbt.

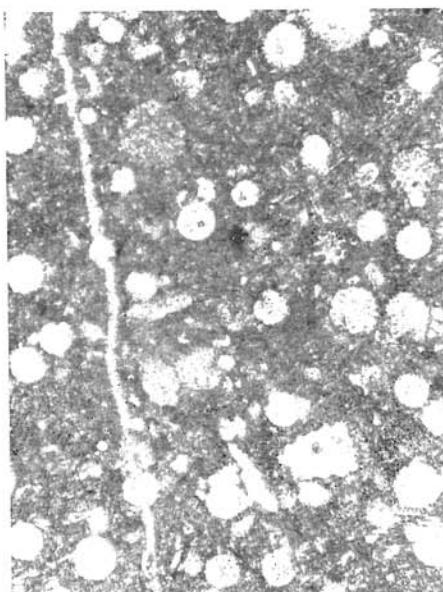


Abb. 7. Radiolarien-Biomikrit, Berg Vršatec, Dünnschliff Nr. 2218, vergr. 63 X. Foto K. Machaj.



Abb. 8. Radiolarienkalk, Idiomorphe Kristalle neugebildeten Kalzits, Berg Vršatec, zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche, Vergr. 1260 X. Foto M. Harmann.

Der kieselige Radiolarienkalk ist auf den Elektronenmikrographien 8 und 9 abgebildet. In Abbildung 8 ist ersichtlich, dass die Grundmasse von der unausgeprägt umgrenzten Grundkomponente mit unebener, leicht höckeriger Oberfläche, mit stellenweise Torsionssprüngen und Inklusionen, gebildet wird. Ihren Bestandteil bildet manchmal organogener Detritus (Nannoplankton), der gegenüber der Grundmasse (Abb. 9) gut abgegrenzt ist und charakteristische Formen aufweist. Die Korngröße beträgt im Durchschnitt 2 μ . Stellenweise sind Anhäufungen sekundärer, sehr deutlich umgrenzter kleiner Kalzit (?)-Kristalle zu beobachten. Die organischen Überreste haben die einzelnen Mizellen durch kleine Kristalle ersetzt.

Saccocoma-Lombardien-Kalk — (Kimmeridge-Tithon), ist durch rötlichen bis rosaroten, undeutlich knolligen Biomikrit bis Dismikrit vertreten. Er entwickelt sich aus Globochaeten-Biomikrit aus dem Liegenden, wo die Pellete von winzigen sphärischen Gebilden ohne Struktur, von der Grösse 0.15 mm gebildet werden.

Die *Saccocoma*-Fazies hat eine verhältnismässig hohe vertikale Verbreitung und kann auf Grund weiterer organischer Überreste detaillierter gegliedert werden (vergl. K. Borza 1969). Im Grunde handelt es sich jedoch um Biomikrit. Die Menge der organischen Überreste ist variabel und bewegt sich zwischen 5—30 %. Die dominierende Komponente zumal in den unteren Teilen ist die Gattung *Saccocoma Agassiz* (Abb. 10). Organische Begleitkomponenten sind Globochaeten, verschiedene Arten der Gattung *Cadomina*, Foraminiferen, Radiolarien, Echinoderme, Aptychen, Ammoniten und Bruchstücke juveniler Lamellibranchiatengehäuse. In den höheren Teilen kommen die Gattungen *Chitinoidella*, *Practinianopsella* und *Crassicollaria* hinzu.



Abb. 9. Radiolarienkalk, (?) *Nannoconus* sp. mit Erscheinungen sekundärer Rekristallisation. Zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche. Vergr. 7950 X. Foto M. Harrmann.



Abb. 10. Saccocoma-Kalk. Manin-Enge, Dünnschliff Nr. 2508, vergr. 43 X. Foto K. Machaj.

Dieses Gestein ist auf der Elektronenmikrophotographie in Abbildung 11 zu sehen. Es handelt sich um Mikrit, die Körnigkeit ist ungleichmäßig — 1—3 μ , Körner subangular, selten abgerundet.

Globochaetenkalk (Tithon) sind durch grau-rosarötliche Kalksteine im engen Liegenden der ersten Vorkommen der Gattung *Crassicolaria*, vertreten. Es handelt sich um Globochaeten-Biomikrit, in welchem *Globochaeta alpina* Lombard dominiert. Von den übrigen organischen Überresten sind untergeordnet vertreten *Saccocoma*, Radiolarien, Foraminiferen, Cadosinen, Bruchstücke juveniler Lamellibranchiatengehäuse und Ostakoden.

Auf der Elektronenmikrophotographie (Abb. 13) ist zu sehen, dass es sich um Mikrit handelt. Zu beobachten ist die Entwicklung abgerundeter Körner, aber auch Andeutungen der Bildung angulärer Flächen und weiters die Gegenwart organogenen Detritusses (Abb. 12). Fast bei allen Körnern kann eine feine Porosität und häufige Inklusionen bis zu einer Grösse von 0.3 μ festgestellt werden.

Tintinninenkalk (Oberfithon-Berriasien) sind durch die Schichtfolge hellgrauer schwachmergeliger bänkiger Kalksteine, Mächtigkeit der Bänke 10—30 cm, vertreten. Die Kalksteine sind stylolithisch. Mikrofaziell handelt es sich um organogene Mikrite (Abb. 13), wobei sich die organischen Überreste zwischen 6—25 % bewegen. Die Kalksteine haben homogene Struktur, nur stellenweise, äußerst selten, treten Ansammlungen von Sparit auf.

Auf Grund der Tintinninen-Gemeinschaft können in den Tintinninenkalke die *Crassicolaria*-Zone, die *Calpionella*-Zone und die *Tintinnopsella*-Zone ausgeklammert werden (vergl. J. Remane 1964).

Es muss jedoch erwähnt werden, dass zumal in der *Grassicollaria*-Zone und teilweise auch in der *Calpionella*-Zone noch Pellete von sphärischer Gestalt, ohne innere Struktur vorhanden sind.

In den elektronenmikroskopischen Aufnahmen ist zu beobachten, dass diese Kalksteine aus Körnern der Grösse $2-3 \mu$ zusammengesetzt, mehr oder minder gleichmässig gekörnt, mit verhältnismässig gut erhaltenen Coccolithen sind (Abb. 14). Die Körner sind abgerundet, häufig prös (*Grassicollaria*-Zone). In der höheren *Calpionella*-Zone (Abb. 15) ist der Kalkstein mikritisch, die Formen der Körner sind mehr oder minder angular mit einer Korngrösse zwischen $1-4 \mu$, stellenweise tritt Sparit auf. Einen bedeutenden Teil der Kalksteine bildet organogener Detritus und dies mit allen Merkmalen, wie gezähnte Korngrenzen, Porosität und häufige Inklusionen. An organischen Überresten kommen erneut Coccolithen vor. Es wurden auch schlechterhaltene Nannoconen festgestellt. An den organischen Resten ist eine hohe Rekristallisationstufe zu beobachten.

Nannoconenkalke (Neokom). Tintinninenkalke gehen in Richtung zum Hangenden in mergelige Nannoconenkalke über. Diese sind dünnbankig bis schieferig. Sie enthalten schlechterhaltene Nannoconen (Nannoconen-Biomikrit).

In den Nannoconenkalken wurde eine Lage Crinoiden-Biosparits mit Interklasten mikritischen Kalkes festgestellt. Die Crinoiden-Glieder sind stark rekristallisiert.

Im Elektronogramm dieses Typs (Abb. 16) beobachtet man eine orientierte faserige Struktur von Kalksteinen mit vereinzelten Einschlüssen — wahrscheinlich handelt es sich um rekristallisierte Crinoiden-Glieder, deren ursprüngliche Struktur infolge der Rekristallisation verwischt wurde.



Abb. 11. Saccocoma-Kalk. Mikrit mit abgerundeten Körnern. Manin-Enge. Zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche. Vergr. 3450 X. Foto M. Harman.



Abb. 12. Globochaeten-Kalk. Mikrit mit organogenem Detritus. Manin-Enge, zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche. Vergr. 5250 X. Foto M. Harman.

Nannoconenkalke (Abb. 17) wurden aus den Klippen W von Horný Moštenec studiert und dies aus dem Grunde, dass die Nannoconen hier gut erhalten sind. Von den Nannoconen wurden hier folgende Arten festgestellt: *Nannoconus kampfneri* Brönnimann, *N. steinmanni* Kampfner, *N. colomi* (de Lapparent) und *N. bermudezi* Brönnimann.

Diese Kalke sind auf den elektronenmikroskopischen Photographien Nr. 18 und 19 abgebildet. In Abb. 18 ist zu sehen, dass es sich um organogenen Mikrit, der vor allem aus Nannoconen zusammengesetzt ist, die verhältnismässig intensiv rekristallisiert sind, handelt. Die Ausfüllung zwischen den Organismen besteht teilweise aus organogenem Detritus. Im Hinblick auf die ziemlich hohe Rekristallisierungsstufe ist es nicht eindeutig möglich zu behaupten, dass es sich hier um organogenen Detritus handelt, jedoch kann den typischen Merkmalen nach, z. B. gezähnte Grenzen und Porosität vorausgesetzt werden, dass nicht der gesamte Kalzit neugebildet ist. Teilweise handelt es sich um eine Rekristallisation organogener Teilehen. In Abb. 18 kann beim Nannoconus an der Lamellenfläche Porosität beobachtet werden. Korngrösse 1–3 μ . In Abbildung 19 ist im Längsschnitt *Nannoconus colomi* (de Lapparent) zu sehen,

Die genetische Interpretation

Die Ansichten über die Genese der Kalke mit Bruchstücken juveniler Lamellibranchiatengehäuse („Filament“-Kalke) sind verschieden, ähnlich wie über den Ursprung der „Filamente“. Während sie bei einigen Autoren als lithorale oder sublithorale Sedimente betrachtet werden (A. Schwarzacher 1948, J. Craig 1955), setzen andere voraus, dass sie als Bathyal-sedimente entstanden sind (G. Colom 1955, J. Aubouin 1965). In rezenten Meeren kommen Lamellibranchiatengehäuse in der Lithoral- und Sublithoralzone vor. Laut F. Raupach (1952) sind grosse Flächen

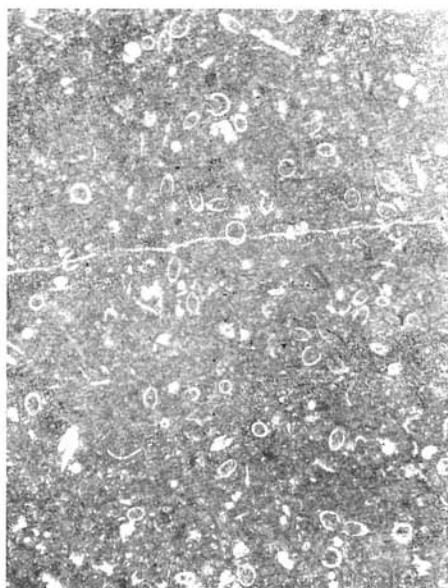


Abb. 13. Tintinninen-Biomikrit, Maniūn-Enge, Dünnschliff Nr. 2526, vergr. 43 X.
Foto K. Machaj.

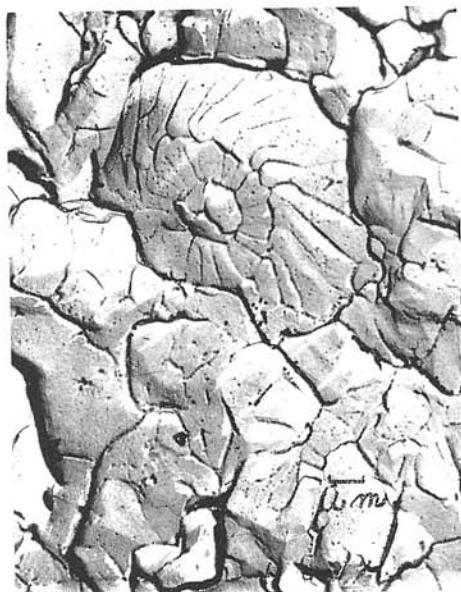


Abb. 14. Crassicollaria-Kalk, Biomikrit mit Coccolith, Manin-Enge, zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche, Vergr. 4850 X, Foto M. Harman.



Abb. 15. Biomikrit mit ungleichmässig grossen angularen Körnern (organogener Detritus), Manin-Enge, zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche, Vergr. 5250 X, Foto M. Harman.

des Meeresbodens des Kaspischen und des Schwarzen Meeres von Lamellibranchiatengehäusen bedeckt. Die grösste Verbreitung erfahren sie in einer Tiefe von 150 m, im Kaspischen Meer erreichen sie die Tiefe von 300 m.

Lamellibranchiatengehäuse kennen wir aus der heutigen Lithoral- und Sublithoralzone, es fehlen uns jedoch die Erkenntnisse einer solchen Entstehung in der Bathyalzone, gegebenenfalls in grösseren Tiefen. Wie der Arbeit von H. L. Sanders und Koll. (1965) zu entnehmen ist, nimmt die Anzahl der Lamelleibranchiaten je m^2 mit zunehmender Tiefe rasch ab, sodass ein Vorkommen von Lamellibranchiatenflächen in grossen Tiefen wenig wahrscheinlich erscheint. Auf Grund dessen kann vorausgesetzt werden, dass auch Filamentkalke mit Bruchstücken juveniler Lamellibranchiatengehäuse sich auf seichte Meere beschränken. Diese Ansicht vertritt auch H. Flügel (1967). Auf Seichtwasserursprung deutet auch die Gegenwart von Glaukonit, klastischem Quarz und Biotit hin.

Kalksteine mit „Protoglobigerinen“ sind überwiegend mikritisch und die Autoren setzen voraus, dass sie in grösseren Tiefen sedimentierten, als die „Filament“-Kalke. Auch bei diesen Kalken findet man noch selten Körner Glaukonits, klastischer Quarz kann jedoch nicht beobachtet werden.

Radiolarienkalke betrachten wir auf Grund der bisherigen Erkenntnisse als Bathyal-sedimente. Demzufolge setzen wir eine weitere Vertiefung des Sedimentationsmilieus gegenüber den vorhergehenden Kalksteintypen voraus. Wie H. R. Grunau (1965) aufführt, sedimentierten Quarz-Radiolarienkalke und Kalke mit Radiolarien-Hornsteinen, in Eugeosynklinalen.

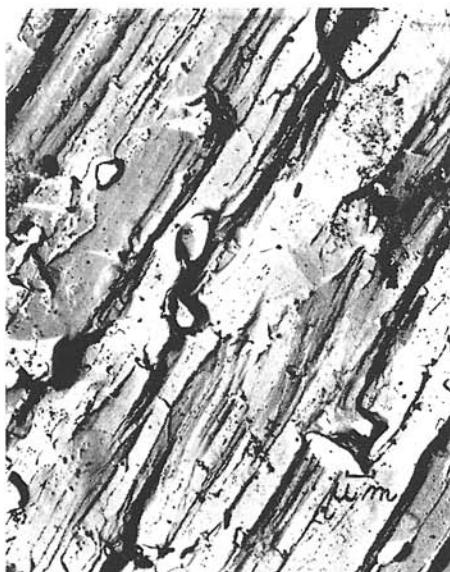


Abb. 16. Crinoiden-Biosparit. Auf dem Elektromogramm ist die faserige Struktur des rekristallisierten Crinoiden-Gliedes zu beobachten. Zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche. Vergr. 3900 X. Foto M. H a r m a n n.

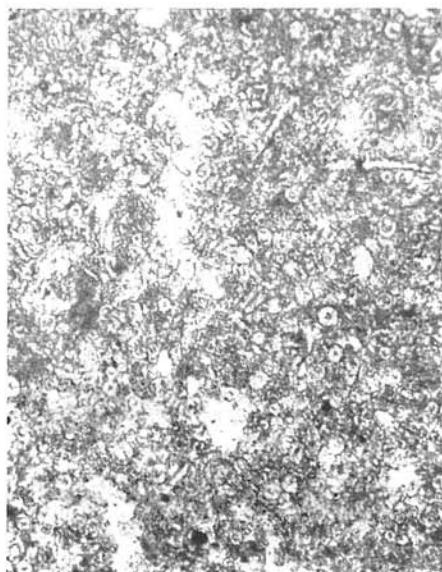


Abb. 17. Nannoconenkalk, Klippe W von Horný Mošteneč, Dünnschliff Nr. 2084, vergr. 300 X. Foto K. M a c h a j,

Nach der Sedimentation von Radiolarienkalken im Oxford kommt es im Kimmeridge bis Tithon zu einer Versiechtung des Sedimentationsmilieus, worauf das Vorkommen von Pelleten in diesen Sedimenten hinweist. Wie bekannt, sind im Malm der Hüllenserie der Hohen Tatra (Vysoké Tatry) die Pelletkalke Seicht-Meer-Sedimente. Die Pellete pflegen in ihrem Kern organische Überreste zu haben (Globochaeten, Saccocoma, Tintinninen) und deshalb lassen die Verfasser dieses Beitrags von der Voraussetzung ab, dass sie fäkalen Ursprungs sein könnten. Laut J. L e f e l d und A. R a d v a n ú s k i (1960) werden Pellete (genannten Autoren nach Pseudooolithe) als durch Cyanophyceae-Tätigkeit entstandene Strukturen betrachtet.

Zu einer leichten Vertiefung des Meeres kam es erneut im Berriasien, zumal aber im Neokom, wo die Nannoconenkalke sedimentierten. Einigen Autoren zufolge (G. Steinmann 1925, G. Colom 1952), stellen Nannoconenkalke Bathyal-sedimente dar und sind eine der tiefsten Fazies der mediterranen Geosynklinalen. Durch die Elektronenmikroskopie wurde jedoch erwiesen (E. Füglein, H. E. Franz 1967, D. Nöel 1968), dass die Coccolithen und Nannoconen sich auch am Bau von Seichtwasserkalken beteiligen und deshalb können sie nicht für Indikatoren der Bathyal-sedimentation angesehen werden. Trotz dieser Erkenntnisse setzen die Autoren dennoch voraus, dass die Nannoconenkalke Sedimente des tieferen Meeres (Bathyal-sedimente) sind.

Auffällig ist die dünne Lage Crinoiden-Biosparits mit Bruchstücken mikritischen Calpionella-Kalks in Nannoconen-Kalk (Manín-Enge). Die Genese des Crinoiden-



Abb. 18. Nannoconus-Biomikrit. Einige Berührungsflächen der Nannoconus-Lamellen sind porös. Klippe W von Horný Moštenec. Zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche. Vergr. 3900 X. Foto M. Harman.



Abb. 19. *Nannoconus colomi* (de Lapparent) im Längsschnitt aus einem Nannoconus-Kalk, Klippe W von Horný Moštenec, zweistufiger Abdruck der natürlichen Bruchfläche, vergr. 5250 X. Foto M. Harman.

Biosparits ist nicht klar, möglicherweise handelt es sich hier um eine plötzliche Anschwemmung von Seichtwassersedimenten.

Abschliessend muss noch erwähnt werden, dass sie studierten Kalksteine überwiegend planktonische Organismen enthalten, was deren pelagischen Charakter beweist. Das Übergewicht der mikritischen Gesteinstypen im studierten Profil zeugt von einer verringerten Mobilität des Wassers im Sedimentationsmilieu.

Übersetzt von E. Walzel.

SCHRIFTTUM

- d'Abbissin M. G., 1963: Les traces de la déformation dans les roches calcaires. Thèses, Université de Paris, Masson. — Aubouin J., 1965: Geosynclines. Elsevier, Amsterdam-London-New York. — Borza K., 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. SAV, Bratislava. — Colom G., 1952: On the distribution and lithological importance of Nannoconus limestones in the bathyal facies of the Western Mediterranean. Int. geol. Congress, Report of the XI. sess. (1958), London. — Colom G., 1955: Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the Western Mediterranean zone and the Atlantic area. Micropaleontology 1, 2, New York. — Craig G., 1955: The paleoecology of the top Hosie Shale (Lower Carboniferous) at a locality near Kilsyth, Quart. K. Geol. Soc. 110, London. — Fischer A. G., Honjo S., Garrison R. E., 1967: Electron micrographs of limestones and their nannofossils. Monographs Geol. Paleont. 1, Princeton University. — Flügel H. V., 1967: Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). Sedimentology 9, 1, Amsterdam-London-New York. — Flügel E., Franz H. E., 1967: Elektronenmikroskopischer Nachweis von

Coccolithen in Solnhofener Plattenkalk: Ober-Jura. Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh. 127, 3. — Flügel E., Franz H. E., Ott W. F., 1968: Review on electron microscope studies of limestones (In G. Müller, G. M. Friedman: Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe.) Springer, Berlin-Heidelberg-New York. — Folk R. L., 1959: Practical petrographic classification of limestones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 43. — Folk R. L., 1962: Spectral subdivision of limestone types. (In W. E. Ham: Classification of carbonate rocks. Symposium.) Memoir 1, Amer. Assoc. Petrol. Geol. — Friedman G. M., 1965: Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. Journ. Sedim. Petrol. 35, 3. — Frost J. G., 1967: A negative replication for electron microscopy study of carbonates. Journ. of Sedim. Petrology. 37, 2. — Grunau H. R., 1965: Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. Ecl. geol. Helv. 58, 1, Basel. — Grunau H. R., Studer H., 1956: Elektromikroskopische Untersuchungen an Biannkenenkalken des Südtessins. Experientia 12, 4, Basel. — Harman M., 1968: Aplikácia metód elektrónovej mikroskopie na štúdium minerálov. Manuscript, Archiv Geol. ústavu Slov. akad. vied, Bratislava. — Harvey R. D., 1966: Electron microscope study of microtexture and grain surfaces in limestones. Illinois State Geol. Surv. 404. — Lefeld J., Radwański A., 1960: Planktoniczne liliowce Saccocoma Agassiz w malmie i neokomie wierchowym Tatr Polskich. Acta geol. Pol. 10, 4, Warszawa. — Mišík M., 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. Sborn. geol. vied. Západné Karpaty I, Bratislava. — Noël D., 1968: Nature et genèse des alternances de marnes et calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (Fosse vocontienne, Basse-Alpes). C. R. Acad. Sci. 266. — Rakús M., 1962: Ammonit červených hifuzných vápenecov. Geol. práce, Zprávy 24, Bratislava. — Raupach F., 1952: Die rezenten Sedimentation im Schwarzen Meer, im Kaspi und im Aral und ihre Gesetzmässigkeiten. Geologie 1, Berlin. — Reimann J., 1964: Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges. Palaeontographica 123 A, Stuttgart. — Sanders H. L., Hessler R., Hampson G., 1965: An introduction to the study of deep-sea benthic faunal assemblages along the Gay-Bermuda transect. Deep-Sea Res. 12. — Schawrzacher W., 1968: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätterkalke von Hallstatt und Ischl. Jahrb. Geol. Bundesanstalt 91, Wien. — Shoji R., Folk R. L., 1964: Surface morphology of some limestone types as revealed by electron microscope. Journ. of Sed. Petrol. 34. — Steinmann G., 1925: Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geol. Rundschau 16, 6, Berlin.

Zur Veröffentlichung empfohlen von M. Mišík,