

Sedimentologie und Paläogeographie des Eozäns
der Waschbergzone (Niederösterreich)

von

Peter SEIFERT

5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.

Anschrift des Verfassers:
Dr. Peter Seifert
Währingerstraße 182/12 a
1180 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	28	S. 133–176	Wien, Mai 1982
---------------------------------------	----	------------	----------------

Inhalt

Zusammenfassung	134
Summary	134
Danksagung	135
1. Einleitung	135
2. Die Waschbergzone	135
3. Stratigraphische Einstufung der eozänen Sedimente	138
4. Zur Sedimentologie der eozänen Festgesteine	140
5. Ökologie und Ablagerungsbedingungen der Sedimente	142
5.1. Die Mergel der Zone NP 10	145
5.2. Die Tonmergel und Mergel der Zone NP 12	146
5.3. Der Waschbergkalk	147
5.4. Die Mergel und Tonmergel der Zonen NP 13 und 14	149
5.5. Die Haidhofschichten	151
5.6. Die Mergel und Tonmergel der Zonen NP 15–16	153
5.7. Die Reingruberserie	154
5.8. Die Mergel und Tonmergel der Zone NP 19	157
5.9. Die obereozän-basaloligozänen lagunären tonigen Schichten	158
5.10. Der Niederhollabrunner Kalk	159
6. Paläogeographische Entwicklung des Ablagerungsraumes im Verlaufe des Eozäns	161
7. Literatur	162

Zusammenfassung

Im Ablagerungsraum der Waschbergzone wurden im Verlauf des Eozäns kalkige und sandige Sedimente eines Innenschelfbereiches und mergelige und tonige Sedimente eines Außenschelfbereiches abgelagert. In letzterem Sedimentationsbereich herrschte vom Oberpaleozän bis zum Obereozän kontinuierliche Sedimentation. Während dieses Zeitraumes fand eine tektonische Hebung des Untergrundes statt. An der Grenze Eozän-/Oligozän traten lagunäre Sedimente auf, danach wurde die Sedimentation im Ablagerungsbereich der Waschbergzone unterbrochen. Die mikrofaziellen Untersuchungen bestätigen, daß die Waschbergzone aus zwei Teilschuppen besteht.

Summary

A series of stratigraphic, microfacial and sedimentologic investigations were done to clear up the conditions of deposition of Eocene sediments in the Waschberg Zone (Lower Austria). The sedimentation of calcareous and sandy sediments can be assigned to an innershelf environment, that of marly and clayey sediments to an outer shelf environment. It could be shown that for the period from Lower Eocene to Upper Eocene a fairly complete sequence of sediments is present. During the period from Upper Paleocene to Upper Eocene the basement of the Waschberg Zone was being lifted up. In the basal Oligocene lagoonal sediments occurred, subsequently sedimentation in this area discontinued. The microfacies studies of Eocene sediments of the Waschberg Zone show that it consists of two thrust sheets, a lower one along the western margin and an upper one more towards the east of it.

D a n k s a g u n g : Der ÖMV AG und Herrn Prof. Dr. A. Kröll bin ich für die Finanzierung der Kartierungsarbeiten großen Dank schuldig. Dr. F. Brix und Dr. W. Grün möchte ich für die Betreuung während dieser Arbeit und Dr. H. Stradner für die Bestimmung des Nannoplanktons und seine Unterstützung danken. Letztgenannte Arbeit wurde durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Projekt Nr. 2659 in dankenswerter Weise gefördert.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist ein Auszug aus der Dissertation „Das Eozän der Waschbergzone“ (P. SEIFERT, 1980), die die Ablagerungsbedingungen der eozänen Sedimente behandelt. Mit Hilfe der Ergebnisse der mikrofaziellen, sedimentologischen, sowie stratigraphischen Untersuchungen wurde ein paläogeographisches Modell für den Zeitraum Oberpaleozän – basales Oligozän erstellt. In der Folge wird eine Zusammenfassung sämtlicher Untersuchungsergebnisse gegeben, die Sedimentologie und Mikrofazies der Eozänsedimente der einzelnen stratigraphischen Niveaus charakterisiert und die paläogeographische Entwicklung des Ablagerungsraumes der Waschbergzone im Verlauf des Eozäns dargelegt.

Im Zuge dieser Arbeit wurden sämtliche, bereits bekannte Vorkommen eozäner Gesteine in der Waschbergzone neu aufgenommen. Nach erster Durchsicht der Proben entstand die Vermutung, daß es weitere, bisher unbekannte Schichtglieder des Eozäns geben müsse. So wurden große Teile der Waschbergzone, besonders die an oberjurassische und kretazische Vorkommen grenzenden Gebiete, im Maßstab 1:10.000 neu kartiert. Unter Berücksichtigung dieser Aufnahmeergebnisse und unter Zuhilfenahme der bereits bekannten Kartierungsergebnisse von R. GRILL (1954, 1957, 1961) und W. GRÜN (freundl. Mitteilung) wurde eine geologische Karte der Waschbergzone erstellt.

Die meisten Schichtglieder der Waschbergzone, so auch die Eozänvorkommen, sind schlecht aufgeschlossen. Meist sind die Eozänsedimente nur durch verschiedene Bodenfärbungen von anderen angrenzenden Schichten makroskopisch unterscheidbar. Eozäne Festgesteine sind oft so stark verwittert, daß das Eozänvorkommen im Gelände nicht mehr an der Morphologie, sondern nur noch an Rollstücken erkennbar ist. Diese Vorkommen wurden soweit wie möglich durch Aufgrabungen künstlich aufgeschlossen. Vereinzelt wurde auch im Katastermaßstab 1:2880 kartiert, wenn auf kleinem Gebiet mehrere verschiedene Schichtglieder auftraten.

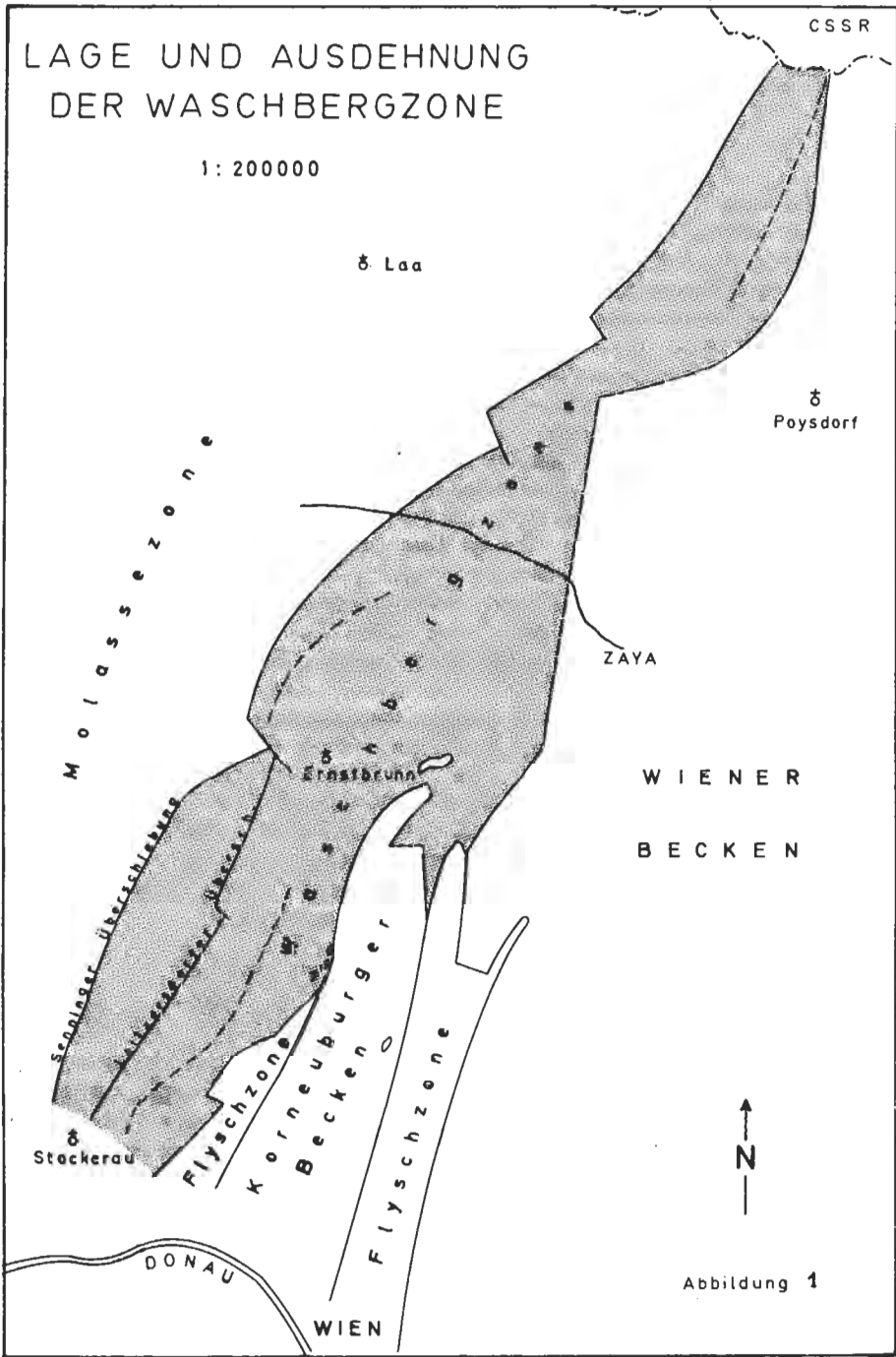
2. Die Waschbergzone

2.1. Allgemeines

Die Waschbergzone (R. GRILL 1953) erstreckt sich im niederösterreichischen Weinviertel von Stockerau über Ernstbrunn und Kleinschweinbarth gegen NE (Abb. 1).

Sie ist eine selbständige tektonische Einheit des alpin-karpatischen Gebirgssystems und trennt die Vorlandmolasse vom Wiener Becken. Diese Zone stellt eine Aufschuppung von Gesteinen des Oberjura, der Kreide, des Alttertiärs und Untermiozäns dar (Abb. 2). Gegen Ende der alpinen Orogenese wurden diese Sedimente gegen Nordwesten auf die miozänen Ablagerungen der Molassezone aufgeschoben und von Südosten her von Gesteinen der Flyschzone flach überfahren (R. GRILL 1968).

Die Waschbergzone findet in Mähren in der Steinitzer- und Pausramer Einheit ihre Fortsetzung (R. GRILL 1968).



Gegen Südwesten zu enden die Vorkommen von Gesteinen der Waschbergzone bei Stockerau. In den Bohrungen Königstetten und Wördern südlich der Donau wurden vor kurzem am Festlandsockel abgelagerte, autochthone, paleozäne und eozäne Sedimente angetroffen. Diese könnten die faziellen Äquivalente der Gesteine der Waschbergzone darstellen.

2.2. Tektonik und Faziesverteilung

Die Tiefbohrungen der ÖMV AG ergaben, daß die Waschbergzone im wesentlichen aus zwei tektonischen Schuppen besteht. Diese sind überwiegend aus schiefrigen Tonmergeln mit Sandlagen des Eger-Eggenburg aufgebaut und erreichen eine Mächtigkeit von je 400 bis 700 m. Die Basis beider Schuppen wird von verschiedenen mächtigen, kretazischen Sedimenten gebildet. Öfters sind auch Schollen oberjurassischer und alttertiärer Gesteine in den basalen Teilen der Schuppen zu finden.

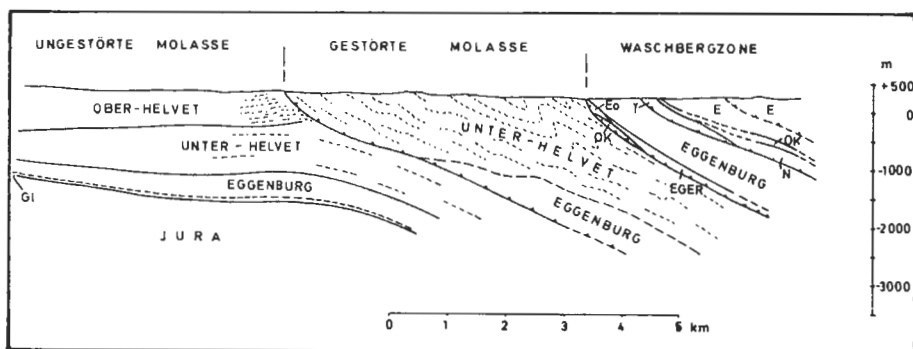


Abb. 2: Schematischer Profilschnitt durch die Schichtabfolgen der Molasse und der Waschbergzone (nach BRIX et al. 1964). Legende: E: Eggenburg, Eo: Eozän, OK: Oberkreide, N: Neokom, T: Tithon, GI: Glaukonitsandstein.

Das eozäne Schichtpaket ist meist nicht sehr mächtig (Bohrprotokolle der ÖMV AG; mündliche Mitteilung von F. PICHA; eigene Untersuchungen) und wurde durch die Eger-Eggenburg-Transgression teilweise wieder abgetragen (mündliche Mitteilung von F. PICHA, eigene Untersuchungen). Dies läßt die Vermutung zu, daß derzeit nur noch wenige autochthone Vorkommen eozäner Gesteine unter dem alpin-karpatischen Untergrund des Wiener Beckens vorhanden sind.

Infolge der Aufschuppung der Waschbergzone wurden zahlreiche eozäne Schichtpakete vom Untergrund abgeschürft und während des Vorschubs tektonisch zerlegt. Aus diesen Gründen sind heute die Vorkommen oberpaleozäner und eozäner Gesteine über die ganze Waschbergzone verstreut und liegen als kleine isolierte Schollen vor. Die eozänen Schichten wurden aus dem ursprünglichen Gesteinsverband herausgerissen und sind immer tektonisch begrenzt, d. h., daß das stratigraphisch Liegende und das stratigraphisch Hangende der einzelnen Eozänschollen unbekannt sind.

Die aufgefundenen geringmächtigen Schichtabfolgen sind nur Ausschnitte aus dem gesamten, im östlichen Teil des Ablagerungsraumes der Waschbergzone höchstwahrscheinlich kontinuierlich abgelagerten, eozänen Schichtstoß. Die gesamte eozäne Sedimentabfolge wird, aus den oben erwähnten Gründen, wahrscheinlich niemals durchgehend rekonstruiert werden können. Die aufgefundenen Sedimente verschiedener

stratigraphischer Niveaus des Eozäns stellen jedoch Mosaiksteine dar, die, zusammengefügt, ein hinreichend genaues Bild der Ablagerungsbedingungen der Schichten sowie der paläogeographischen Entwicklung des Ablagerungsraumes ergeben.

Die Waschbergzone liegt heute nordwestlich der Flyschzone, d. h., näher dem früheren Festland. Als Ablagerungsraum der Flyschsedimente wird der Kontinentalabhang, sowie die östlich daran anschließende Randgeosynklinale angenommen (H. WIESENER, 1962; mündliche Mitteilung von F. PICHA). Der Sedimentationsraum für die Gesteine der Waschbergzone im Zeitraum Kreide—Alttertiär muß daher der Kontinentalschelf, sowie der Übergang Schelf — oberer Kontinentalabhang gewesen sein. In der westlichen Schuppe der Waschbergzone finden sich demnach hauptsächlich in Küstennähe abgelagerte Sedimente des inneren Kontinentalschelfs, in der östlichen Schuppe Sedimente des äußeren Kontinentalschelfs.

Die Waschbergzone ist von S nach N in drei große Teilabschnitte gegliedert, die verschieden weit auf die Vorlandmolasse überschoben worden sind (R. GRILL 1968). Der Südtail erstreckt sich von Stockerau bis zur Haidhof-Querstörung nahe Ernstbrunn. Der mittlere Teilabschnitt ist etwas weiter auf das Vorland überschoben und reicht gegen N bis zur Fallbacher Querstörung nördlich des Zayaflusses. Der nördlichste Teil erstreckt sich von Fallbach über Staats und Falkenstein bis zur Staatsgrenze und setzt sich in Mähren fort. Die Ablagerungsbedingungen altersgleicher eozäner Sedimente waren im Streichen des Ablagerungsraumes von SW nach NE nicht immer gleich. Dies zeigt sich in der verschiedenen mikrofaziellen Ausbildung dieser Gesteine im N oder S.

3. Stratigraphische Einstufung der eozänen Sedimente

Die stratigraphische Einstufung der Schichten stützt sich hauptsächlich auf Nannoplanktonuntersuchungen. Da die Vorkommen von Mergeln und Tonmergeln meist tiefgründig verwittert sind, sind die für die stratigraphische Einstufung wichtigen planktonischen Mikrofossilien meist zerschert oder rekristallisiert, sodaß die Einstufung der Schichten hauptsächlich auf den Ergebnissen aus Nannoplanktonuntersuchungen beruht. Ergänzend dazu wurden auch die Untersuchungen an den wenigen gut erhaltenen Mikrofaunen herangezogen.

Die Schichtabfolgen der Festgesteine wurden in erster Linie mit Hilfe des Nannoplanktons, das in eingeschalteten dünnen mergeligen Zwischenlagen gefunden wurde, stratigraphisch eingestuft. Auch die bereits bekannten Untersuchungen an den wenigen Mikrofaunen, sowie an den Großforaminiferen, wurden bei der altersmäßigen Einstufung berücksichtigt.

In Tabelle 1 werden die bisher aufgefundenen Sedimente verschiedener stratigraphischer Niveaus angeführt. Aus der lithologischen Ausbildung dieser Schichten und der Tatsache, daß keine außerordentlichen tektonischen Bewegungen des Untergrundes des Sedimentationsraumes im untersuchten Zeitraum festgestellt wurden, kann auf kontinuierliche Sedimentation vom Oberpaleozän bis zum Basaloligozän geschlossen werden. Die in Tabelle 1 fehlenden Schichtglieder sind mit großer Wahrscheinlichkeit primär vorhanden, konnten aber bisher noch nicht aufgefunden werden. Lediglich in den Zonen NP 17 bis NP 18 könnten in der Westschuppe der Waschbergzone Schichtfolgen, die ähnlich der küstennah gebildeten Reingruberserie ausgebildet sind, Schichtlücken aufweisen.

Zur Nomenklatur der Schichten

Die graugrünen bis braunen glaukonitischen Tonmergel und Mergel des Oberpaleozäns wurden an zahlreichen Punkten im Süd- und Mittelteil der Waschbergzone nachgewiesen. Zusammen mit der eingeschalteten Bryozoen-Corallinaceenkalkbank und den grauen glaukonitischen Mergeln des basalen Eozäns (NP 10) werden diese Schichten von STRADNER & SEIFERT als Schichtkomplex der „Zayaschichten“ bezeichnet. Bis zur endgültigen Klärung der Abtrennung dieses Schichtstoßes von den Bruderndorfer Schichten des Dan werden die Sedimente der Zonen NP 7 bis NP 10 einstweilen als „Zayaeinheit der Bruderndorfer Schichten s. l.“ bezeichnet (P. SEIFERT und H. STRADNER 1978, S. 137).

Der Waschbergkalk wurde bisher in das obere Untereozän eingestuft. Auf Grund neuer Untersuchungen muß seine stratigraphische Reichweite auf das untere Mittel- und Eozän ausgedehnt werden. Der Waschbergkalk tritt demnach in den Zonen NP 13 bis NP 15, vielleicht auch bereits ab der Zone NP 12, auf.

Die Haidhofschichten kommen im mittleren und oberen Mitteleozän, den Zonen NP 15 bis NP 16 vor.

Die Sedimente der Reingruberserie sind nach bisheriger Kenntnis auf die Zone NP 19 im oberen Obereozän beschränkt.

Die braunen und graubraunen Mergel und Tonmergel, die hauptsächlich in der Ostschuppe der Waschbergzone auftreten, wurden in die Zonen NP 12 bis NP 16 und NP 19 eingestuft. Diese Sedimente sind faziell ziemlich gleichartig ausgebildet, nur die Art und Anzahl der eingestreuten Komponenten variiert etwas. Die Schichten wurden im Bereich des Außenschelfs und oberen Schelfrandes zwischen ca. 90 und 250 m Wassertiefe abgelagert. Das Milieu besaß vollmarinen Charakter. Eine Benennung der Schichten nach geographischen Bezeichnungen ist nicht möglich, da die Sedimente der einzelnen Nannoplanktonzonen getrennt voneinander über den Süd- und Mittelteil der Waschbergzone verstreut auftreten und nirgends in einem zusammenhängenden Schichtverband vorkommen. Es erscheint daher sinnlos, den Tonmergeln und Mergeln der einzelnen Nannoplanktonzonen verschiedene Namen zu geben. Am geeignetsten ist ein Name der ein allen Schichten gemeinsames Merkmal enthält.

Die bunten Tonmergel und Mergel mit Diatomit-, Menilit- und Kohleeinschlüssen treten in den Zonen NP 20 und NP 21, vielleicht auch schon ab der Zone NP 19 auf. Die Schichten sind lagunäre Bildungen und sind unter meist brackischen, teils auch marinen Ablagerungsbedingungen sedimentiert worden.

Diese Schichten und die braunen Mergel und Tonmergel der Zone NP 19 hat R. GRILL (1968) unter der Bezeichnung „Globigerinenschichten“ zusammengefaßt. Dies ist nicht zweckmäßig, da die Sedimente Ablagerungen völlig verschiedener Faziesbereiche sind. Darüber hinaus ist das Auftreten von Globigerinen in den lagunären Schichten auf einzelne dünne Zwischenlagen mit vollmarinem Charakter beschränkt. Globigerinen sind daher nicht typisch für diese Schichten, sondern stellen eine Ausnahme dar.

Folgende Namen werden für die erwähnten Schichten vorgeschlagen:

Globigerinenschichten: Braungraue und braune Mergel und Tonmergel, die unter vollmarinen Bedingungen im Außenschelf- und oberen Schelfrandbereich abgelagert wurden. Stratigraphische Reichweite: NP 12 bis NP 19.

Ottenthaler Schichten: Bunte Tonmergel und Mergel mit Diatomit-, Menilit- und Koh-

leinschaltungen, Gipskristallen und gelben Schwefelausblühungen. Die Schichten wurden in küstennahen Lagunenbereichen unter teils brackischen, teils marinen Bedingungen abgelagert.

Stratigraphische Reichweite: NP 19 (?), NP 20 und NP 21.
Typlokalität: Hohlweg Ottenthal – Kleinschweinbarth östlich Ottenthal. An dieser Lokalität liegt der beste Aufschluß dieses Schichttyps in der Waschbergzone. Die aufgeschlossene absolute Mächtigkeit beträgt hier mehr als 60 m (P. SEIFERT 1980, S. 182, Beil. 8).

Der Hollingsteinkalk und Niederhollabrunnerkalk, früher Kalk mit *Mytilus levesquei* und Pfaffenholzschichten genannt, werden, wie F. BACHMAYER (1961, S. 14) vorschlug, unter dem Namen Niederhollabrunnerkalk zusammengefaßt. Dieser Kalk wird als kalkige Sonderentwicklung der Ottenthaler Schichten angesehen und zu diesem Schichtstoß gestellt.

4. Zur Sedimentologie der eozänen Festgesteine

Ein wesentlicher Teil der Dissertation „Das Eozän der Waschbergzone“ befaßt sich mit mikrofaziellen und sedimentologischen Untersuchungen an eozänen Festgesteinen. Da die Ergebnisse sämtlicher Detailuntersuchungen sowie einige Schichtprofile später publiziert werden, soll hier nur kurz auf diesen Teil der Arbeit eingegangen werden.

Die Festgesteine des Eozäns wurden zum Großteil unter ähnlichen Ablagerungsbedingungen gebildet. Um sedimentologische Änderungen in anscheinend homogenen Schichtabfolgen genauer erfassen zu können, wurden die Gesteine des Waschbergkalkes, der Haidhofschichten und der Reingruberserie in insgesamt 15 Mikrofaziestypen (von nun an MF-Typen) aufgegliedert.

Voraussetzung für die mikrofazielle Untersuchung und Einstufung der Gesteine waren zahlreiche Dünnschliffe von Gesteinsproben. Die qualitative und quantitative Analyse der Dünnschliffe wurde nach dem Punktzählverfahren von F. CHAYES (1956, S. 38) vorgenommen. Es wurde nach der „grain-bulk“ Methode (R. J. DUNHAM, 1962) gezählt, die die Hohlräume der Komponenten den Komponenten zuschlägt. Durch Anwendung dieser Meßmethode erhält man die Volumsprozente der einzelnen Komponentengruppen. Bei teilweise rekristallisierten Gesteinen wurde zusätzlich eine halbquantitative Meßmethode, und zwar die Häufigkeitsschätzung, mit Hilfe von Schätzbildern nach L. BACCILLE & A. BOSELLINI (1965) vorgenommen.

Die Benennung der Mikrofaziestypen erfolgte nach einem kombinierten nomenklatorischen Schlüssel, der von R. VOGELTANZ (1970, S. 379) zusammengestellt wurde. Darüber hinaus wurde auch die Benennung und Einstufung der Gesteine nach R. L. FOLK (1962), R. J. DUNHAM (1962) und W. J. PLUMLEY et al. (1962) vorgenommen. FOLK unterscheidet die Gesteine nach Komponententypen und Matrix, DUNHAM nach Texturtypen, PLUMLEY nach Texturtypen und Rückstandsmengen. Die Kombination der Einstufungen eines Gesteines nach diesen drei Autoren gibt jedem Mikrofaziestyp eine zusätzliche wichtige Charakteristik.

Die einzelnen Mikrofaziestypen unterscheiden sich voneinander in erster Linie durch die Zusammensetzung der Grundmasse, die Art und Menge der karbonatischen und terrigenen Komponenten sowie durch die Häufigkeit und Zusammensetzung der einzelnen Biogengruppen. Das Verhältnis Grundmasse zu anorganischen Komponenten zu Biogenen ist meist für einen bestimmten Mikrofaziestyp charakteristisch.

Tabelle 1: Stratigraphische Tabelle der oberpaleozänen bis basaloligozänen Schichtglieder der Waschbergzone.

Nannoplanktonzone n. E. MARTINI (1971)		WESTSCHUPPE	OSTSCHUPPE
OLIGOZÄN	21	Bunte Tonmergel und Mergel, Diatomite, Menilitschiefer,	Tonmergel und Diatomite SE Niederhollabrunn Kalke SE Niederhollabrunn
	20	kohlige Lagen, Loosdorf, Altruppersdorf, Ottenthal bis Staatsgrenze	
OBEREOZÄN	19	Kalkige Quarzarenite, Kalke Haselbach, Raingrubenhöhe*1	Bräune Mergel und Tonmergel Michelstetten } N Praunsberg Simonsfeld } W Ernstbrunn
	17-18	_____	_____
MITTELEOZÄN	16	_____	_____
	15	Rostbraune Kalke und Mergelkalke. Haidhof, Michelstetten, Zwentendorf/Zaya	Braungraue Tonmergel SE Niederhollabrunn Riffkalke. S. Praunsberg Ameis 1
	14	_____	Tonmergel, Riff- und Riffschutt- kalke, N. Praunsberg
UNTEREOZÄN	13	Mergel, Riff- und Riffschutt- kalke. Haselbach	Riff- und Riffschutt- kalke Waschberg, Michelberg
	12	_____	Mergel und Tonmergel W Waschberg, SE Niederholla- brunn, SW Praunsberg, Thomasl
	11	_____	_____
	10	Graue, glaukonitische, kalkige Mergel. Haidhof, Zwentendorf.	_____
OBER- PALEOZ.	7-9	Graugrüne, glaukonitische Mergel und Tonmergel mit Kalkbank W Raingrubenhöhe, Haidhof, Michelstetten, Zwentendorf	Graubraune Mergel SE Niederhollabrunn

*1 Alte Schreibweise: Reingrubenhöhe

Zusätzlich zu den bisher erwähnten Kriterien werden auch die Prozentzahlen der einzelnen Komponentengruppen und die Ausbildung der Textur zur Charakterisierung der Mikrofaziestypen herangezogen.

Auf den Tafeln 1 und 2 werden einige charakteristische Dünnschliffnegativphotographien von Mikrofaziestypen der eozänen Festgesteine gezeigt.

5. Ökologie und Ablagerungsbedingungen der oberpaleozänen, eozänen und basaloligozänen Schichten der Waschbergzone.

In diesem Kapitel werden alle Detailergebnisse zusammengefaßt und ein umfassendes Bild der Ablagerungsbedingungen der einzelnen Schichtglieder entworfen. Obwohl einzelne Untersuchungsergebnisse keine genauen Aussagen zulassen, ergibt die Zusammenschau all dieser Ergebnisse ein ziemlich deutliches Bild des Ablagerungsraumes der einzelnen Schichtglieder. Die Unterteilung der faziiellen Kriterien in drei Haupt- und mehrere Untergruppen erfolgte nach S. P. ELLISON (1955, S. 867) und wurde den Verhältnissen im vorliegenden Sedimentationsraum angepaßt.

Zusammenfassung aller auftretenden physikalischen, chemischen und biologischen Faziesindikatoren.

Physikalische Faziesindikatoren

G e o g r a p h i s c h e L a g e: Die Sedimente des Oberpaleozäns bis basalen Oligozäns wurden am südöstlichen Kontinentalrand der Böhmisches Masse in einem Aulacogen gebildet. Der Ablagerungsraum der Sedimente des Oberpaleozän bis basalen Oligozän der Waschbergzone war auf den Kontinentalrand des Aulacogen beschränkt und stand in keinem direkten Zusammenhang mit den Ablagerungsräumen des Helvetikums, die ja geosynklinale Randtröge darstellten.

In der Beschreibung der einzelnen Schichtglieder wird unterschieden, ob sie am Innenschelf, am Außenschelf oder am Übergang Schelf-Kontinentalhang gebildet worden sind.

Z u s a m m e n s e t z u n g d e s F e s t l a n d e s: In die vorliegenden Sedimente wurden gelegentlich Kristallgesteinsbruchstücke eingestreut. Sie stammten von Kristallgebieten, die von mesozoischen Sedimenten entblößt waren. Durch den Fund von oberkretazischen Mergelstücken und Mikrofaunen sowie insbesondere durch umgelagerte Nannofloren konnte die Existenz von Oberkreidensedimenten, hauptsächlich aus Campan und Maastricht, im Küstenbereich nachgewiesen werden.

E n t f e r n u n g v o n d e r K ü s t e: Die Nähe des jeweiligen Ablagerungsraumes zur Küste kann durch seine Lage am Innenschelf, Außenschelf oder am oberen Schelfabhang, abgeschätzt werden. Deutliche Beeinflussung des Sedimentationsraumes durch Quarzschüttung, das Auftreten von Eisen aus Verwitterungsresiduen sowie von Pflanzenhäcksel, werden ergänzend dazu berücksichtigt. Das Vorkommen bestimmter Nannoplanktonformen läßt ebenfalls Aussagen über Küstennähe und Küstenferne eines bestimmten Ablagerungsraumes zu.

S u b s t r a t b e s c h a f f e n h e i t: Die Besiedlung durch Organismen und die Art der Lithifizierung des Sedimentes ist auf unterschiedlichen Karbonatschlamm- und Karbonatsandböden verschieden ausgebildet (F. H. FABRICIUS, 1966). Die untersuchten Schichtfolgen enthalten Sedimente, die teils auf Weich-, teils auf Hartböden gebildet wurden. Die detaillierte Beschreibung der einzelnen Bodentypen erfolgt bei der zusammenfassenden Beschreibung der einzelnen Schichtglieder.

W a s s e r b e w e g u n g u n d K o r n s o r t i e r u n g: Nicht ausgewaschene Biomikrite zeigen im Normalfall ein niedrigerenergetisches Ablagerungsmilieu an. Die Komponenten sind nicht gerundet (Stadium 1, R. L. FOLK, 1962). Zunehmende Wasserbewegung bedingt zunehmende Ausschwemmung der feinkörnigen Matrix (Stadium 2).

Steigt die Intensität der Wasserbewegung weiter an, wird das gesamte feinkörnige Material ausgewaschen, die Komponenten sind noch nicht sortiert (Stadium 3). Noch stärkere Wasserbewegung führt zu gut sortierten Sedimenten mit mäßig bis gut gerundeten Komponenten (Stadium 4).

Insbesondere in der Brecherzone kann sehr große Wellenenergie eine weiter zunehmende Rundung der Komponenten bewirken. Sporadisch auftretende extreme Wasserbewegung kann zu „tex-

tureller Inversion“ führen. Die Komponenten werden teilweise zerbrochen, sind teils gut gerundet und zeigen teils frische Bruchflächen.

Bei gleichzeitiger Anwesenheit von harten und weichen Komponenten können kleine weichere Komponenten zerrieben werden und als grober Mikrit im Strömungsschatten großer Komponenten stellenweise erhalten bleiben.

Die untersuchten Schichten werden bezüglich der herrschenden Wasserenergie während ihrer Bildung nach R. L. FOLK (1962), W. J. PLUMLEY et al. (1962) und E. FLÜGEL (1978) eingestuft.

FOLK teilt die Sedimente nach Auswaschung der Grundmasse sowie nach Rundung und Sortierung der Komponenten, PLUMLEY nach Texturtypen und Rückstandsmengen, FLÜGEL nach Art und Menge der Komponenten und der Matrix ein.

W a s s e r t i e f e: Folgende Kriterien werden für die Beurteilung der Wassertiefe herangezogen: paläontologische bzw. ökologische Daten wie z. B. Vergleich der Tiefenverbreitung rezenter und fossiler Organismen, Auswertung von Lebensformtypen und Faunenvergesellschaftungen.

Sedimentologische und physikalische Daten wie z. B. Tiefgang der Wellentätigkeit, Durchlichtung des Wasserkörpers, Karbonatlösung, u. a.

E. FLÜGEL (1978, S. 371) faßt alle diese Merkmale zusammen und teilt den marinen Ablagerungsraum in verschiedene Tiefenstockwerke ein. A. LIEBAU (1976) entwarf eine hauptsächlich auf Mikrofossilien aufgebaute Flachmeersonierung.

Ergänzend dazu werden Tiefenangaben auf Grund des prozentuellen Verhältnisses der Zahl der benthonischen zu der planktonischen Mikrofauna gemacht (T. F. GRIMSDALE & F. v. MOR-KHOVEN, 1955, S. 473). Diese Untersuchungsergebnisse charakterisieren den Bereich der Ablagerungstiefe relativ genau. Mit Hilfe dieser Daten exakte Meterangaben zu geben wäre jedoch unzulässig.

T e m p e r a t u r: Bei der Rekonstruktion des Paläoklimas ist hauptsächlich die Auswertung des paläontologischen Materials von Bedeutung. Der Vergleich der Temperaturabhängigkeit rezenter Organismen zu fossilen Organismen unter Berücksichtigung naher taxonomischer Beziehungen, das Dickenwachstum kalkschaliger Organismen, Unterschiede in der Diversität bzw. Artenzahl sowie andere Kriterien geben Hinweise auf das Paläoklima. Auch einige Nannoplanktonformen weisen eine weitgehende Temperaturabhängigkeit auf (E. MARTINI, 1971; C. MÜLLER, 1979).

A. LEES & A. T. BULLER (1972, S. 67 ff.) untersuchten zahlreiche Faunenvergesellschaftungen aus rezenten Schelfgebieten und fanden zwei unterschiedliche wassertemperaturabhängige Faunenassoziationen. Die Chlorozoan-Assoziation tritt in warmen tropisch-subtropischen Gewässern auf, die Foramol-Assoziation in temperiertem Wasser äquatorferner Breiten.

H i n w e i s e a u f Z u s t a n d s w e c h s e l w ä h r e n d d e r S e d i m e n t a t i o n: E. FLÜGEL (1978, S. 377) gibt einen Überblick über die Möglichkeiten, an Hand der Wechsel der mikrofazialen Merkmale eine Änderung der Sedimentationsbedingungen zu erkennen. Neben raschen Übergängen von "mudsupport" zu "grainsupport" und dem Auftreten bisher noch nicht beobachteter Komponenten, sind vor allem auffallende Änderungen in der Diversität der Organismen und das Auftreten von Biogenen, die neue ökologische Kleinbereiche anzeigen, von Bedeutung. Auch die Änderung der Festigkeit und der Farbe des Gesteins lassen auf Sedimentationsänderungen schließen.

Chemische Faziesindikatoren

S a l i n i t ä t: Die Salinität des Ablagerungsmilieus kann auf Grund der auftretenden Biogene relativ gut bestimmt werden. H. HILTERMANN (1966, 463 ff.), R. JORDAN (1971, 231 ff.) und E. FLÜGEL (1978, S. 375) geben einige Kriterien an, nach denen eine Erkennung unterschiedlicher Salinitätsverhältnisse möglich ist. Neben dem Vergleich der Salinitätsabhängigkeit rezenter Organismen mit fossilen Organismen, ist die Auswertung der in verschiedenen Salinitätsbereichen unterschiedlicher Arten- und Gattungszahl von Bedeutung. Die Unterscheidung von poly- oder monomiktischen Assoziationen, sowie von Wuchsformen und Lebensformtypen sind ebenfalls für die Beurteilung des Salinitätsgehaltes wesentlich. Das Vorkommen bestimmter Nannoplanktonfossilien ist für gewisse Salinitätswerte charakteristisch.

H y d r o g e n - I o n K o n z e n t r a t i o n (pH-Wert): Der pH-Wert des Bildungsmilieus der vorliegenden Schichten wird durch die Untersuchung der Art, der Ausbildung und der Häufigkeit der verschiedenen chemischen Ausfällungen und Mineralneubildungen ermittelt. Karbonatausfällung und Bildung von Glaukonit, Limonit und Hämatit, Pyrit, Phosphorit und Gips ist unter anderem auch auf verschiedene pH-Werte des Sedimentationsmilieus zurückzuführen. Kurzzitate:

(W. C. KRUMBEIN & R. M. GARRELS, 1952; P. C. CLOUD, 1955; J. F. BURST 1958; C. G. KENDALL & P. A. SKIPWITH, 1968, 1969; C. V. WOOD & M. J. WOLFE, 1969; L. L. SLOSS, 1969; P. GIRESE & G. S. ODIN 1973; E. KOHLER 1977).

Redoxpotential (Eh-Wert): Der Eh-Wert ist eine Funktion des Sauerstoffgehaltes des Meerwassers (W. C. KRUMBEIN & R. M. GARRELS, 1952; P. C. CLOUD, 1955; J. F. BURST, 1958; E. KOHLER 1977). Positive Eh-Werte zeigen oxidierendes, negative Eh-Werte reduzierendes Milieu an. Verschiedene Mineralneubildungen und chemische Ausfällungen werden unter verschiedenen Eh-Werten gebildet.

Kolloide: An der Bildung von Glaukonit sind gelförmige Metallhydroxide und Kieselsäurekolloide entscheidend beteiligt (KOHLER 1977). Der Ausfällung von Limonit gehen Reaktionen kolloidartiger Eisenhydroxide voraus (W. C. KRUMBEIN & R. M. GARRELS, 1952; H. SCHWEIGART 1965).

Anderer chemische Faktoren: Das Auftreten von Phosphorit, Pyrit und teilweise auch Glaukonit läßt auf die Anwesenheit von organischer Substanz sowie deren Konservierung über längere Zeit hinweg schließen (W. C. KRUMBEIN & R. M. GARRELS, 1952; E. KOHLER, 1977). Chemische Umwandlungen nach der Gesteinsverfestigung, wie z. B. lokale Auflösung von Karbonat und nachfolgende Ausfällung von Limonit, werden ebenfalls in diesem Kapitel beschrieben.

Biologische Faziesindikatoren

Art, Anzahl und Größe der Organismen: Der Ablagerungsraum der Sedimente wird durch die Art, die Anzahl und die Ausbildung der Biogene nicht nur charakterisiert, sondern gelegentlich auch beeinflußt. Die ökologischen Faktoren, die durch das Auftreten der einzelnen Biogruppen angezeigt werden, werden bei der Beschreibung der einzelnen Schichtglieder genannt.

Faunenvergesellschaftung: Für verschiedene Ablagerungsräume ist die jeweilige Faunenvergesellschaftung meist charakteristisch. Auch wenn einzelne Biogruppen keine genaueren ökologischen Aussagen erlauben, kann die Assoziation verschiedener Biogruppen den Ablagerungsraum ausreichend charakterisieren. Diese Tatsache bildet ein wesentliches Kriterium für die Einteilung und Abgrenzung der Mikrofaziestypen der eozänen Festgesteine.

Wuchsformen und organogene Bauten: Die Wuchsformen einiger Biogruppen können die Ökologie des Sedimentationsraumes, sowie die Ausbildung des Sedimentes beeinflussen.

Stromatolithen binden das Sediment auch in Bereichen mit mäßiger Wasserenergie, sodaß Seichtwassermikrite entstehen.

Corallinaceen bilden an verschiedenen Stellen des Schelfs in verschiedenen stratigraphischen Niveaus der untersuchten Schichtfolgen selbständige Bauten. Diese Bildungen erreichen als Bänke zwar nur geringe Mächtigkeit, sie können jedoch wegen ihrer großen Horizontalerstreckung die Rolle von Riffbildnern übernehmen. Sie ziehen „Mitbewohner“ wie Bryozoen, Serpeln und sessile Foraminiferen an, die sich am Aufbau der riffartigen Strukturen beteiligen. Die Bänke und Knollenriffe sind zwar in zentrale Riffareale mit Riffbildnern in Lebensstellung und ausgedehnte Riffschuttareale gegliedert, doch sind keine deutlich voneinander getrennte Ablagerungsräume wie in der Umgebung der großen Korallenriffe zu unterscheiden. Weit stärker noch als die Corallinaceenknollenriffe beeinflussen die Korallenriffe des Eozäns die Ökologie. Die auf kristallinem Untergrund aufsitzenden Korallenriffe bilden wellenresistente Bauten und sind in Zentral- und Vorriffbereiche getrennt. Die kristalline Aufragung des Untergrundes ist als Inselkette ausgebildet, sodaß es infolge ähnlicher Wassertiefen beiderseits der Riffe und ständigen Wasseraustausches, nicht zu einer Ausbildung typischer Hinterriffsedimente kommt. Nur vereinzelt treten kleine Ruhigwasserareale innerhalb des Riffkörpers auf.

Zerstörende Organismen: J. P. SWINCHATT (1965, S. 81), H. ZANKL (1969), P. V. GLYNN (1972, S. 483) untersuchten die Zerstörung wellenresistenter Bauten durch Organismen. Fische lösen große Brocken aus dem Riff heraus, Mollusken, Schwämme und Serpel bohren die Bauten an. Die weitere Zerstörung wird meist von Algen, in untergeordnetem Maß auch von Holothurien und Bakterien übernommen. J. P. SWINCHATT (1969, S. 1391) schließt von der Intensität der Algenbohrfähigkeit an Biogenresten auf die Ablagerungstiefe des Sedimentes.

5.1. Die Mergel der Zone NP 10

Physikalische Faziesindikatoren

Die vorliegenden Schichten wurden im Außenschelf- und obersten Schelfrandbereich der Böhmisches Masse im mittleren Abschnitt des Sedimentationsraumes der Waschbergzone abgelagert.

Die Hinweise auf die Zusammensetzung des Festlandes sind gering. Die vereinzelt eingestreuten Granate und manchmal auftretende Glimmer lassen auf zumindest lokal freiliegendes kristallines Festland schließen. Die in geringer Menge umgelagerten Glaukonite und oberkretazischen Nannoplanktonformen stammen von weichen, glaukonitreichen Campan- und Maastrichtsedimenten, die bereits zur Zeit des Oberpaleozäns die Küste teilweise bedeckt haben müssen.

Nahe der Küste muß ein, zumindest lokal ausgebildeter Ablagerungsraum vorhanden gewesen sein, der dem Bildungsbereich der Haidhofschichten weitgehend gegliedert haben muß. Von diesem Sedimentationsraum wurden vereinzelt Trümmererze und Brauneisenerzooide in die vorliegenden Mergel eingestreut. Zwischen diesem küstennahen Ablagerungsraum und dem Sedimentationsraum der vorliegenden Mergel gab es einen Bereich, der durch eine Foramol-Assoziation gekennzeichnet war, wie die in die Mergel eingestreuten Biogene zeigen.

Das Substrat besteht überwiegend aus tonig-mergeligem Schlamm. Lagenweise herrscht mergeliger und kalkig-mergeliger Schlamm vor: „Instabiler Schlamm Boden“ nach F. H. FABRICIUS (1966).

Ruhige ungestörte Sedimentation erfolgte in Bereichen, die unterhalb der Wellenbasis und der Zone größerer Wasserumschichtung liegen. Die wenigen kalkig-mergeligen Lagen enthalten oft zerbrochene und abgerollte Discocyclinen und Nummuliten, die aus höherenergetischen Bereichen in die vorliegenden Mergel eingestreut wurden.

Die meist reich entwickelte Nannoflora spricht für Ablagerungstiefen bis 200 m, selten auch darunter. Das Verhältnis der Anzahl der benthonischen zu den planktonischen Foraminiferen weist auf eine Ablagerungstiefe von 95–200 m, selten auch bis 250 m, hin. Die meist häufig auftretenden authigenen grünen Glaukonitaggregate bilden sich in Wassertiefen zwischen 120 und 300 m. Im Gesamten gesehen wurden die basaleozänen Sedimente in etwas geringerer Wassertiefe als die oberpaläozänen Tonmergel und Mergel abgelagert, was man auch an dem erhöhten Mergel- und gelegentlich Kalkgehalt der vorliegenden Schichten erkennen kann.

Die Nannoflora läßt auf mäßige Wassertemperaturen schließen. Die in einzelne Lagen eingeschütteten Biogenreste stammen aus einer küstennäher gebildeten Foramol-Assoziation, die in temperiertem Wasser äquatorferner Breiten gebildet wurde.

Da starke Glaukonitbildung besonders in Gebieten mit geringer oder fast keiner Sedimentationsrate auftritt, kann für die vorliegenden Schichten zumindest zeitweise Mangelsedimentation angenommen werden. Vereinzelt werden lagenweise Fossilbruchstücke eines küstennäheren Ablagerungsbereichs eingeschüttet.

Chemische Faziesindikatoren

Die Mikrofauna und Nannoflora sowie die auftretenden Biogene sprechen für vollmarine Salinität.

Die häufige Glaukonitbildung läßt auf schwach alkalisches Milieu mit pH-Werten zwischen 7 und 7,8 schließen.

Ebenso läßt die häufige Glaukonitbildung auf vorherrschend schwach reduzierende Bedingungen bei Eh-Werten zwischen 0 und -0,2 schließen.

gungen bei Eh-Werten zwischen 0 und -0,2 schließen.

Kolloidartige Metallhydroxide und gelartige amorphe Kieselsäure sind an der Glaukonitbildung entscheidend beteiligt.

Biologische Faziesindikatoren

Die ärmliche Fauna mit Fischen, Echinoiden und vereinzelt auftretenden Foraminiferen, Bivalven und Ostracoden lassen auf ein tiefer gelegenes vollmarines Ablagerungsgebiet schließen.

5.2. Die Tonmergel und Mergel der Zone NP 12

Physikalische Faziesindikatoren

Die vorliegenden Schichten wurden am Außenschelf und oberen Schelfhang der Böhmisches Masse im südlichen und mittleren Abschnitt des Ablagerungsraumes der Waschbergzone abgelagert.

Das Festland dürfte in gleicher Weise, wie zur Zeit des Oberpaleozäns und basalen Eozäns, aus Kristallingestein und auflagernden Oberkreidesedimenten bestanden haben. Der Nachweis oberkretazischer Schichten konnte mangels ungelagerter Nannofloren noch nicht erbracht werden. Die umgelagerten Glaukonite sind zu wenig Beweis. Die in die Schichten vereinzelt eingelagerten Kristallingesteinsbruchstücke können sowohl vom Festland, als auch von einer kristallinen Inselkette stammen, die zur Zeit der Zone NP 12 im Außenschelfbereich existierte. Die Sedimente der Bohrung Thomasl 1 müssen nahe einem dieser Kristallinrücken abgelagert worden sein, da sie lagenweise massenhaft eingestreute kleine Granit- und Glimmerschieferbruchstücke sowie zahlreiche isolierte Glimmer und Granate enthalten.

Wie in der Folge ausgeführt wird, liegen die bisher gefundenen Sedimente der Zone NP 12 näher der kristallinen Inselkette als dem Festland. Die Entfernung des vorliegenden Ablagerungsraumes zum Festland wird in der gleichen Größenordnung wie die Entfernung des basal-eozänen Ablagerungsraumes zur Küste liegen.

Das Substrat besteht im allgemeinen aus tonig-mergeligem Schlamm. Lagenweise ist es mergelig bis kalkig. „Instabiler Schlamm Boden“ nach F. H. FABRICIUS (1966).

Die Ablagerung der Sedimente erfolgte in Bereichen, die unterhalb der Wellenbasis und der Zone größerer Wasserumschichtung lagen. Die vereinzelt eingeschalteten mergelig-kalkigen Lagen enthalten abgerollte Fossilbruchstücke, die aus höher energetischen Bereichen stammen und umgelagert wurden.

Das prozentuelle Verhältnis der Anzahl der planktonischen zu den benthonischen Foraminiferen weist auf einen Ablagerungsbereich zwischen 95 und 230 m Wassertiefe hin. Die reicheren Nannofloren treten in Wassertiefen bis 200 m auf, die ärmlicheren Floren unterhalb dieses Bereiches.

Die Nannoplanktonassoziationen lassen auf mäßig temperierte bis warme Wassertemperaturen schließen. Die in einzelne Lagen eingeschütteten umgelagerten Faunen enthalten sowohl Elemente aus einer Foramol-, als auch aus einer Chlorozoan-Assoziation. Dies spricht ebenfalls für mäßige bis warme Wassertemperaturen.

Gelegentlich auftretende stärkere Glaukonitbildung läßt auf manchmal vorherrschende Mangelsedimentation schließen.

Chemische Faziesindikatoren

Die Mikrofauna und Nannoflora sowie die auftretenden größeren Biogene sprechen für vollmarine Salinität.

Die öfters auftretende Glaukonitbildung sowie die sehr seltene Pyritbildung, lassen auf schwach alkalisches Milieu mit pH-Werten zwischen 7 und 7,8 schließen.

Die Glaukonitbildung läßt auf vorherrschend schwach reduzierende Bedingungen bei Eh-Werten zwischen 0 und $-0,2$ schließen. In Bereichen mit Pyritbildung ist das Milieu bei Eh-Werten zwischen $-0,2$ und $-0,3$ stark reduzierend.

Kolloidartige Metallhydroxide und gelartige amorphe Kieselsäure sind an der Glaukonitbildung entscheidend beteiligt.

Die selten auftretende Pyritbildung wird durch größere Mengen erhaltener organischer Substanz begünstigt.

Biologische Faziesindikatoren

Die ärmliche Fauna mit Fischen, Kleinforaminiferen und vereinzelt auftretenden Mollusken, Ostrakoden und Serpeln sowie Schwämmen lassen auf ein tieferes vollmarines Ablagerungsgebiet schließen. Die vereinzelt eingeschalteten mergelig-kalkigen Zwischenlagen enthalten umgelagerte Fossilbruchstücke höher gelegener Sedimentationsbereiche. Neben abgerollten, selten auch limonitisierten Discocyclinen- und Nummulitenbruchstücken, werden auch Fragmente von Stockkorallen gefunden. Der Beginn der Waschbergkalk-Riffbildung kann deshalb zur Zeit der Zone NP 12 angenommen werden. Die Sedimente der Zone NP 12 wurden daher zumindest teilweise näher der kristallinen Inselkette mit den Korallenriffen, als dem Festland der Böhmisches Masse abgelagert.

5.3. Der Waschbergkalk

Physikalische Faziesindikatoren

Der Waschbergkalk wurde auf und im Umkreis einer kristallinen Inselkette gebildet, die im Schelfrandbereich der Böhmisches Masse auftrug und die im südlichen, sowie im anschließenden Teil des mittleren Abschnitts des Ablagerungsraumes der Waschbergzone auftrat.

Es konnten keine Einflüsse des Festlands der Böhmisches Masse auf den vorliegenden Ablagerungsraum festgestellt werden.

Die Gesteine des MF-Typs Wa 1 sind nahe dem kristallinen Rücken gebildet worden, vereinzelt sogar unmittelbar unterhalb des Brandungsbereiches (siehe Abb. 3, S. 148). Die Sedimente der anderen Mikrofaziestypen sind in verschiedener Entfernung von der Inselkette gebildet worden. Die relative Entfernung von der kristallinen Insel und dem Riff wird aus der Abnahme der Größe und der Anzahl der Kristallingesteinsbruchstücke und Quarze, der gesamten Biogenmenge, sowie aus der Änderung der Faunenassoziationen ermittelt. Die Lage der einzelnen Mikrofaziesbereiche zueinander und zum Riff wird in Abb. 3 dargestellt.

Das Substrat von Wa 1 ist ein biogener Hartboden. Das Substrat von Wa 2 und Wa 3 ist teils als biogener Hartboden, wenn Corallinaceen den Sandboden inkrustieren, häufiger jedoch als instabiler Sandboden ausgebildet. Das Substrat von Wa 4 ist ein instabiler Sandboden. Das Substrat von Wa 5 ist teils als instabiler Sandboden, hauptsächlich jedoch als stabiler Schlamm Boden, durch Melobesoideen befestigt, ausgebildet.

Auf Grund der Art der Grundmasse, der prozentuellen Verteilung von Mikrit und Sparit, sowie der Sortierung und Rundung der Komponenten kann auf die herrschende Wasserenergie während der Bildung der Sedimente geschlossen werden.

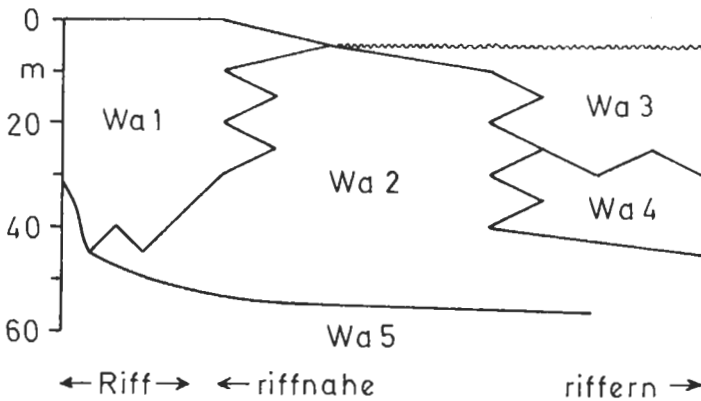


Abb. 3: Modell für die Sedimentationsbereiche des Waschbergkalkes. Sämtliche ökologischen und sedimentologischen Hinweise auf die Ablagerungsbedingungen der einzelnen MF-Typen wurden berücksichtigt.

- Wa 1: Energieindex nach PLUMLEY: IV_3 und V_3 , FOLK: Stadium 3, 4 und 5 (selten auch textuelle Inversion), FLÜGEL: Wasserenergiebereich B + C: mäßige bis sehr starke Wasserbewegung.
- Wa 2: Energieindex nach PLUMLEY: IV_3 und V_1 , FOLK: Stadium 3 und 4, FLÜGEL: Wasserenergiebereich B + C: mäßige bis starke Wasserbewegung.
- Wa 3: Energieindex nach PLUMLEY: IV_3 und V_1 , FOLK: Stadium 4, FLÜGEL: Wasserenergiebereich C: konstante, starke Wasserbewegung.
- Wa 4: Energieindex nach PLUMLEY: IV_2 und IV_3 , FOLK: Stadium 3 und 4, FLÜGEL: Wasserenergiebereich C: mäßige bis starke Wasserbewegung.
- Wa 5: Energieindex nach PLUMLEY: II_2 , FOLK: Stadium 1–2, FLÜGEL: Wasserenergiebereich B: schwache bis fehlende Wasserbewegung.

Die wesentlichen Kriterien für die Beurteilung der Ablagerungstiefen der verschiedenen Mikrofaziesbereiche sind das autochthone Wachstum einzelner Biogruppen, wie z. B. Korallen und die Faunenassoziationen, die meist charakteristisch für bestimmte Wassertiefen sind. Auch die Menge und Art der terrigenen Komponenten, sowie die Intensität der Wasserbewegung, die mit zunehmender Tiefe abnimmt, sind für die Beurteilung der Wassertiefe wichtig. Die ermittelte relative Wassertiefe der Bildungsgebiete der einzelnen Mikrofaziestypen ist aus Abb. 3 ersichtlich.

Die im Waschbergkalk vorkommende Assoziation von hermatypischen Korallen, Grünalgen und anderen charakteristischen Komponenten spricht für die Zuordnung der vorliegenden Fauna zur Chlorozoan-Assoziation, die im warmen Wasser subtropischer und tropischer Breiten auftritt. Die Wassertemperatur in den einzelnen Mikrofaziesbereichen des Waschbergkalkes ist, der jeweiligen Ablagerungstiefe entsprechend, etwas unterschiedlich. Die Nannoplankton-Assoziationen sprechen ebenfalls für warme Wassertemperaturen.

Im Verlauf der Sedimentation der Schichtabfolge treten oftmals mikrofazielle und sedimentologische Änderungen auf.

Dies wird hauptsächlich durch Meeresspiegelschwankungen, in geringem Maß auch durch unregelmäßige Absenkung des Untergrundes erklärt.

Das stratigraphisch jüngste bekannte Korallenriff in der Waschbergzone, das noch

zur Zeit der Zone NP 15 existierte, ist heute im Südteil des Praunsberger Höhenzugs aufgeschlossen. Die Nannoplanktonassoziationen im Riffkalk und in den altersgleichen Tonmergeln und Mergeln lassen darauf schließen, daß die Wassertemperatur und das Klima zur Zeit der Zone NP 15 noch warm und subtropisch war, danach aber kühler wurde. Das bedeutet, daß die notwendigen Lebensbedingungen für die Existenz der hermatypischen Korallen im Ablagerungsbereich der Waschbergzone bis zu Zeit der Zone NP 15 gegeben waren. Danach konnten hermatypische Korallen nicht mehr existieren und die Riffe stellten ihr Wachstum ein.

Chemische Faziesindikatoren

Die Faunenassoziationen und die Nannoflora sprechen für vollmarine Salinität in allen Ablagerungsbereichen des Waschbergkalks.

Der offenermarine Ablagerungsraum mit seiner reich entwickelten Flora und Fauna läßt auf alkalisches Milieu mit pH-Werten zwischen 7,5 und 8,4 sowie auf oxidierendes Milieu mit Eh-Werten zwischen +0,1 bis +0,3 schließen.

Biologische Fazieskriterien

Die Art und Häufigkeit der einzelnen Biogruppen ist in den fünf Mikrofaziesbereichen des Waschbergkalks verschieden. Der Biogehalt der einzelnen Mikrofaziestypen wird zu ihrer Typisierung herangezogen.

Die Mikrofaziestypen entsprechen folgenden Ablagerungsbereichen (siehe Abb. 3, S. 148):

- Wa 1: Riffkern
- Wa 2: Vorriffbereich, Riffschuttbereich
- Wa 3: Riff-Barrenfläche
- Wa 4: tiefer liegende rifferne Barrenfläche
- Wa 5: Übergang Riffschuttbereich-Außenschelfbereich, Ruhigwasserzone innerhalb des Riffbereichs

Typische Lagunen- und Hinterriffbereiche sind im Ablagerungsraum des Waschbergkalks nicht ausgebildet. Daraus wurde geschlossen, daß die Korallenriffe auf einer Kristallinschwelle aufsitzen, die an der Wasseroberfläche als Inselkette ausgebildet, und allseitig von Riffschuttarealen umgeben ist.

Die Faunenvergesellschaftungen der einzelnen Mikrofaziestypen werden zu ihrer Typisierung herangezogen. Die Faunenassoziationen von Wa 1 und Wa 2 können darüber hinaus der Chlorozoan-Assoziation des warmen subtropischen Klimas zugeordnet werden.

Die Korallenriffe bauen die beschriebenen Riffstrukturen auf und bieten vielen anderen sessilen Organismen die nötigen harten Aufwuchsflächen. Die wellenresistenten Riffbauten beeinflussen die Ökologie und Sedimentologie der umliegenden Ablagerungsräume. Komponenten aus diesem Bereich werden in die umliegenden Gebiete mit tonig-mergeliger Sedimentation im Außenschelf- und oberen Schelfrandbereich eingeschüttet.

5.4. Die Mergel und Tonmergel der Zonen NP 13 und NP 14

Physikalische Faziesindikatoren

Die vorliegenden Sedimente wurden im Außenschelf und oberen Schelfrandbereich der Böhmisches Masse im Südteil des Ablagerungsraumes der Waschbergzone in der

Nähe der Korallenriffe gebildet.

Die Komponenten, die in die Mergel und Tonmergel eingestreut wurden, stammen von der Inselkette, die im Außenschelfbereich lag. Sie setzte sich aus verschiedenen Kristallingesteinen zusammen, die teilweise der Erosion zugänglich waren und in die vorliegenden Schichten in Form von zahlreichen Kristallingesteinsbruchstücken, Quarzen und Glimmern eingestreut sind. Hinweise auf auflagernde, z. B. oberkretazische, Sedimentgesteine gibt es nicht. Die Korallenriffe sitzen offensichtlich direkt auf den kristallinen Rücken auf. Hinweise auf Umlagerungen vom Festland der Böhmisches Masse mit seinen auflagernden Sedimentgesteinen gibt es nicht.

Wie die zahlreichen Einstreuungen aus dem Riffbereich zeigen, werden die vorliegenden Sedimente in der Umgebung der kristallinen Inselkette mit Korallenriffen abgelagert. Die Nannofloren enthalten zahlreiche Formen, die hauptsächlich in küstennäheren Bereichen auftreten. Hinweise auf die Entfernung des vorliegenden Ablagerungsraums zum Festland der Böhmisches Masse ergaben sich nicht.

Das Substrat besteht aus mergelig-tonigem Schlamm. Vereinzelt ist eine kalkig-mergelige Zwischenlage eingeschaltet: „Instabiler Schlamm Boden“ nach F. H. FABRICIUS (1966).

Es erfolgte ruhige ungestörte Sedimentation in Bereichen, die unterhalb der Wellenbasis und der Zone größerer Wasserumschichtungen lagen. Die umgelagerten Faunen stammen aus höherenergetischen riffnäheren Ablagerungsbereichen.

Die reiche Nannoplanktonflora spricht für Ablagerungstiefen zwischen 80 und 200 m. Das prozentuelle Verhältnis der Anzahl der planktonischen zu den benthonischen Foraminiferen weist auf Sedimentationsbereiche zwischen 90 und 200 m Wassertiefe hin.

Die Assoziation der Nannoplanktonfloren mit zahlreichen Discoasteriden und anderen wärmeliebenden Formen läßt auf warme Wassertemperaturen schließen. Die in nahe gelegenen Korallenriffen lebenden Riffbewohner bevorzugen sehr warmes Wasser. Die Wassertemperatur im Sedimentationsbereich der Mergel und Tonmergel ist zwar kühler als im Riffbereich, aber immer noch relativ warm.

Zustandswechsel während der Sedimentation konnten nicht festgestellt werden.

Chemische Faziesindikatoren

Die reiche Nannoflora, sowie die Biogene lassen auf vollmarine Salinität schließen.

Die selten auftretende Glaukonitbildung, sowie die vorkommende Fauna lassen auf alkalisches Milieu mit pH-Werten von 7–8 schließen.

Die selten auftretende Glaukonitbildung spricht für gelegentlich schwach reduzierende Bedingungen bei Eh-Werten zwischen 0 und $-0,2$. Wie die in den Schichten erhaltenen Faunen zeigen, ist das Ablagerungsmilieu jedoch meist oxidierend. Die Eh-Werte schwanken zwischen 0 und $+0,3$.

Die für die Glaukonitbildung wesentlichen gelartigen Metallhydroxide sowie die amorphe Kieselsäure sind im Ablagerungsraum der vorliegenden Schichten sehr selten.

Biologische Faziesindikatoren

Die autochthone Fauna besteht aus Mollusken, Echinoiden und Kleinforaminiferen, sowie Ostracoden. Diese Faunenassoziation entspricht einem vollmarinen Ablagerungsraum größerer Wassertiefe. Die häufig in die vorliegenden Schichten eingestreuete umgelagerte Fauna, bestehend aus Discocyclinen-, Nummuliten-, Serpel- und Korallenbruchstücken, stammt aus den nahe gelegenen Korallenriffen.

5.5. Die Haidhofschichten

Physikalische Faziesindikatoren

Die vorliegenden Schichten wurden im Innenschelf- und angrenzenden Außenschelfbereich der Böhmisches Masse im mittleren und angrenzenden südlichen Teil des Ablagerungsraumes der Waschbergzone gebildet.

Aus vereinzelt eingestreuten winzigen Kristallingesteinsbruchstücken, sowie polykristallinen Quarzen, die auf Kristallingesteine zurückgeführt werden können, wird geschlossen, daß sich das Küstengebiet zumindest teilweise aus frei liegenden Kristallinaren zusammensetzte. Die umgelagerten Nannofloren lassen erkennen, daß im Küstengebiet auch Sedimente der Oberkreide und des Oberpaleozäns, in geringem Maß auch des Untereozäns der Erosion zugänglich waren.

Die relative Entfernung der einzelnen Mikrofaziesbereiche von der Küste wird durch die Häufigkeitsmessungen der eingeschütteten Quarze, Trümmererze und Brauneisenerzooide ermittelt. Im küstennahen Ablagerungsbereich muß es eine wenige Meter tiefe Barrenfläche gegeben haben, auf der Brauneisenerzooide entstanden sind. Trümmererze bildeten sich in diesem Seichtwassergebiet häufig. Darüber hinaus traten lagenweise starke Quarzschüttungen auf. Sedimente dieses küstennahen Ablagerungsbereichs wurden in den Haidhofschichten nur in umgelagerter Form als Lithoklasten, nicht jedoch als Schichtglied in den auftretenden Schichtabfolgen gefunden. Gegen das offene Meer zu schließen sich dann die weiteren Mikrofaziesbereiche der Haidhofschichten an. Die Lage der MF-Typen zur Küste und zueinander ist aus Abb. 4 ersichtlich.

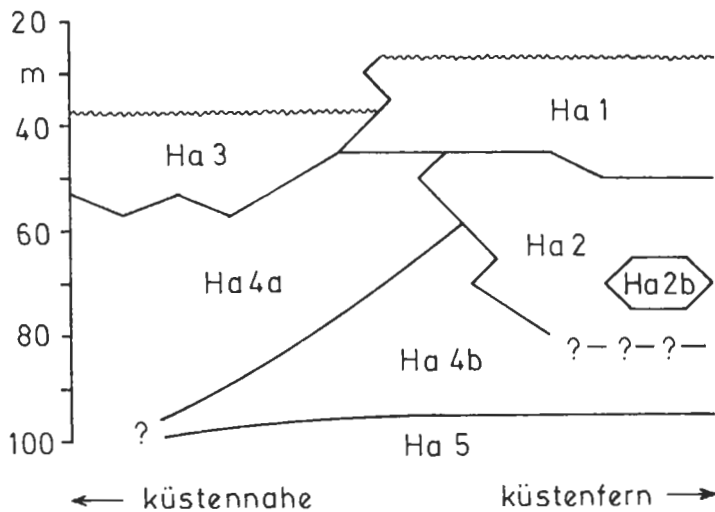


Abb. 4: Modell für die Sedimentationsbereiche der Haidhofschichten.

(nach F. H. FABRICIUS 1966)

Das Substrat der Mikrofaziesbereiche von Ha 1 und Ha 3 ist als instabiler Sandboden ausgebildet, der nur selten durch inkrustierende Melobesoideen etwas stabilisiert wird. Die Mikrofaziesbereiche Ha 2 a und Ha 2 b besitzen stabile Schlammböden als Substrat, das durch Rhodolithen und einzelne Melobesoideenlagen in Ha 2 a und stämmchenförmige verzweigte Bryozoen in Ha 2 b stabilisiert wird. Der Mikrofaziesbereich Ha 4 a besitzt teils einen stabilen Schlammboden, der durch Einzelkorallen und Brachiopoden etwas befestigt wird, meist jedoch einen instabilen Schlammboden. Das Substrat der Mikrofaziesbereiche Ha 4 b und Ha 5 ist ein instabiler Schlammboden.

Auf Grund der Art der Grundmasse, der prozentuellen Verteilung von Mikrit und Sparit, und der Sortierung und Rundung der Komponenten, kann auf die herrschende Wasserenergie zur Zeit der Bildung der Sedimente geschlossen werden.

- Ha 1: Energieindex nach PLUMLEY IV₃, FOLK: Stadium 4, FLÜGEL: Wasserenergiebereich C: konstant starke Wasserbewegung
 Ha 2 a: + Ha 2 b: Energieindex nach PLUMLEY I₃, FOLK: Stadium 1, FLÜGEL: Wasserenergiebereich A: keine Wasserbewegung
 Ha 3: Energieindex nach PLUMLEY II₃, FOLK: Stadium 2, FLÜGEL: Wasserenergiebereich B: keine bis mäßige Wasserbewegung
 Ha 4 a: Energieindex nach PLUMLEY I₃ + II₃, FOLK: Stadium 1 (1–2), FLÜGEL: Wasserenergiebereich B (–A): keine bis schwache Wasserbewegung
 Ha 4 b: Energieindex nach PLUMLEY I₃ + II₃, FOLK: Stadium 1, FLÜGEL: Wasserenergiebereich A–B; keine bis schwache Wasserbewegung
 Ha 5: Energieindex nach PLUMLEY I₃, FOLK: Stadium 1, FLÜGEL: Wasserenergiebereich A–B; keine Wasserbewegung

Die wesentlichen Kriterien für die Beurteilung der Ablagerungstiefe der verschiedenen Mikrofaziesbereiche sind das autochthone Vorkommen von Rhodolithen und die Faunenassoziationen, die teilweise für bestimmte Wassertiefen charakteristisch sind. Auch die Menge an Trümmererzen, Brauneisenerzoiden und Quarzen, sowie die Intensität der Wasserbewegung, die mit zunehmender Tiefe abnimmt, sind für die Beurteilung der Wassertiefe wichtig. Zusätzlich dazu wurde auch das prozentuelle Verhältnis der Anzahl der planktonischen zu den benthonischen Foraminiferen für die Ermittlung der Ablagerungstiefe herangezogen. Die relative Wassertiefe der Bildungsbereiche der einzelnen Mikrofaziestypen ist aus Abb. 4 ersichtlich.

Die in den Haidhofsichten vorkommende Assoziation von Bryozoen, Corallinaceen, Echinoiden und benthonischen Foraminiferen spricht für eine Einstufung der vorliegenden Fauna in die Foramol-Assoziation, die im temperierten Wasser äquatorferer Breiten auftritt. Die Nannoplanktonfloren lassen ebenfalls auf mäßig temperiertes Wasser schließen.

Im Verlauf der Sedimentation der einzelnen Schichtfolgen treten oftmals sedimentologische und mikrofazielle Änderungen auf. Dies wird hauptsächlich durch Meeresspiegelschwankungen, in geringem Maß auch durch schwache tektonische Hebung und Senkung des Untergrundes erklärt. Sedimente tiefer Ablagerungsbereiche wie z. B. Ha 5 gelangten solcher Art in Zonen größerer Wasserbewegung, wurden aufgearbeitet und in seichteren Ablagerungsräumen wieder eingelagert.

Chemische Faziesindikatoren

Die Faunenassoziationen und die Nannoflora sprechen für vollmarine Salinität in

allen Ablagerungsbereichen der Haidhofschichten.

Der offenermarine Ablagerungsraum mit seiner gut entwickelten Fauna läßt auf alkalisches Milieu mit pH-Werten zwischen 7,5 und 8,4 schließen. Die Ausfällung der in Ha 4 a manchmal primär abgelagerten limonitischen Substanz erfolgte bei pH-Werten zwischen 7 und 7,8.

Der offenermarine Ablagerungsraum mit seiner gut entwickelten Fauna läßt auf oxidierendes Milieu mit Eh-Werten zwischen +0,1 bis +0,3 schließen. Die Ausfällung der in Ha 4 a manchmal primär abgelagerten limonitischen Substanz erfolgte bei Eh-Werten zwischen 0 und +0,2.

Im Wasser gelöstes gelartiges Eisenhydroxid ist die Voraussetzung für die Ausfällung limonitischer Substanz, die in Ha 4 a gelegentlich einen Teil der Grundmasse bildet.

Biologische Faziesindikatoren

Der Biogeninhalt der einzelnen Mikrofaziestypen wird zu ihrer Typisierung herangezogen. Die Mikrofaziestypen entsprechen folgenden Ablagerungsbereichen (siehe Abb. 4).

Ha 1: küstenferne Barrenfläche

Ha 2 a + 2 b: Außenschelfbereich mit selten auftretenden flachen Algenbarren, mittleres Sublitoral, nahe einer küstennahen ooidführenden Barrenfläche

Ha 4 b: Außenschelf, mittleres Sublitoral

Ha 5: Außenschelf, mittleres bis tiefes Sublitoral

Die Faunenvergesellschaftungen der einzelnen MF-Typen werden zu ihrer Typisierung herangezogen. Die Faunenassoziationen der MF-Typen der Haidhofschichten werden der Foramol-Assoziation des temperierten Klimas äquatorferner Breiten zugeordnet (siehe S. 152).

Das Auftreten von Rhodolithen ist für den MF-Typ Ha 2 a typisch. Gelegentlich wachsen mehrere Rhodolithen zu kleinen lokal begrenzten, flachen Algenbarren zusammen, die dann zusätzlich von Brachiopoden, Serpeln und sessilen Foraminiferen besiedelt werden. Solcher Art beeinflussen sie die Ökologie der umliegenden Ablagerungsgebiete entscheidend. Wenn die Algenbarren in das etwas seichtere Ablagerungsgebiet des MF-Types Ha 1 vordringen, werden sie meist völlig erodiert und zu Karbonatsand umgewandelt (siehe Abb. 4).

5.6. Die Mergel und Tonmergel der Nannoplanktonzone NP 15–16

Physikalische Faziesindikatoren

Die vorliegenden Schichten wurden im Außenschelf- und oberen Schelfrandbereich der Böhmisches Masse im südlichen und nördlichen Teil des Ablagerungsraumes der Waschbergzone gebildet.

Auf Grund der kleinen Kristallingesteinsbruchstücke sowie der isoliert vorliegenden Granate, Hornblenden und Glimmer, die in die Schichten eingestreut sind, kann geschlossen werden, daß an der Küste Kristallingesteine frei gelegen haben müssen, die der Erosion zugänglich waren. Hinweise auf oberkretazische Schichten im Küstengebiet konnten nicht gefunden werden.

Die Nannoflora läßt auf Bildungsbereiche am Außenschelf schließen. Zwischen dem Sedimentationsbereich der vorliegenden Schichten und der Küste liegt ein Ablagerungsraum, der eine charakteristische Fauna, Brauneisenerzooide und Trümmererze in die Mergel und Tonmergel eingeschüttet hat. Dieser Ablagerungsraum ist dem Bil-

dungsbereich der altersgleichen Haidhofschichten gleichzusetzen.

Das Substrat besteht aus mergelig-tonigem Schlamm. „Instabiler Schlamm Boden“ nach F. H. FABRICIUS (1966).

Es erfolgte ruhige ungestörte Sedimentation in Bereichen, die unterhalb der Wellenbasis und der Zone größerer Wasserumschichtungen lagen. Die umgelagerten Faunen stammen aus einem küstennäheren höhergenetischen Ablagerungsbereich.

Die teilweise massenhafte Glaukonitbildung in diesen Schichten entsteht zwischen 120 und 300 m Wassertiefe. Das prozentuelle Verhältnis der grünen zu den ockerfarbenen „glauconite pellets“, die in diesem Sediment gebildet wurden, läßt auf Bildungsbereiche unterhalb 110 m Wassertiefe schließen. Das prozentuelle Verhältnis der Anzahl der planktonischen zu den benthonischen Foraminiferen spricht für 100 bis 250 m Ablagerungstiefe. Die sehr reiche Nannoflora läßt auf 80 bis 200 m Wassertiefe schließen.

Die Nannoflora (besonders die zahlreichen Discoasteriden) spricht für relativ warmes Wasser im vorliegenden Ablagerungsbereich.

Die manchmal massenhaft auftretende Glaukonitbildung läßt auf gelegentliche Mangelsedimentation im vorliegenden Ablagerungsbereich schließen.

Chemische Faziesindikatoren

Die reiche Nannoflora und der Biogehalt des Sediments sprechen für vollmarine Salinität.

Die häufige Glaukonitbildung weist auf vorherrschend schwach alkalisches Milieu mit pH-Werten zwischen 7 und 7,8 hin.

Die häufige Glaukonitbildung läßt auf meist leicht reduzierende Bedingungen bei Eh-Werten von 0 bis $-0,2$ schließen.

Kolloidartige Metallhydroxide und gelartige amorphe Kieselsäure sind an der Glaukonitbildung entscheidend beteiligt.

Biologische Faziesindikatoren

Die autochthone Fauna setzt sich aus Echinoiden, Fischen und Kleinforaminiferen zusammen. Gelegentlich treten auch Ostracoden und Bivalven auf. Diese Fauna spricht für einen vollmarinen Ablagerungsraum etwas größerer Wassertiefe. Selten sind abgerollte Discocyclinen-, Nummuliten-, Bryozoen- und Serpelbruchstücke aus küstennäheren höhergenetischen Sedimentationsbereichen eingestreut.

5.7. Die Reingruberserie

Physikalische Faziesindikatoren

Die vorliegenden Schichten wurden im Innenschelf und angrenzenden Außenschelfbereich der Böhmisches Masse im Südteil des Ablagerungsraumes der Waschbergzone gebildet.

Auf Grund eingestreuter winziger Kristallingesteinsbruchstücke und polykristalliner Quarze, die auf Kristallingesteine zurückgeführt werden, wird geschlossen, daß im Küstengebiet zumindest teilweise freiliegende Kristallinareale aufgeschlossen waren. Die biogehaltigen Quarzarenite wurden teils sehr küstennah abgelagert und werden als Abtragungsprodukt eines zerfallenden kristallinen Küstengebietes angesehen. Ein Teil des Küstengebietes war durch glaukonitreiche, sandige Mergel und Tonmergel der Oberkreide bedeckt, wie die massenhaften Umlagerungen des Nannoplanktons und des Glaukonits erkennen lassen. In der Reingruberserie werden gelegentlich einge-

streute Sedimentstücke der Oberkreide gefunden.

Ausgesprochen küstennahe Bildungen sind die Sedimente der oberen Abteilung des MF-Types Re 1 (siehe Abb. 5, S. 155). Häufige Umlagerungen aus dem Küstenbereich, die reichliche Ausfällung von Limonit, die hohe Wasserenergie, die Ausbildung litoraler Makrofaunen, die charakteristische Nannoflora sowie andere Hinweise lassen diesen Schluß zu. Gelegentlich können die Sedimentationsbereiche von Re 1 kurzzeitig trocken fallen, wie die besondere Zementbildung zeigt. Gegen das offene Meer zu schließen dann die anderen Mikrofaziesbereiche an. Die Lage der MF-Typen zur Küste und zueinander ist aus Abb. 5 ersichtlich.

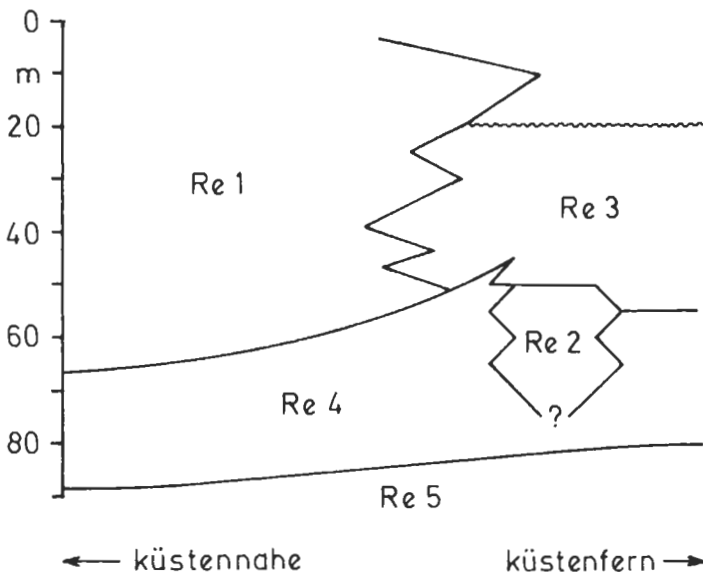


Abb 5: Modell für die Sedimentationsbereiche der Reingruberserie.

Das Substrat der Mikrofaziestypen Re 1 und Re 3 ist ein instabiler Sandboden. Re 2 besitzt einen stabilen Schlamm Boden, der durch Rhodolithen sowie einzelne Melobesoideenlagen befestigt wird. Das Substrat von Re 4 und Re 5 ist ein instabiler Schlamm Boden.

Auf Grund der Art der Grundmasse, der prozentuellen Verteilung von Mikrit und Spatit, der Sortierung und Rundung der Komponenten, kann auf die herrschende Wasserenergie zur Zeit der Bildung der Sedimente geschlossen werden.

Re 1: Energieindex nach PLUMLEY $IV_2 + (V_3)$, FOLK: Stadium 4–5, FLÜGEL: Wasserenergiebereich B–C: starke bis sehr starke Wasserbewegung

- Re 2: Energieindex nach PLUMLEY $I_2 + I_3$, FOLK: Stadium 1, FLÜGEL: Wasserenergiebereich A: keine Wasserbewegung
- Re 3: Energieindex nach PLUMLEY IV_3 , FOLK: Stadium 3–4, FLÜGEL: Wasserenergiebereich B–C; konstante starke Wasserbewegung
- Re 4: Energieindex nach PLUMLEY $II_2 + II_3$, FOLK: Stadium 1–2, FLÜGEL: Wasserbewegung
- Re 5: Energieindex nach PLUMLEY I_3 , FOLK: Stadium 1, FLÜGEL: Wasserenergiebereich A: keine Wasserbewegung

Die wesentlichsten Kriterien für die Beurteilung der Ablagerungstiefen der verschiedenen Mikrofaziesbereiche sind das autochthone Vorkommen von Rhodolithen und die Faunenassoziationen, die teilweise für bestimmte Wassertiefen charakteristisch sind. Auch die Menge der Quarze, Trümmererze und Brauneisenerzooide, sowie die Intensität der Wasserbewegung, die mit zunehmender Tiefe abnimmt, sind für die Beurteilung der Wassertiefe wichtig. Zusätzlich dazu wurde auch das prozentuelle Verhältnis der Anzahl der planktonischen zu den benthonischen Foraminiferen für die Ermittlung der Ablagerungstiefe herangezogen. Die relative Wassertiefe der Bildungsbereiche der einzelnen Mikrofaziestypen ist aus Abb. 5 ersichtlich.

Die in der Reingruberserie vorkommende Assoziation von Bryozoen, Corallinaceen, Echinoiden und benthonischen Foraminiferen spricht für eine Einstufung der Fauna in die Foramol-Assoziation, die im temperierten Wasser äquatorferner Breiten auftritt. Die Nannoplanktonassoziationen lassen ebenfalls auf mäßig temperiertes Wasser schließen.

Im Verlauf der Sedimentation der einzelnen Schichtfolgen treten oftmals sedimentologische und mikrofazielle Änderungen auf. Dies wird hauptsächlich durch Meeresspiegelschwankungen und kaum durch unregelmäßige Absenkung des Untergrundes erklärt. Sedimente tiefer Ablagerungsbereiche wie z. B. Re 5 gelangten solcher Art in Zonen größerer Wasserbewegung, wurden teilweise aufgearbeitet und in seichteren höherenergetischen Ablagerungsräumen wieder eingelagert.

Chemische Faziesindikatoren

Die Faunenassoziationen und die Nannoflora sprechen für vollmarine Salinität in allen Ablagerungsbereichen der Reingruberserie. Das Auftreten der Nannoplanktonform *Braarudosphaera bigelowi* läßt auf gelegentlich schwachen Süßwassereinfluß im Ablagerungsbereich von Re 1 schließen.

Der offenmarine Ablagerungsraum mit seiner gut entwickelten Fauna spricht für alkalisches Milieu mit pH-Werten zwischen 7,5 und 8,4. Die Ausfällung der in Re 1 oft primär abgelagerten limonitischen Substanz erfolgte bei pH-Werten zwischen 7 und 7,8.

Der offenmarine Ablagerungsraum mit seiner gut entwickelten Fauna läßt auf oxidierendes Milieu mit Eh-Werten zwischen +0,1 bis +0,3 schließen. Die Ausfällung der in Re 1 oft primär abgelagerten limonitischen Substanz erfolgte bei Eh-Werten von 0 bis +0,2.

Im Wasser gelöstes gelartiges Eisenhydroxid ist die Voraussetzung für die Ausfällung limonitischer Substanz, die in Re 1 öfters einen Teil der Grundmasse bildet.

Biologische Faziesindikatoren

Der Biogeninhalt der einzelnen Mikrofaziestypen wird zu ihrer Typisierung herangezogen. Die Mikrofaziestypen entsprechen folgenden Ablagerungsbereichen (siehe Abb. 5).

- Re 1: Innenschelfsedimente, teils sehr küstennah gebildet. Selten auch Außenschelfsedimente
 Re 2: Algenbarren im Außenschelfbereich, manchmal kleine Knollenriffe
 Re 3: Küstenferne Barrenfläche
 Re 4: Außenschelf, mittleres Sublitoral
 Re 5: Außenschelf, mittleres bis tiefes Sublitoral

Die Faunenvergesellschaftung der einzelnen Mikrofaziestypen werden zu ihrer Typisierung herangezogen. Die Faunenassoziationen der Reingruberserie werden der Foramol-Assoziation, die im temperierten Wasser äquatorferner Breiten auftritt, zugeordnet (siehe Abb. 5).

Das Auftreten von Rhodolithen ist für den MF-Typ Re 2 typisch. Die Rhodolithen bilden gemeinsam mit verschiedenen Biogenen ausgedehnte Algenbarren, vereinzelt auch flache Knollenriffe. Diese Strukturen beeinflussen die Ökologie der umliegenden Ablagerungsgebiete. Die Algenbarren ziehen Serpeln, Crinoiden und andere Biogene an, die ein festes Substrat als Aufwuchsfläche benötigen. Wenn die Algenbarren und Knollenriffe in die seichteren höhergenetischen Ablagerungsräume von Re 3 vordringen, werden sie meist völlig erodiert und zu Sanden umgewandelt (siehe Abb. 5).

5.8. Die Mergel und Tonmergel der Zone NP 19

Physikalische Faziesindikatoren

Die vorliegenden Schichten wurden im Außenschelf- und oberen Schelfrandbereich der Böhmisches Masse im Süd- und Mittelteil des Ablagerungsraumes der Waschbergzone gebildet.

Das Küstengebiet bestand zumindest teilweise aus freiliegenden Kristallingesteinsarealen, die der Erosion zugänglich waren und kleine Kristallingesteinsbruchstücke in die vorliegenden Schichten einschütteten. Hinweise auf oberkretazische Sedimente im Küstengebiet konnten nicht gefunden werden.

Die Nannoflora läßt auf relative Küstennähe des Ablagerungsraums schließen. Der große Gehalt an mittel- bis grobkörnigen Quarzen, sowie das Auftreten von kohligem Pflanzenhäcksel lassen eine deutliche Beeinflussung des Ablagerungsraumes vom Küstengebiet her erkennen. Die starken Quarzschüttungen, sowie die umgelagerten Trümmererze und Brauneisenerzooide stammen aus dem Sedimentationsraum der Reingruberserie, der zwischen der Küste und dem Ablagerungsraum der vorliegenden Mergel und Tonmergel lag.

Das Substrat besteht aus tonig-mergeligem Schlamm der lagenweise auch mergelig-kalkig ausgebildet ist. „Instabiler Schlammboden“ nach F. H. FABRICIUS (1966).

Es erfolgte ruhige ungestörte Sedimentation in Bereichen, die unterhalb der Wellenbasis und der Zone größerer Wasserumschichtung lagen.

Die reiche Nannoflora läßt auf Ablagerungstiefen zwischen 80 und 200 m schließen. Das prozentuelle Verhältnis der Anzahl der planktonischen zu den benthonischen Foraminiferen spricht ebenfalls für diesen Tiefenbereich.

Die Assoziation der Nannoplanktonformen spricht für kühle, im Extremfall schwach temperierte Wassertemperaturen.

Zustandswechsel während der Sedimentation konnten nicht festgestellt werden.

Chemische Faziesindikatoren

Die Ausbildung der Nannoflora und der Fauna sprechen für vollmarine Salinität. Das Auftreten der Nannoplanktonform *Braarudosphaera bigelowi* läßt gelegentlich

auftretenden, schwachen Süßwassereinfluß vom Festland her erkennen.

Das offenermarine Milieu mit seiner normal entwickelten Fauna und Flora sowie der geringen Glaukonitbildung läßt auf alkalisches Milieu mit pH-Werten zwischen 7,5 und 8,4 schließen.

Das offenermarine Milieu mit seiner normal entwickelten Fauna und Flora läßt, trotz geringer Glaukonitbildung auf schwach oxidierendes Milieu mit Eh-Werten zwischen 0 und + 0,3 schließen.

Kolloide treten sehr selten im Zusammenhang mit der geringen Glaukonitbildung auf.

Biologische Faziesindikatoren

Die Fauna, die sich aus Echinoiden, Mollusken, Fischen und Kleinforaminiferen, selten auch aus Serpeln und Ostracoden zusammensetzt, spricht für einen vollmarinen Ablagerungsraum im Außenschelfbereich. Auffallend sind vereinzelt auftretende kleine ahermatypische Einzelkorallen.

5.9. Die obereozän-basaloligozänen, lagunären, tonigen Schichten (NP 19–NP 21)

Physikalische Faziesindikatoren

Die vorliegenden Sedimente wurden im Innenschelf und Küstenbereich der Böhmisches Masse im Süd- und Nordteil des Ablagerungsraumes der Waschbergzone gebildet.

Auf Grund von Umlagerungen winziger Kristallingesteinsbruchstücke in die vorliegenden Schichten, kann auf freiliegende erodierbare Kristallinareale im Küstengebiet geschlossen werden. Infolge gelegentlicher Umlagerungen oberkretazischer Nanofloren können freiliegende Oberkreidensedimente im Küstengebiet angenommen werden. Die geringe Menge von Umlagerungen kann durch eine flache Morphologie des Küstengebietes erklärt werden.

Die Kohlelagen, die brackische Diatomeenflora, die charakteristische Nanoflora, die Gipsbildung und andere Hinweise lassen auf einen küstennahen lagunären Ablagerungsraum schließen. Die näher oder weiter von der Küste entfernten Lagunen, Becken und geschützten Buchten waren meist abgeschlossen und besaßen nur gelegentlich Verbindung zum offenen Meer.

Sämtliche auftretenden Sedimente wie Tonmergel, Mergel, Kalkmergel und Diatomite waren zur Zeit ihrer Ablagerung ein weiches Substrat. „Instabiler Schlammboden“ nach F. H. FABRICIUS (1966). Die Menilitschiefer wurden erst sekundär durch Kieselsubstanz imprägniert und dadurch gehärtet.

Die Sedimentation erfolgte bei fehlender bis schwacher Wasserbewegung. In lagunären Ablagerungsbereichen herrschen geringe Boden- und Gezeitenströmungen, sowie herabgesetzte Wellentätigkeit. In abgeschnürten Bereichen können auch Ruhigwasserbedingungen auftreten.

Die kohligen Schichten, die als Reste einer Mangroveentwicklung gedeutet werden, wurden in seichtem Wasser gebildet. Die Gipsbildung erfolgte im lockeren Sediment in der Kapillarzone, die nahe dem Wasserspiegel liegt. Die Ablagerungstiefe der vorliegenden Schichten erstreckte sich demnach vom Seichtwasserbereich bis zu mehreren Zehnermetern Wassertiefe. Die maximale Tiefe der Becken und Lagunen könnte mit ca. 50 (bis 70) m angenommen werden. In dieser Tiefe kann bereits eine mäßig gut entwickelte Nanoflora existieren.

Warme Temperaturen begünstigen die Bildung von Gipskristallen, doch kann sie in

geringerem Ausmaß auch in temperiertem Klima auftreten. Die Nannoflorenassoziationen sprechen für temperierte bis kühle Wassertemperaturen.

Der oftmalige Wechsel von stagnierenden Bedingungen zu normalmarinen, von Süßwasser- bis zu hypersalinen Bildungen, sowie das Auftreten von Mangrovebildungen, Diatomiten und Kalkmergeln läßt auf lagunäre Ablagerungsgebiete schließen, die zeitweise Verbindung zum offenen Meer hatten und zeitweise abgeschnürt waren.

Chemische Faziesindikatoren

Die Nannoflora besteht teils aus artenreicheren normalmarinen Assoziationen, oft aus artenarmen und individuenreichen Vergesellschaftungen, manchmal auch aus monospezifischen Floren. Die Massenvorkommen der Nannoplanktonart *Braarudosphaera bigelowi* sprechen für eine starke Beeinflussung des Milieus durch Süßwasser, die artenarmen Floren für brackisch-marine Salinität, die reichen Diatomeenfloren für limnisch-brackische Salinität und die relativ gut entwickelten Nannofloren für normalmarine Salinität. Die in einzelnen Schichtniveaus auftretenden Toracosphaeren lassen auf gelegentlich schwach hypersalines Milieu schließen. Diese Tatsachen lassen einen oftmaligen Wechsel der Salinität im Ablagerungsraum erkennen. Die ärmliche Fauna besteht nur aus Formen, die starke Salinitätsschwankungen vertragen.

Glaukonit- und Limonitbildung erfolgt in schwach alkalischem Milieu bei pH-Werten zwischen 7 und 7,8. Die normalmarine Bildung von Kalken und Kalkmergeln läßt auf pH-Werte zwischen 7,5 und 8,4, die Gipsbildung auf pH-Werte $> 7,8$ schließen. Die lagenweise auftretenden Kohleschichten, die als Reste einer Mangrove- oder Sumpfweltentwicklung gedeutet werden, entstanden in schwach alkalischen bis saurem Milieu. Die oftmals wechselnden pH-Werte sind für lagunäre Bildungen, die unter stark wechselnden Ablagerungsbedingungen sedimentiert werden, charakteristisch.

Die Glaukonit- und Kohlebildungen erfolgten in reduzierendem Milieu bei Eh-Werten zwischen 0 und $-0,2$, die Limonit- und Kalkmergelbildungen in oxidierendem Milieu bei Eh-Werten zwischen $-0,1$ und $+0,1$. Die wechselnden Eh-Werte sind für lagunäre Ablagerungsbedingungen charakteristisch.

Kolloidartige Metallhydroxide und gelartige amorphe Kieselsubstanz sind an der Bildung von Glaukonit und auch Limonit entscheidend beteiligt.

Die Schichten besitzen lagenweise einen relativ hohen organischen Gehalt. Gelbe Schwefelausblühungen auf den Schichtflächen und der Schwefel in den Gipskristallen, sowie die Kohlelagen weisen darauf hin. Das organische Material wurde in Ablagerungsphasen, in denen reduzierende Bedingungen herrschten, größtenteils erhalten.

Biologische Faziesindikatoren

Die ärmliche Fauna aus Fischen, Ostracoden, Schwämmen und vereinzelt Echinoiden läßt auf extreme, oftmals wechselnde Lebensbedingungen schließen. Andere Biogene konnten in diesem Lebensraum nicht existieren. In den vereinzelt auftretenden Mergellagen kommen Globigerinen vor, die in Sedimentationsphasen mit mehr oder weniger normalmarinem Ablagerungsmilieu in den lagunären Bereichen lebten.

5.10. Der Niederhollabrunner Kalk

Physikalische Faziesindikatoren

Die vorliegenden Sedimente wurden im Küstenbereich der Böhmisches Masse im Südtail des Ablagerungsraumes der Waschbergzone gebildet. Ein zweites Vorkommen dieses Gesteinstyps liegt in gleicher tektonischer Position bei Moutnice in Mähren.

In den Kalken konnten keine Einlagerungen von Komponenten, die aus dem Bereich des Festlands stammten, gefunden werden. Dies ließe entweder auf große Küstenferne schließen, was auf Grund der Untersuchungsergebnisse nicht angenommen werden kann, oder auf küstennahe, mehr oder weniger abgeschlossene Sedimentationsbereiche. Die Untersuchungsergebnisse bestätigen die zweite Annahme. Der Ablagerungsraum wird durch Lagunen und abgeschnürte Buchten charakterisiert.

Die Stromatolithenstrukturen, die Pelloide, die Intraklasten-*"Mud Pebbles"*, die gelegentlich feine Lamination des Sediments und die Faunenassoziation lassen auf ein küstennahes Ablagerungsgebiet schließen. Die Sedimente des flachen Subtidals überwiegen die Ablagerungen des Intertidals. Das Vorkommen supratidaler Sedimente kann nicht ausgeschlossen werden. Das Auftreten von Stromatolithen läßt auf ein sehr flaches Küstengebiet schließen, in dem bei Flut und Ebbe ausgedehnte Flächen abwechselnd unter Wasser oder trocken lagen. Dies erklärt ebenfalls das Fehlen umgelagerter Komponenten aus dem Küstengebiet.

Das Substrat der Kalke ist hauptsächlich als instabiler Schlammboden ausgebildet. Die Ablagerungsbereiche mit Stromatolithenbildungen besitzen einen stabilen Schlammboden.

Die Bildung von Stromatolithenstrukturen erfordert ständige, schwache Wasserbewegung. Die lagenweise auftretenden Pelloide und die gelegentliche Feinschichtung lassen auf oftmaligen Wechsel zwischen fast keiner und schwacher bis mäßiger Wasserbewegung schließen. Diese Verhältnisse sprechen für geschützte Buchten und Lagunen als Ablagerungsraum.

Die Stromatolithenstrukturen, die Pelloide und das seltene Auftreten von *Dasycladaceen* lassen auf Ablagerungstiefen vom Intertidal bis zum flachen Subtidalbereich (bis etwa 30 m) schließen.

Die vorliegende Faunenassoziation und die Stromatolithen- und Pelloidbildung lassen mäßige Wassertemperaturen äquatorferner Breiten vermuten. Das seltene Vorkommen von *Dasycladaceen* spricht eher für warmes Wasser.

Die Stromatolithenbildungen lassen auf oft geringen Sedimenttransport und geringe Sedimentationsraten im vorliegenden Ablagerungsbereich schließen.

Chemische Faziesindikatoren

Die Faunenassoziation der vorliegenden Sedimente besteht fast zur Gänze aus Biogenen, die starke Salinitätsschwankungen vom Süßwasser- bis zum hypersalinen Bereich vertragen. Nur die selten auftretenden Echinoiden und *Dasycladaceen* benötigen mehr oder weniger normalmarine Salinität. Starke Salinitäts- und Durchlüftungsschwankungen sind für lagunäre Ablagerungsbereiche typisch.

In brackischen und normalmarinen Bereichen ist das Milieu schwach alkalisch mit pH-Werten zwischen 7 und 8. In hypersalinen Bereichen schwanken die pH-Werte zwischen 8 und 9.

Im vorliegenden Ablagerungsraum ist das Milieu schwach oxidierend. Die Eh-Werte schwanken zwischen +0,1 in hypersalinen Bereichen und +0,4 in normalsalinen Bereichen.

Biologische Faziesindikatoren

Die ärmliche Faunenassoziation bestehend aus Cyanophyceen, Bivalven und Gastropoden, sowie vereinzelt auftretende *Dasycladaceen*, *Ostracoden* und Kleinforminiferen lassen auf stark schwankende Salinitätsverhältnisse und wechselnde Lebensbedingungen schließen.

6. Paläogeographische Entwicklung des Ablagerungsraumes im Verlauf des Eozäns

Aus den dargelegten sedimentologischen und ökologischen Ablagerungsbedingungen der einzelnen Schichtglieder, sowie aus der Verbreitung der Vorkommen in der Waschbergzone, wird die paläogeographische Situation dieses Bereichs vom Untereozän bis zum basalen Oligozän rekonstruiert. Die Waschbergzone stellt einen, ungefähr küstenparallel tektonisch abgeschürften Ausschnitt aus den Schelf- und oberen Schelfhangsedimenten am Südostrand der Böhmisches Masse dar. Nordwestlich des Ablagerungsraumes der Waschbergzone in Küstennähe, sowie südöstlich davon gegen das Becken zu, wurden zwar ebenfalls Sedimente am Schelf der Böhmisches Masse abgelagert, doch wurden diese nicht von der tektonischen Bewegung erfaßt und aufgeschuppt. Die in der Folge dargelegte paläogeographische Situation der Waschbergzone in den verschiedenen Altersstufen stellt daher nur einen, wenngleich großen Ausschnitt aus der gesamten paläogeographischen Situation am Südostrand der Böhmisches Masse dar. Durch die Umlagerung von Komponenten aus den küstennäheren Bereichen in alttertiäre Sedimente der Waschbergzone können Rückschlüsse auf die Zusammensetzung und paläogeographische Situation einiger, außerhalb der Waschbergzone liegender Küstengebiete gezogen werden.

Im basalen Eozän (NP 10) herrschte im westlichen Teil des Ablagerungsraumes der Waschbergzone tonig-mergelige Sedimentation. Die Bildungstiefe der Sedimente bewegte sich zwischen 95 und 200 m. Der Sedimentationsbereich dieser Schichten entspricht dem der oberpaleozänen Tonmergel und Mergel, ist aber offensichtlich etwas seichter.

Im Untereozän, zur Zeit der Zone NP 12, tauchte im Außenschelfbereich eine tektonisch hochgestellte Kristallinschwelle auf, die an der Wasseroberfläche als Inselkette ausgebildet war. Es konnten keine auf dem Kristallinrücken auflagernden Sedimentgesteine festgestellt werden. Die Korallenriffe saßen direkt auf den kristallinen Inseln auf, deren Verbreitung auf den Süd- und angrenzenden Mittelteil des Ablagerungsraumes der Waschbergzone beschränkt war. Das Riffwachstum dauerte bis zur Zeit der Zone NP 15 an und endete infolge der einsetzenden Klimaverschlechterung und der Absenkung der Kristallinschwelle.

Die Mergel und Tonmergel der Zonen NP 12 bis 14, die heute in der Ostschuppe der Waschbergzone vorkommen, sind Bildungen des Außenschelf- und oberen Schelfrandbereiches. Sie wurden in der Umgebung der Korallenriffe in Wassertiefen zwischen 90 und 200 m gebildet, und enthalten daher zahlreiche umgelagerte Komponenten aus den Riffbereichen.

Hinweise auf die Ausbildung der Küsten- und küstennahen Ablagerungsräume im Zeitraum zwischen den Zonen NP 11 (Untereozän) und NP 14 (Mittlereozän), konnten nicht gefunden werden.

Im mittleren und oberen Mittlereozän (NP 15–16) traten im Westteil der Waschbergzone Kalkbildungen auf, die in Tiefen zwischen 25 und 100 m abgelagert wurden. Dies läßt auf eine Hebung des Untergrundes im Zeitraum Oberpaleozän bis Mittlereozän schließen, da im Oberpaleozän im gleichen Ablagerungsraum der Waschbergzone und zwar im mittleren Abschnitt der westlichen Teilschuppe, die Ablagerungstiefen noch zwischen 100 und 200 m lagen.

Das Küstengebiet bestand im mittleren Eozän hauptsächlich aus freiliegenden Kristallgesteinen und Oberkreidensedimenten. Aber auch oberpaleozäne und untereozäne Sedimente, die infolge der tektonischen Hebung des Untergrundes ins Küstengebiet

gelangten, wurden, wie Umlagerungen beweisen, erodiert.

Die den Haidhofschichten altersgleichen Tonmergel und Mergel (NP 15 bis 16) enthalten umgelagerte, aus dem relativ küstennahen Ablagerungsbereich der Haidhofschichten stammende Komponenten. Diese Tonmergel und Mergel werden als Bildungen des Außenschelf- und oberen Schelfhangbereichs angesehen und treten heute in der östlichen Teilschuppe der Waschbergzone auf.

Die biogenhäftigen Quarzarenite und Kalke der Reingruberserie (NP 19) wurden in Wassertiefen zwischen 5 und 95 m abgelagert und stellen teilweise sehr küstennahe Bildungen dar. Sowohl in den Haidhofschichten als auch in der Reingruberserie sind die Schichtfolgen durch oftmalige mikrofaziale und sedimentologische Wechsel gekennzeichnet, die auf schwankende Wassertiefen während der Sedimentation hinweisen. Im gesamten gesehen sind die Ablagerungstiefen der Sedimente der Reingruberserie geringer als die der Haidhofschichten, was auf eine tektonische Hebung des Untergrundes vom Mittel- zum Obereozän schließen läßt. Das Küstengebiet des Ablagerungsraumes der Reingruberserie bestand aus Kristallingesteinen, die infolge der Erosion zerfielen und danach in Quarzarenite umgewandelt wurden, sowie aus Oberkreidensedimenten.

Die Mergel und Tonmergel der Zone NP 19, die gleich alt wie die Sedimente der Reingruberserie sind, enthalten umgelagerte Komponenten aus diesen Schichten und stellen Ablagerungen des Außenschelfs und oberen Schelfrandbereichs dar. Die Mergel und Tonmergel der Zone NP 19 sind im gesamten gesehen in etwas geringeren Wassertiefen als die Tonmergel und Mergel der Zone NP 15–16 gebildet worden. Dies läßt auch im Außenschelfbereich eine tektonische Hebung im Zeitraum Mittel- bis Obereozän erkennen.

Im oberen Obereozän und basalen Oligozän (NP 19–21) erfolgte eine weitere starke tektonische Hebung des Untergrundes. Die bisher küstennahen offenmarinen Ablagerungsbereiche (wie z. B. der Reingruberserie) sind nun als flache Küstenlandschaft mit Becken, abgeschnürten Buchten und Lagunen ausgebildet. Im basalen Oligozän werden von der Verlandung auch Bereiche erfaßt, die zur Zeit des Mittel- und Obereozäns noch Außenschelfgebiete waren. Die unterschiedlich ausgebildeten Schichten verschiedener stratigraphischer Niveaus südöstlich Niederhollabrunn bestätigen diese Ansicht.

Die jüngsten aufgefundenen Sedimente dieser Schichtfolge stammen aus dem basalen Oligozän (NP 21). Danach scheint die Verlandung des Ablagerungsraumes der Waschbergzone soweit fortgeschritten zu sein, daß die Sedimentation in diesem Bereich endete. Erst die oberoligozäne Eger-Transgression läßt wiedereinsetzende Sedimentation im Bereich der Waschbergzone erkennen.

7. Literatur

7.1. Geologie und Paläontologie

- BACHMAYER, F. (1958): Bericht über Aufnahmeergebnisse im Jahre 1957: Die Haidhofschichten im Raume von Ernstbrunn und Asparn an der Zaya auf Blatt Mistelbach (24). — Verh. geol. B.-A., 1958, 293–295, Wien.
- (1961): Bericht über Kartierungs- und Aufsammlungsergebnisse im Bereich der Waschbergzone auf Blatt Stockerau. — Verh. geol. B.-A., 1961, 14–18, Wien.
- (1962): Bericht über Aufsammlungs- und Kartierungsergebnisse: Die Bruderdorfer Schichten (Danien) der Waschbergzone auf den Blättern Stockerau (40) und

- Mistelbach (24). – Verh. geol. B.-A., 1960, 20–22, Wien.
- BLOW, W. H. (1969): Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. – Proc. 1st Intern. Conf. Plankt. Microfoss., Geneva, 199–222, Leiden: Brill.
- BOLLI, H. (1966): Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. – Boll. Inform. Ass. Venezolana Geol. Min. Petrol., 9, 3–21, 1 Abb., Caracas.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Teil I: Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes. – Erdoel-Z., 80, 57–76, 3 Abb., 4 Tab., Wien.
- , KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdoel-Erdgas-Z., 93, 12–35, 8 Abb., Wien.
- BRÖNNIMANN, P. & STRADNER, H. (1960): Die Foraminiferen- und Discoasteridenzonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. – Erdoel Z., 76, 364–369, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- CICHA, I., CHMELIK, F., PICHA, F. & STRANIK, Z. (1964): Übersicht über den heutigen Stand der Forschungen in der Molassezone Zdanicer und Pouzdraner Einheit Süd-Mährens. – Mitt. geol. Ges. Wien, 56 (1963), 445–468, 2 Tab., Wien.
- (1965): Eine neue tektonische Einheit der äußeren Karpaten in Südmähren. – Geol. Prace, 36, 85–104, 2 Abb., 2 Tab., Bratislava.
- CTYROCKY, P. (1966): Die eozäne Fauna der Moutnice-Kalke (Südmähren). – Sborn. Geol. Ved., 1966, 71–98, 1 Abb., 1 Tab., Prag.
- GLAESSNER, M. P. (1931): Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. – Jb. geol. B.-A., 81, 1–20, 3 Abb., Wien.
- (1937): Die alpine Randzone nördlich der Donau und ihre erdölgeologische Bedeutung. – Petroleum-Z. 33, 1–8, Berlin–Wien.
- GOHRBANDT, K. (1962): Die Kleinforaminiferen des obereozänen Anteils der Reingruber Serie bei Bruderndorf. – Mitt. geol. Ges. Wien, 54, 56–116, 2 Abb., Wien.
- GRILL, R. (1948–1954): Aufnahmsberichte in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- (1953): Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (NÖ). – Jb. geol. B.-A., 96, 65–116, 1 Tab., Wien.
- (1957): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – Geol. B.-A., Wien.
- (1961): Geologische Karte des nordöstlichen Weinviertels. – Geol. B.-A., Wien.
- (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – Geol. B.-A., 52 S., 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien.
- (1963): Exkursion Inneralpines Wiener Becken nördlich der Donau, Molassegebiet und Waschbergzone. Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich. – Verh. geol. B.-A., Sonderheft F, Wien.
- (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. – Geol. B.-A., 155 S., 9 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Wien.
- & KAPOUNEK, J. (1964): Waschbergzone und Erdölfelder (Der Außenrand des alpin-karpatischen Gebirges bei Wien). – In: Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 57, 378 S, Wien.
- HOLZER, H. & KÜPPER, K. (1953): Geologische Beobachtungen am Hollingstein

- (Waschbergzone). — Verh. geol. B.-A., 1953, 146–150, Wien.
- JÜTTNER, K. (1938): Das Nordende des niederösterreichischen Flysch. — Verh. geol. B.-A., 1938, 91–102, 2 Abb., Wien.
- (1940): Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Thayalandes. — Mitt. Reichsstelle f. Bodenforsch., Zweigst. Wien, 1, 1–7, Wien.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A. PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1968): Der Sedimentanteil des Festlandssockels der Böhmisches Masse. — Unveröff. Ber. ÖMV AG, 21 S., Wien.
- KOHN, V. (1911): Geologische Beschreibung des Waschbergzuges. — Mitt. geol. Ges. Wien, 4, 119–142, 2 Abb., Wien.
- KÖLBL, L. & MILLES, R. (1950): Bericht über die Tätigkeit der geologischen Kartierungsgruppe im Jahr 1949 im nördlichen Teil von Niederösterreich (Bezirke Mistelbach und Hollabrunn). — Unveröff. Ber. ÖMV AG, 25 S., Wien.
- KÖNIG, A. (1896): Die exotischen Gesteine vom Waschberg bei Stockerau. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 15, 466–480, Wien.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quarternary calcareous nannoplankton zonation. — Proc. II Plankt. Conf., 739–785, 6 Tab., Roma.
- MILLES, R. (1948): Bericht über die Kartierung im nordwestlichen Wiener Becken. — Unveröff. Ber. ÖMV AG, 20 S., Wien.
- PAPP, A. (1962): Die Nummulitenfauna vom Michelberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). — Verh. geol. B.-A., 1962, 281–291, 3 Abb., Wien.
- & TURNOVSKY, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Teil II, Paläontologisch-biostratigraphische Ergebnisse. — Erdoel-Z., 80, 93–99, 1 Abb., Wien.
- PICHA, F. (1979): Ancient submarine canyons of the Tethyan continental margins, Czechoslovakia. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 63, 67–86, 12 Abb., El Paso.
- SIEBER, R. (1953): Eozäne und oligozäne Makrofaunen Österreichs. — Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 162, 359–376, Wien.
- STRADNER, H. (1962 a): Bericht 1961 über die Aufsammung von mesozoischen und alttertiären Nannoplanktonmaterialien aus der Waschbergzone (NÖ). — Verh. geol. B.-A., 1962, 106–107, Wien.
- (1962 b): Bericht 1961 über Vorkommen von kieselschaligen Mikrofossilien im Tertiär des nördlichen Niederösterreich. — Verh. geol. B.-A., 1962, 107–108, Wien.
- (1962 c): Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Alttertiär. — Verh. geol. B.-A., 1962, 363–377, 3 Taf., Wien.
- (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molasse Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Teil III, Ergebnisse der Nannofossil-Untersuchungen. — Erdoel-Z., 80, 133–139, Wien.
- & PAPP, A. (1961): Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. — Jb. geol. B.-A., 160, Sdh. 7, 000 S., 24 Abb., 4 Tab., 62 Taf., Wien.
- & SEIFERT, P. (1980): Transversopontis pax, ein neues Nannofossil aus dem basalen Oligozän des nördlichen Niederösterreich. — Beitr. Paläont. Österr. 7, 281–291, 2 Abb., 3 Taf., Wien.

7.2. Mikrofazies und Sedimentologie

- ADEY, W. H. & MAC INTYRE, I. G. (1973): Crustose coralline algae: A re-evaluation in the geological sciences. — *Bull. geol. Soc. Amer.* 84, 883–904, 31 Abb., New York.
- BACCELLE, L. & BOSELLINI, A. (1965): Diagrammi per la stima visita della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. — *Ann. Univ. Ferrara, N. S., Sez. IX, Sci. Geol. Paleont.*, 1, 59–62, 24 Taf., Ferrara.
- BATHURST, R. G. C. (1967): Depth indicators in sedimentary carbonates. — *Marine Geol.*, 5, (Spez. Iss.), 447–471, Amsterdam.
- (1971): Carbonate sediments and their diagenesis. — *Dev. Sediment.*, 12, 620 S., 359 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- BLATT, H. (1967): Original characteristics of clastic quartz grains. — *J. Sed. Petrol.*, 37, 401–424, 27 Abb., 3 Tab., Tulsa.
- BÖGER, H. (1970): Paläoökologische Aspekte der Sedimentologie. — *Verh. geol. B.-A.*, 1970, 532–544, 3 Abb., Wien.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. — 96 S., 31 Abb., 4 Tab., 15 Taf., (Kümmerly & Frey) Bern.
- BURST, J. F. (1958): „Glaucanite“ pellets: their mineral nature and application to stratigraphic interpretations. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 42, 310–327, 11 Abb., Boulder.
- CAROZZI, A. V. (1960): Microscopic sedimentary petrography. — 485 S., 88 Abb., (Wiley) New York – London.
- CHAYES, F. (1956): Petrographic modal analysis. — 113 S., 15 Tab. (Wiley) New York.
- CLOUD, P. C. (1955): Physical limits of glauconite formation. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 39, 484–492, 1 Tab., Tulsa.
- CUFFEY, R. J. (1972): The roles of Bryozoans in modern coral reefs. — *Geol. Rdsch.*, 61, 542–550, 1 Abb., Stuttgart.
- DALEY, B. (1968): Sedimentary structures from a non-marine horizon in the Bembridge Marls (Oligocene) of the Isle of Wight, Hampshire, England. — *J. Sed. Petrol.* 38, 114–127, 13 Abb., Tulsa.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1, 108–121, 7 Taf., Tulsa.
- ELLISON, S. P. (1955): Economic applications of paleoecology. — *Econ. Geol.* 50, 867–884, 7 Abb., Lancaster.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, E. J. (1972): Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. — *Geol. Rdsch.*, 61, 672–686, 10 Abb., Stuttgart.
- ENGELHARDT, W. v. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. — 378 S., 133 Abb., 55 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- EVANS, G., SCHMIDT, V., BUSH, P. & NELSON, H. (1969): Stratigraphy and geologic history of the Sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf. — *Sedimentology*, 12, 145–159, 5 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Amsterdam.
- FABRICIUS, F. H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — *Intern. Sed. Petrogr. Ser.*, 9, 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden (Brill).

- FAHRAEUS, L. E., SLATT, R. M. & NOWLAN, G. S. (1974): Origin of carbonate pseudopellets. — *J. Sed. Petrol.*, 44, 27–29, 2 Abb., Tulsa.
- FLÜGEL, E. (1970): Palökologische Interpretation des Zottachkopf-Profiles mit Hilfe von Kleinforaminiferen (oberer Pseudoschwagerinen-Kalk, unteres Perm, Karnische Alpen). — *Carinthia II*, Sdh. 28, 61–96, 3 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Klagenfurt.
- (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- & FLÜGEL-KAHLER, E. (1962): Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — *Mitt. Mus. Berg. Joanneum*, 24, 129 S., 11 Abb., 19 Tab., 10 Taf., Graz.
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. — *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1, 62–84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa.
- FÜCHTBAUER, H. (1974): Sediments and sedimentary rocks. — 464 S., 199 Abb., 39 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- GALLIHER, E. W. (1935): Geology of glauconite. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 19, 1569–1601, Tulsa.
- GEBELEIN, C. D. (1969): Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. — *J. Sed. Petrol.* 39, 49–69, 19 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- GINSBURG, R. N. & SCHRÖDER, J. (1973): Growth and submarine fossilization of algal cup reefs, Bermuda. — *Sedimentology*, 20, 575–614, 26 Abb., 2 Tab., Amsterdam.
- GIRESE, P. & ODIN, G. S. (1973): Nature mineralogique et origine des glauconites du plateau continental du Gabon et du Congo. — *Sedimentology*, 20, 457–488, 13 Abb., 2 Tab., Amsterdam.
- GLYNN, P. W., STEWART, R. H. & MAC COSKER, J. E. (1972): Pacific coral reefs of Panama: Structure, distribution and predators. — *Geol. Rdsch.*, 61, 483–519, 15 Abb., 7 Tab., Stuttgart.
- GRIMSDALE, T. F. & MORKHOVEN, F. v. (1955): The ratio between pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. — *Proc. IV. World Petrol. Congr.*, 1, 473–491, 10 Abb., Rom.
- HILTERMANN, H. (1949): Klassifikation der natürlichen Brackwässer. — *Erdöl und Kohle*, 2, 4–8, 8 Abb., 1 Tab., Hamburg.
- HOHENEGGER, J. & LOBITZER, H. (1971): Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen nördlichen Kalkhochalpen. — *Verh. geol. B.-A.*, 1971, 458–485, 4 Abb., 3 Taf., Wien.
- HOLLEMANN, A. F. & WIBERG, E. (1971): Lehrbuch der anorganischen Chemie. — 1209 S., 216 Abb., Berlin (de Gruyter).
- HORROWITZ, A. S. & POTTER, P. E. (1971): Introductory petrography of fossils. — 302 S., 28 Abb., 100 Taf., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- JONES, H. A. (1965): Ferruginous oolites and pisolites. — *J. Sed. Petrol.*, 35, 838–845, 10 Abb., Tulsa.
- JORDAN, R. (1971): Zur Salinität des Meeres im höheren Ober-Jura Nordwest-Deutschlands. — *Z. dt. Geol. Ges.*, 122, 231–241, 2 Abb., Hannover.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — *Geol. Rdsch.*, 58, 464–501, 15 Abb., Stuttgart.

- KEMPER, E. (1966): Beobachtungen an obereozänen Riffen am Nordrand des Erge-
ne-Beckens (Türkisch-Thrazien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 125, 540–554, 6
Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- KENDALL, C. G. & SKIPWITH, P. A. (1968): Recent algal mats of a Persian Gulf
lagoon. – J. Sed. Petrol., 38, 1040–1058, 9 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- (1969): Holocene shallow-water carbonate and evaporite sediments of Khor al Ba-
zam, Abu Dhabi, southwest Persian Gulf. – Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 53,
841–869, 24 Abb., 1 Tab., Boulder.
- KINSMAN, D. J. (1969): Modes of formation, sedimentary associations and diagnosti-
c features of shallow-water and supratidal evaporites. – Bull. Amer. Ass. Petrol.
Geol., 53, 830–840, 3 Abb., 1 Tab., Boulder.
- KLEMENT, K. W. (1966): Studies on the ecological distribution of limesecreting
and sediment-trapping algae in reefs and associated environments. – N. Jb. Geol.
Paläont. Abh., 125, 363–381, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- KOHLER, E. (1976): Zum Stand der Glaukonitforschung – eine Bibliographie. –
Z. Geol. Paläont., Teil I, 1976, 974–1017, Stuttgart.
- KORNICKER, L. S. & BOYD, D. W. (1962): Shallow-water geology and environ-
ments of Alacran reef complex, Campeche Bank, Mexico. – Bull. Amer. Ass.
Petrol. Geol., 46, 640–673, 34 Abb., 4 Tab., Tulsa.
- KRINSLEY, D. H. & DONAHUE, J. (1968): Environmental interpretation of sand
grain surface textures by electron microscopy. – Bull. geol. Soc. Amer., 79, 743–
478, 1 Abb., 8 Taf., Boulder.
- KRUMBEIN, W. C. & GARRELS, R. M. (1952): Origin and classification of chemi-
cal sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. – J. Geol., 60,
1–33, 8 Abb., 6 Tab., Chicago.
- LAND-GOREAU, T. F. (1970): Submarine lithification of Jamaican Reefs. – J. Sed.
Petrol., 40, 457–462, Tulsa.
- LEES, A. & BULLER, A. T. (1972): Modern temperate-water and warm water shelf
carbonate sediments contrasted. – Marine Geol., 13, 67–73, 3 Abb., Amsterdam.
- LEIGHTON, M. W. & PENDEXTER, C. (1962): Carbonate rock types. – Mem. Amer.
Ass. Petrol. Geol., 1, 33–61, 2 Abb., 9 Taf., Tulsa.
- LIEBAU, A. (1976): Entwurf einer paläobathymetrischen Flachmeer-Zonierung mit
Hilfe von Ostracoden und anderen Mikrofossilien. – Zbl. Geol. Paläont., Teil II,
1976, 442–447, 1 Abb., Stuttgart.
- LOGAN, B. W. (1969): Coral reefs and banks, Yucatan Shelf, Mexico. In: LOGAN, B.
W. et al. (1969): Carbonate sediments and reefs, Yucatan Shelf, Mexico. – Mem.
Amer. Ass. Petrol. Geol., 11, 129–198, Tulsa.
- , REZAK, R. & GINSBURG, R. N. (1964): Classification and environmental signi-
ficance of algal stromatolites. – J. Geol., 72, 68–83, 5 Abb., Chicago.
- LUDWICK, J. C. & WALTON, W. R. (1957): Shelf-edge, calcareous prominences in
northeastern Gulf of Mexico. – Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 41, 2054–2101,
19 Abb., Tulsa.
- MAIKLEM, W. R. (1967): Black and brown speckled foraminiferal sand from the
southern part of the Great Barrier Reef. – J. Sed. Petrol., 37, 1023–1030, 9 Abb.,
Tulsa.
- (1968): The Capricorn Reef complex, Great Barrier Reef, Australia. – J. Sed.
Petrol., 38, 785–798, 15 Abb., Tulsa.
- MARSAL, D. (1967): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – 152 S., 40

- Abb., 7 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- MATTHEWS, R. K. (1967): Diagenetic fabrics in biosparites from the Pleistocene of Barbados, West-Indies. — *J. Sed. Petrol.*, 37, 1147–1153, 10 Abb., Tulsa.
- MILLIMAN, J. D. (1967): Carbonate sedimentation on Hogsty Reef, a Bahamian atoll. — *J. Sed. Petrol.*, 37, 658–676, 19 Abb., 5 Tab., Tulsa.
- MISIK, M. (1966): Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. — 269 S., 3 Abb., 110 Taf., Bratislava (Slov. Akad. Vied).
- MÜLLER, C. (1979): Paläoökologische Aspekte der Nannoflora. — Vortrag am Inst. f. Paläont. d. Univ. Wien.
- MÜLLER, G. (1967): Methods in sedimentary petrology. — 283 S., 91 Abb., 31 Taf., Stuttgart (Schweizerbart).
- NEWELL, N. D., PURDY, E. G. & IMBRIE, J. (1960): Bahamian oolitic sand. — *J. Geol.*, 68, 481–497, 3 Abb., 4 Taf., Chicago.
- NICHOLS, R. A. H. (1965): Petrology of a Lower Carboniferous bryozoan limestone and adjacent limestones in North Wales, Great Britain. — *J. Sed. Petrol.*, 35, 887–899, 10 Abb., Tulsa.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — *Jb. geol. B.-A.*, 11, 115–145, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1970): Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen (Microfacies Austriaca). — *Jb. geol. B.-A.*, Sdbd. 16, 50 S., 11 Abb., 3 Tab., 88 Taf., Wien.
- PLUMLEY, W. J., RISLEY, G. A., GRAVES, R. W. & KALLEY, M. E. (1962): Energy index for limestone interpretation and classification. — *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1, 85–107, 5 Abb., 4 Taf., Tulsa.
- PURDY, E. G. (1963): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama-Bank. 1. Petrography and reaction groups. — *J. Geol.*, 71, 334–355, 5 Abb., 5 Taf., Chicago.
- RADWANSKI, A. & SZULCZEWSKI, M. (1966): Jurassic stromatolites of the Villamy Mountains (Southern Hungary). — *Ann. Univ. Sci. Budapest Rolando Eötvös, Sect. Geol.*, 9, 87–107, 6 Taf., Budapest.
- SAMUEL, O., BORZA, K. & KÖHLER, E. (1972): Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Vah Valley (West Carpathian). — 246 S., 180 Taf., Bratislava (Geol. ust. Dionyza Stura).
- & SALAJ, J. (1968): Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. — 232 S., 31 Taf., Bratislava (Geol. ust. Dionyza Stura).
- SCHWEIGART, H. (1965): Zur Bildung von Eisenoolithen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 121, 285–292, 3 Taf., Stuttgart.
- SEIBOLD, E. (1964): Beobachtungen zur Schichtung in Sedimenten am Westrand der Great Bahama Bank. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 120, 233–252, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- SHIER, D. E. (1969): Vermetid reefs and coastal development in the Ten Thousands Islands – Southwest Florida. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, 80, 485–508, New York.
- SHINN, E. A. (1968): Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. Sed. Petrol.*, 38, 215–223, 13 Abb., Tulsa.
- SLOSS, L. L. (1969): Evaporite deposition from layered solutions. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 53, 776–789, 12 Abb., 1 Tab., Boulder.
- STEL, J. H. (1975): The influence of hurricanes upon the quiet depositional condi-

- tions in the Lower Emsian Lavid Shales of Colle (NW Spain). – *Leidse Geol. Meded.* 49, 475–486, 14 Abb., Leiden.
- STOCKMANN, K. W., GINSBURG, R. N. & SHINN, E. A. (1967): The production of lime mud by algae in South Florida. – *J. Sed. Petrol.*, 37, 633–648, 14 Abb., 1 Tab., Tulsa.
- SWINCHATT, J. P. (1969): Algal boring: a possible depth indicator in carbonate rocks and sediments. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, 80, 1391–1396, 2 Abb., New York.
- TALBOT, M. R. (1972): The preservation of scleractinian corals by calcite in the Corallian Beds (Oxfordian) of Southern England. – *Geol. Rdsch.*, 61, 731–742, 8 Abb., Stuttgart.
- VOGELTANZ, R. (1970): Sedimentologie und Paläogeographie eines eozänen Sublitorals im Helvetikum von Salzburg. – *Verh. geol. B.-A.*, 1970, 373–451, 14 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Wien.
- WEDEPOHL, K. H. (1970): Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrographischen Aussagewert. – *Verh. geol. B.-A.*, 1970, 692–705, 4 Abb., 1 Tab., Wien.
- WERMUND, E. G. (1961): Glauconite in early tertiary sediments of Gulf Coastal province. – *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 45, 1667–1696, 13 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Tulsa.
- WIESENEDER, H. (1962): Zur Deutung sedimentärer Strukturen in klastischen Sedimenten. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, 54, 249–260, 4 Taf., Wien.
- (1972): Klassifikation und Entstehung terrigener und karbonatischer Sedimentgesteine. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, 64(1971), 219–236, 3 Abb., 1 Tab., Wien.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. – 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- WOLF, K. H. (1962): The importance of calcareous algae in limestone genesis and sedimentation. – *N. Jb. Geol. Mh.*, 1962, 245–261, 1 Tab., Stuttgart.
- WOOD, G. V. & WOLFE, M. J. (1969): Sabkha cycles in the Arab/Darb Formation of the tracial coast of Arabia. – *Sedimentology*, 12, 165–191, 7 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Amsterdam.
- ZANKL, H. & SCHROEDER, J. H. (1972): Ecology, sedimentology and diagenesis of recent and fossil reefs. – *Geol. Rdsch.*, 61, 480–483, Stuttgart.

TAFEL 1

Fig. 1: Biolithit. MF-Ty Wa 1.

Der untere und linke obere Bildteil werden von Stockkorallen in situ eingenommen. Im rechten oberen Bildabschnitt liegt ein dickschaliges Ostreenbruchstück. Am rechten Bildrand ist ein Echinoidenstachel geschnitten. Die weißen bis hellgrauen unregelmäßig geformten Komponenten sind Corallinaceenbruchstücke. Am linken unteren Bildrand ist ein cyclostomes Bryozoenfragment zu erkennen. Knapp darüber liegen je eine miliolide und rotaliide Foraminifere. Am linken oberen Bildrand ist eine textulariide Foraminifere zu sehen. Die schwarzen Komponenten sind Quarzkörner.

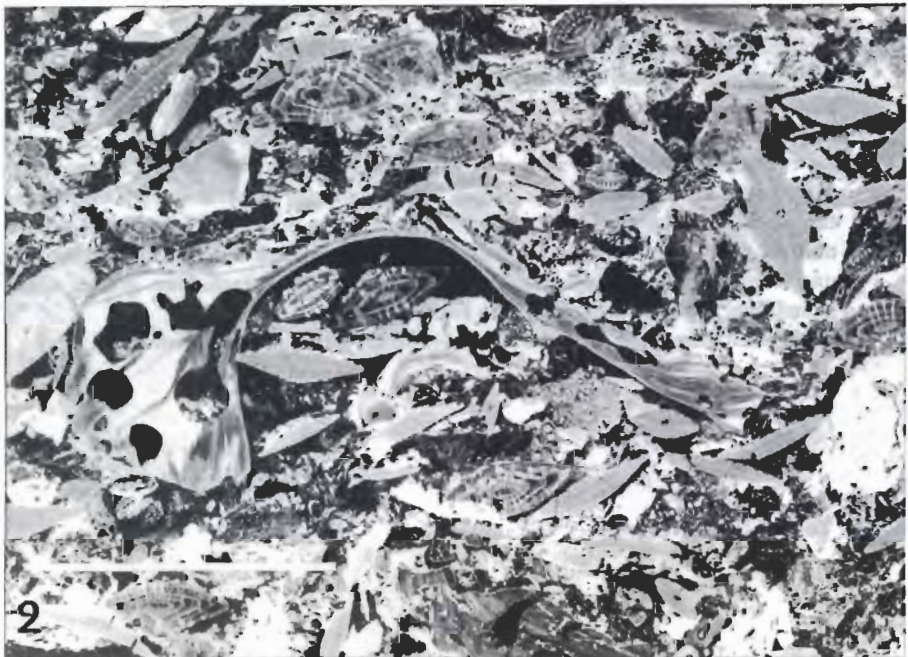
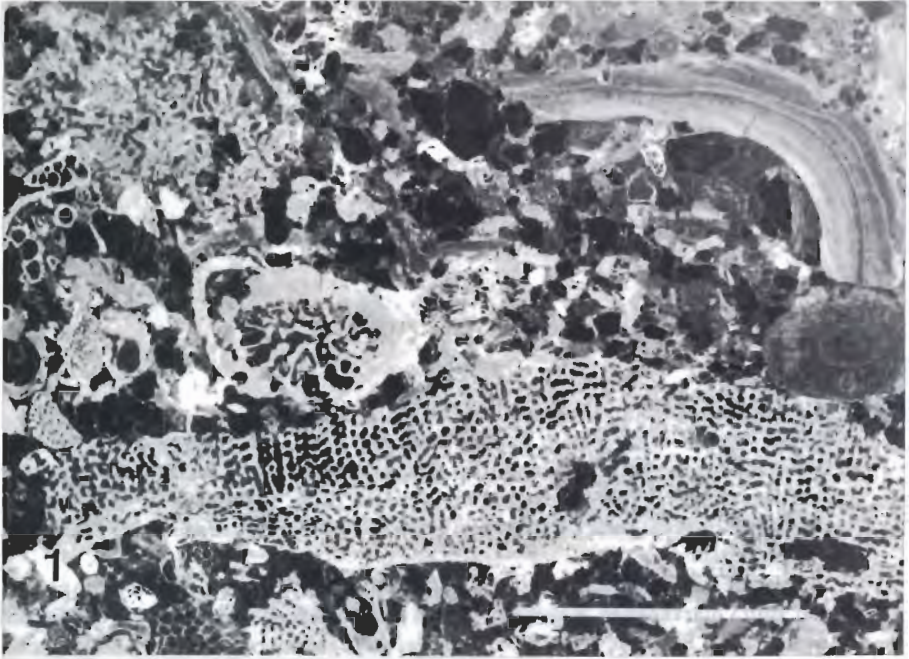
Dünnschliffnegativphoto, Vorkommen 5772, Balkenlänge 5 mm.

Fig. 2: Grobkörniger, dicht gepackter Kalkarenit. MF-Typ Wa 2.

In der Bildmitte liegt quer ein großes Bivalvenschalenbruchstück (*Ostrea* sp.). Der verdickte Teil am linken Ende ist angebohrt. In den Bohrlöchern ist ein Internsediment erkennbar. Häufig treten Discocyclinen, besonders im rechten oberen Bildteil, auf. Nummuliten, mit deutlich sichtbarer Palisadenstruktur, sind im oberen Bildteil und der linken unteren Bildecke zu sehen. Die weißen bis hellgrauen Komponenten sind Corallinaceenbruchstücke. In der Mitte des linken Bildrandes ist ein Echinodermenfragment geschnitten. Ein Stockkorallenbruchstück ist im rechten unteren Bildteil zu erkennen. Rechts der Bildmitte, oberhalb der Bivalvenschale liegen zwei kleine Textulariiden. Die selten auftretenden schwarzen Komponenten sind Quarzkörner und kleine Kristallin-gesteinsbruchstücke.

Dünnschliffnegativphoto, Vorkommen 5758, Balkenlänge 10 mm.

Tafel 1



TAFEL 2

Fig. 1: Nummuliten-Discocyclus-Kalkarenit; MF-Typ Ha 3.

Discocyclus kommen im ganzen Bildbereich vor. Die wenigen langen, sehr dünnen Biogene sind Assilinen. Ein großes Exemplar von *Nummulites* sp. tritt im obersten Bildteil, kleinere am ganzen Bild, besonders in der rechten unteren Bildecke, auf. Die seltenen grau-weißen Komponenten sind Corallinaceenbruchstücke.

Rechts der Bildmitte liegt ein Crinoidenstielglied. Die schwarzen Komponenten sind Quarzkörner. Brauneisenoide erscheinen auf dem Bild als runde und ovale weiße Flecken. Die weißen Areale, die besonders im oberen Bildteil zwischen den Komponenten auftreten, werden durch rostbraunen Limonit verursacht, der die Grundmasse teilweise imprägniert.

Dünnschliffnegativphoto, Vorkommen 5764, Balkenlänge 10 mm.

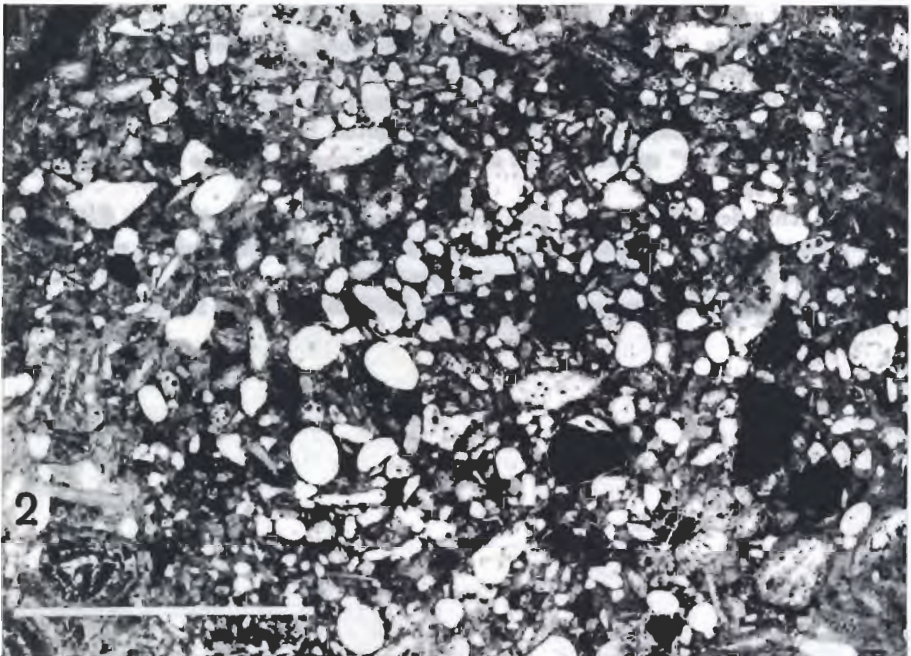
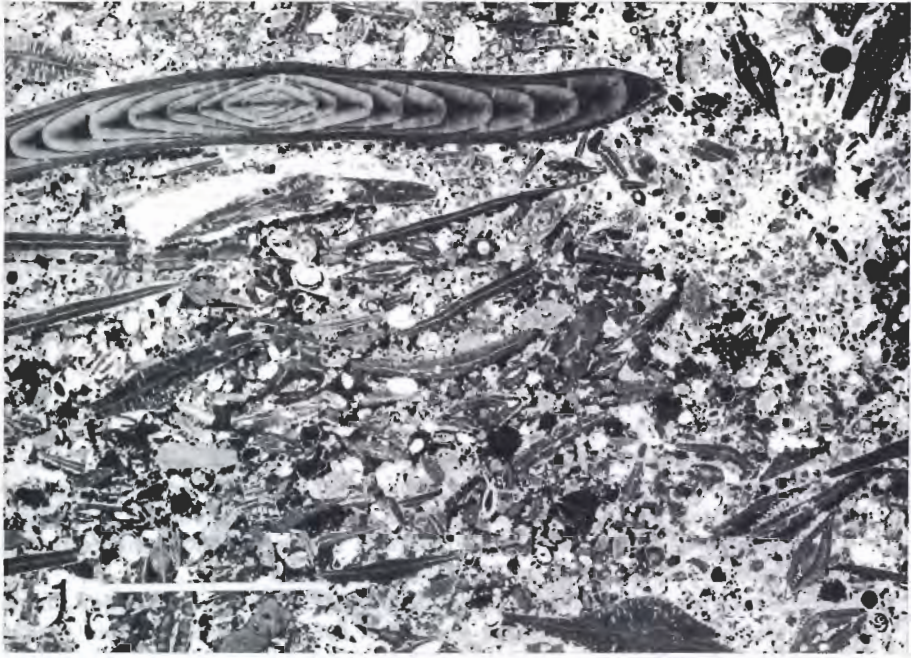
Fig. 2: Oolithischer Discocyclus-Kalkarenit; MF-Typ Ha 4 a.

Die meisten Biogenfragmente sind Discocyclusbruchstücke. Größere Exemplare sind am oberen Bildrand und in der rechten unteren Bildecke zu erkennen. *Nummulites* sp. tritt in der linken unteren Bildecke auf.

Im rechten Bildteil nahe dem oberen Bildrand ist ein cheilostomes Bryozoenfragment zu erkennen. Die wenigen kleinen grauen strukturlosen Komponenten sind Corallinaceenbruchstücke. Die schwarzen verschieden großen Komponenten sind Quarzkörner. Brauneisenoide erscheinen auf dem Bild als ovale und runde weiße Komponenten, Trümmererze als verschieden große, unregelmäßige, etwas gerundete weiße Komponenten.

Dünnschliffnegativphoto, Vorkommen 5852, Balkenlänge 5 mm.

Tafel 2



TAFEL 3

Fig. 1: Quarzhältiger Kalkarenit ohne Grundmasse; MF-Typ Re 3.

Häufig ist *Discocyclus* sp. in oberer und unterer Bildmitte. Die hellgrauen Komponenten sind Corallinaceen. Unter den Bryozoen tritt die cyclostome „*Entalophora*“ sp. in der oberen Bildmitte hervor. Echinodermenreste sind am linken Bildrand und in der Bildmitte geschnitten.

Die schwarzen Komponenten sind Quarzkörner. Rostbrauner Limonit, der in die Gesteinsporen eingedrungen ist, ist auf dem Bild an den kleinen weißen Flecken erkennbar.

Dünnschliffnegativphoto, Vorkommen 5752, Balkenlänge 5 mm.

Fig. 2: Dicht gepackter Corallinaceen-Bryozoen-Biolithit; MF-Typ Re 2.

Artikulierte (Corallinoideen) und inkrustierende (Melobesoideen) Corallinaceen überwiegen. Letztere bilden mit inkrustierenden Bryozoen und rotaliiden Foraminiferen knollen- und lagenförmige Verwachsungen (besonders im rechten Bildteil). Im linken unteren Bildteil tritt die cyclostome Bryozoe „*Entalophora*“ sp. auf, rechts davon und im oberen Teil die cheilostome *Beiselina* sp.

Rechts der Bildmitte ist eine rotaliide Foraminifere, darüber ein Echinodermenstachel erkennbar. Am oberen Bildrand tritt *Nummulites* sp. auf. Der schwarze Fleck links unten ist ein Quarzkorn.

Dünnschliffnegativphoto, Vorkommen 5808, Balkenlänge 5 mm.

Tafel 3

