Mainzer geowiss. Mitt. 17 S. 53-94 36 Abb. Mainz, Juni 1988

Laterale und vertikale Faziesentwicklung der Rhät/Unterlias-Sedimentation im Wallberg-Blankenstein-Gebiet (Tegernsee, Nördliche Kalkalpen)

Harald H. Ehses & Reinhold R. Leinfelder

Kurzfassung: Im Rahmen dieser Arbeit wurden oberrhätische und unterliassische Sedimente des Wallberg-Blankenstein-Gebietes (Tegernsee, Oberbayern) mikrofaziell untersucht und typisiert. Die fazielle Gliederung des sich aus mergelig-kalkigen Kössener Beckensedimenten entwickelnden Oberrhät-Riffkalks läßt zehn sich lokal verzahnende Mikrofazies-Typen erkennen, die z. T. eine mosaikartige Anordnung aufweisen und bisweilen weiter unterteilt werden können. Die sich schon in den Kössener Schichten abzeichnende shoaling-upward-Tendenz mit der Ausbildung von Riffknospen nahm deutlichen Einfluß auf Rifforganismen und Sediment. Ökologische Faktoren, z. B. Wasserenergie, begrenzten jedoch deren Ausbreitung und ließen „echtes" Riffwachstum nicht zu. Neben diesen subtidalen patch reefs und den vergesellschafteten Sedimenten gelangten im höherenergetischen Milieu Barrensedimente zur Ablagerung. Den Höhepunkt der Verflachung zeigen dunkle, intertidale Algen-Bindstones sowie das Auftreten von black pebbles an.

Die untersuchten Kalke des Oberrhäts repräsentieren die Entwicklung einer ramp-artigen, initialen Carbonatplattform innerhalb des Kössener Beckens. Die dann einsetzende, mehr oder weniger kontinuierliche Absenkung des gesamten Sedimentationsraumes beschließt mit dem Ende des Rhät die Riffentwicklung und führt zu Beginn des Lias in stark differenzierte Sedimente des flachen und tieferen Subtidalbereichs, die tektonische Hochzonen in Verbindung mit vorhandener, triassischer Morphologie widerspiegeln.

Ein im weiteren einsetzendes Zerbrechen und Absinken des Tethys-Schelfes führt zur Überdeckung mit tiefneritischen bis bathyalen, grauen Beckensedimenten.

Abstract: By means of microfacies analysis the Upper Rhaetian and Lower Liassic sediments of the Wallberg-Blankenstein region (Tegernsee, Upper Bavarian) are described and classified. The Upper Rhaetian Limestone, developing from the marly/calcareous Kössen basinal sequence, exhibits 10 main microfacies types which partly can be further subdivided. The lateral arrangement of microfacies types displays a mosaic-like distribution. Shoaling upward tendency is obvious already throughout the Kössen beds by the development of reef patches. This pattern also influenced distribution of reefal organisms and sediment types in the superimposed Rhaetian calcareous sedimentation. Ecological restrictions (e.g., water energy) limited, however, a more pronounced occurrence of reef biota and thus inhibited the development of "true" reefs. Besides these shallow subtidal patch reefs and related deposits, shoal sediments were deposited in higher energy settings. Dark intertidal algal bindstones and occurrence of black pebbles correspond to the peak of shoaling. The studied Upper Rhaetian limestones reflect the development of a ramp-like initial limestone platform within the Kössen basin. Reefoid development ceases with the discontinuous drowning of the

depositional area at the end of the Rhaetian. This led to strongly differentiated shallow to deep subtidal deposits at the beginning of the Liassic, reflecting tectonic uplifts and predepositional Triassic topography.

Further break-up and sinking of the Tethyan shelf resulted then in the superposition of bathyal, grey basinal deposits.

1. Einleitung

Die Obertrias des alpinen Tethys-Schelfes ist durch mächtige Carbonatgesteine gekennzeichnet. Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen treten starke fazielle Unterschiede sowie ein rascher horizontaler und vertikaler Fazieswechsel auf. Dies ist auf die im Anschluß an die karnische Regressionsphase einsetzende Transgression zu Beginn des Nors zurückzuführen. Eine ausgedehnte Plattform mit überwiegend carbonatischen Flachwassersedimenten und unterschiedlichen Faziesräumen war die Folge. Es bildeten sich teilweise ausgedehnte Riffkomplexe, die nach Zankl (1971) „durch die lokale Konzentrierung zahlreicher, kleiner Fleckenriffe" entstanden. Die Differenzierung des Ablagerungsraumes erreichte im Rhät ihren Höhepunkt mit einer durch Schwellen und Becken gegliederten Morphologie.

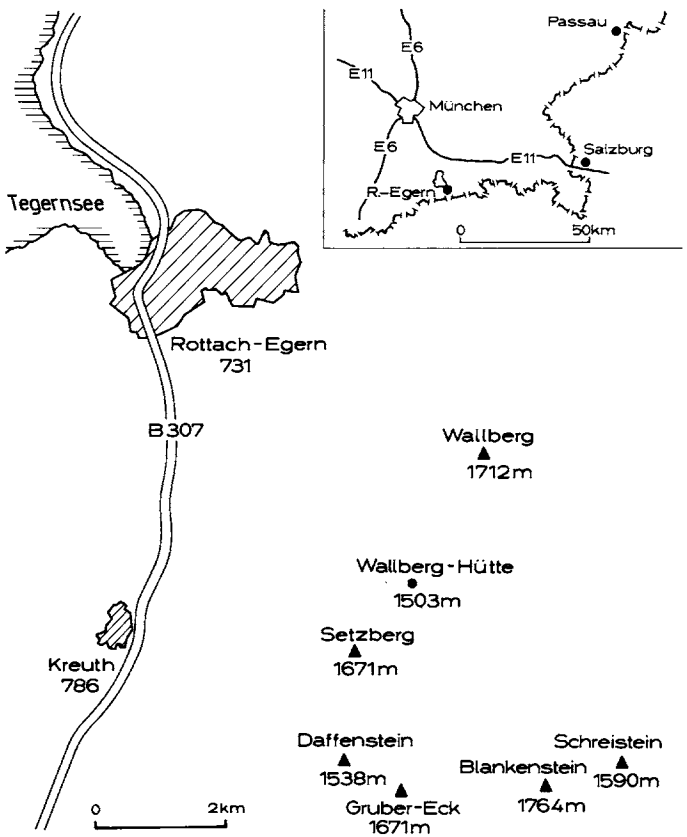


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes.

Auf Schwellen siedelten sich riffbildende Organismen an und erreichten bei stetiger Absenkung des Untergrundes gesteinsbildende Bedeutung. Es entstanden die Oberrhät-Riffe, meist als Fleckenriffe in geschützter Lagunensituation gelegen. Die Beckensedimente weisen dagegen einen feinklastischen Charakter auf, was durch das im N liegende Festland bedingt war. Mit Beginn des Jura zerbrach diese Plattform infolge tektonischer Bewegungen in einzelne Schollen. Das daraus resultierende, unruhige Relief führte zur Ablagerung überwiegend pelagischer Sedimente mit unterschiedlicher fazieller Ausbildung (Fabricius, 1966).

Das Arbeitsgebiet gehört zum N-Teil des Mangfallgebirges, ca. 50 km SE München, sowie ca. 2 km SSE Rottach-Egern, Blatt 8336/8436 Rottach-Egern, Deutsche Topographische Karte 1 : 25 000 (Abb. 1). Das Belegmaterial befindet sich im Institut für Geowissenschaften (Paläontologie) der Johannes Gutenberg-Universität Mainz. Die Autoren danken Herrn Prof. Dr. N. Schmidt-Kittler, Mainz, für anregende Diskussionen sowie Herrn A. Becker, Mainz, für die Herstellung des Schliffmaterials.

2. Geologischer Bau und Stratigraphie

Das Wallberg-Gebiet gehört großtektonisch zum Bayerischen Synklinorium (Tollmann 1969), welches am N-Rand der Nördlichen Kalkalpen von der Lechtaldecke gebildet wird. Den tektonischen Baustil kann man als Schuppen- und Deckenbau bezeichnen, wobei sich im Westen der Kalkalpen vier übereinanderliegende, tektonische Einheiten abgrenzen lassen. Der Hauptkörper der Lechtal-Einheit wird durch ein weiträumig zu verfolgendes, relativ regelmäßiges Faltungssystem gegliedert, wobei sich markante nördliche Faltenelemente wie etwa die Doppelmulde des Bayerischen Synklinoriums vom Ammergebirge bis zum Inntal ca. 100 km weit im Streichen verfolgen lassen. Der regelmäßige Längsfaltenbau der Doppelmulde im Bereich des Wallberg-Gebietes weist schwach nordvergente, überkippte Schenkel auf (Abb. 2).

Die Schichtenfolge reicht mit einer Gesamtmächtigkeit von bis zu 1500 m (Osswald 1924) von der Obertrias bis zum Oberjura. Dabei entfallen die größten Mächtigkeiten auf den Hauptdolomit und Plattenkalk des Nor, die eine Mächtigkeit von maximal 1000 m erreichen und hauptsächlich südlich des Arbeitsgebietes aufgeschlossen sind. An Hand sedimentologischer Merkmale wie Laminiten, Rhythmiten, stromatactis usw. schließt Müller-Jungbluth (1970) auf seichte bis extrem seichte Ablagerungsverhältnisse (flachstsubtidal–intertidal), die einem Gezeitenbereich entsprechen. Fossilarmut in Verbindung mit hohem Bitumengehalt deuten auf z. T. hypersaline Verhältnisse eines schlecht durchlüfteten Meeresraumes mit sehr eingeschränkten Lebensbedingungen für die Bodenfauna hin. Der relativ einheitliche, lagunäre Charakter des Hauptdolomit-Sedimentationsraumes erfuhr während der Zeit der Plattenkalksedimentation eine Differenzierung, die dann im Rhät ihren Höhepunkt erreichte. Fabricius (1966) unterteilte diesen durch Reliefunterschiede gekennzeichneten Ablagerungsraum bezüglich der differenzierten Ausbildung der Gesteinstypen in den Oberrhät-Riffkalk als Schwellenfazies und die Kössener Schichten als Beckenfazies, welche sich lokal ersetzen können (Profil B). Letztere bildeten die Basis der Profilaufnahmen und der mikrofaziellen Bearbeitung.

Die aufgenommenen Profile liegen in drei parallelen Zügen, entsprechend den Aufschlußverhältnissen des Oberrhätkalkes in der Doppelmulde. Dieser Umstand erlaubte eine gute räumliche Erfassung der Faziesverhältnisse. Die entstandene morphologische Gliederung des Ablagerungsraumes bildete in Verbindung mit einsetzenden tektonischen Bewegungen die Basis der zunächst unterschiedlich entwickelten, geringmächtigen Sedimente des Lias mit den Bunten Cephalopoden-Kalken, Adneter Knollenkalken, Roten Spongiten und Hierlatz-

kalken, die im oberen Hettangium in den relativ einheitlich aufgebauten Fleckenkalk übergehen, dessen Mächtigkeit max. 300 m beträgt (Osswald 1924). Gegen Ende des Lias treten immer mehr Verkieselungen auf, die den im gesamten höheren Dogger bis tieferen Malm anzutreffenden Radiolarit ankündigen. Kieselreiche, bunte „Aptychenschichten" bilden den Top der Schichtenfolge.

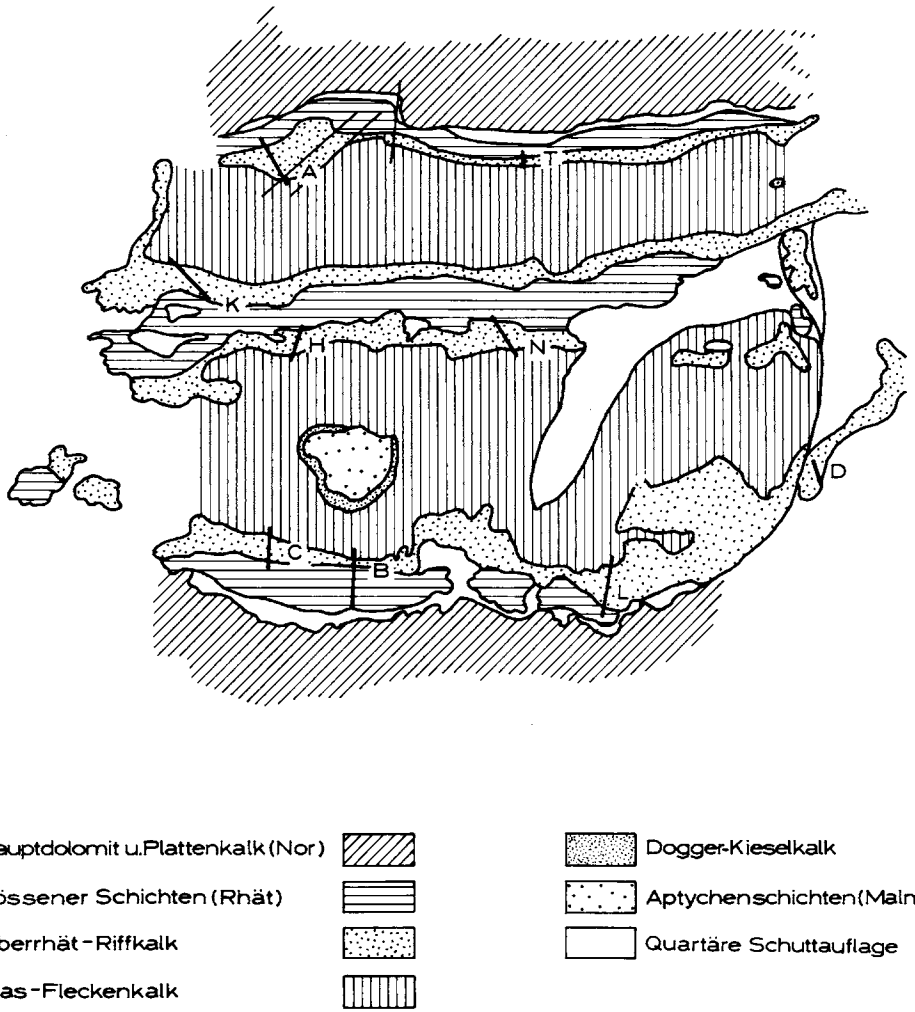


Abb. 2: Geologische Karte des Risserkogel-Gebietes (Ausschnitt) (nach Osswald) 1924. A = Wallberg West; B = Auf der Wurz; C = Daffenstein; D = Schreistein; H = Setzberg West; L = Blankenstein; K = Roßstein Ost; N = Setzberg Ost; T = Wallberg Süd.

3. Mikrofazielle Beschreibung

3.1. Faziestypen der Kössener Schichten

3.1.1. Wechsellagerung von Bioklast–Float-/Rudstones und Mudstones

Fabricius (1966) bezeichnete diese Fazies als Lumachellen-Fazies. Neben Bivalven bilden Gastropoden und Brachiopoden die Bioklast-Komponente. Die Sortierung ist schlecht, die Schalen sind wenig zerbrochen bis unzerbrochen und können Horizonte zwischen 1 und 20 cm bilden. Die Grenze zum unterlagernden Kalkschlammsediment ist scharf und erosiv ausgebildet. Auch im Hangenden dieser Tempestitlagen wurden wieder feinkörnige, fossilarme, oftmals laminierte Kalk-Mudstones abgelagert. Terrigener Quarz ist selten und nur innerhalb von Tempestitlagen zu finden; Pyrit hingegen ist immer vorhanden und gehäuft an Bioklasten gebunden (Abb. 3). Episodische Sturmereignisse unterbrachen die normalerweise eintönige Kalkschlammsedimentation und führten zur Ablagerung allochthoner Bioklasten. Im Untersuchungsgebiet bilden geschützte Buchten, aber auch tiefermarine Beckenbereiche den Sedimentationsraum dieser Wechselfolgen.

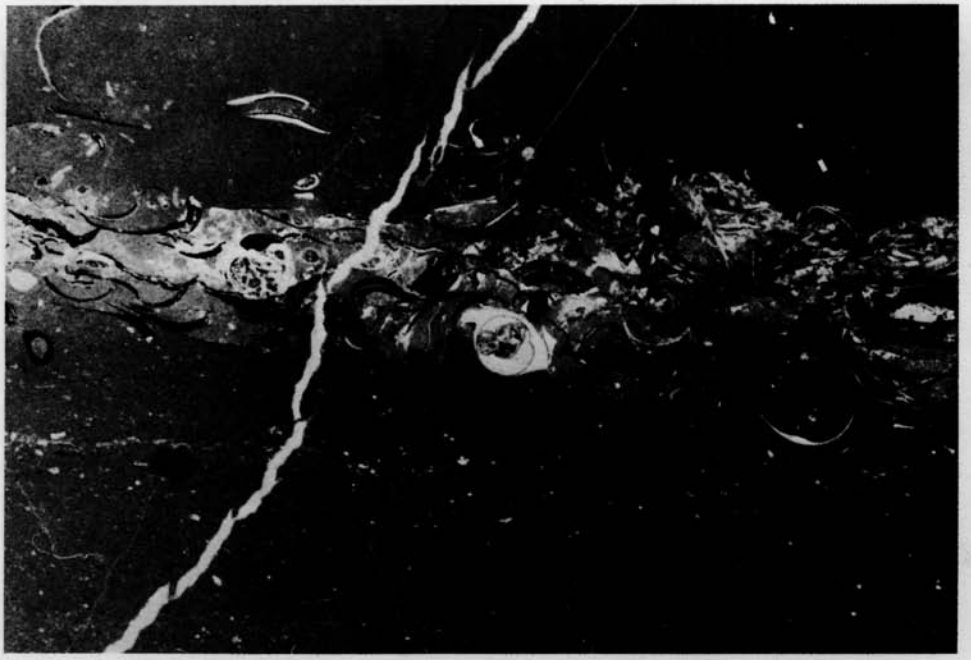


Abb. 3: Proximaler Tempestit aus Mollusken (Bivalven und Gastropoden), mit feinkörnigem Mikrit wechsellagernd, Schliff T 10, 6,3 X.

3.1.2. Korallen-Floatstone

Aus zerbrochenen Korallenästen und massiven Einzelkorallen in mikritischer Matrix ist dieser Faziestyp aufgebaut. Die relativ gute Erhaltung der z. T. langästigen, stark verzweigten Korallenfragmente spricht für eine geringe Transportweite. Bei den in situ vorhandenen, hochwüchsigen Einzelkorallen dominiert *Montlivaltia marmorea*. Neben Klasten von Korallen kommen Brachiopoden- und Molluskenschalen in einer mikritischen, peloidhalti-

gen Matrix vor. Diese fazielle Ausbildung kennzeichnet die erste Besiedlung von Riffbildnern auf relativ weichem Substrat (nach Kuss 1983: Biostrom-Fazies), wobei die z. T. hohen Sedimentationsraten den entscheidenden einschränkenden Wachstumsfaktor bildeten.

3.1.3. Korallen-Bafflestone

Der innere Aufbau dieser kleinen, massigen Bioherme entspricht zumeist der Oberrhät-Riffkalk-Bafflestone-Fazies, weshalb eine strenge Abgrenzung nicht vorgenommen wird (s. Kap. 3.2.6.).

3.1.4. Wechsellagerung bioturbierter Bioklast–Wacke-/Packstones mit Mergeln

Echinodermen- und Brachiopodenfragmente bauen den Bioklastanteil in einer mikritischen, pyritreichen und z. T. quarzreichen Matrix auf. Eine Wechsellagerung mit feinlaminierten, in dieser Sequenz dominant auftretenden Mergeln ist die Regel. Wiederholte Bioturbation ist häufig und führt zu einer Anreicherung von Bioklasten. An hochdiversen

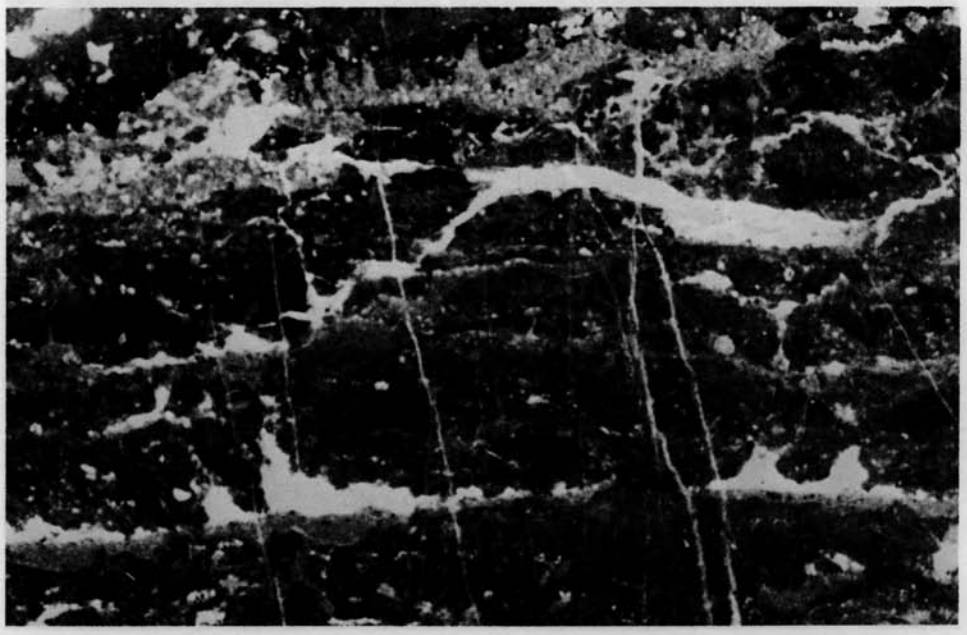


Abb. 4: Algenlaminite aus mikritischen und pelmikritischen Lagen, Hohlraumstrukturen, Typ stromatactis, mit Internsedimenten. Laminierung durch Stylolithenbildung verstärkt, Schliff A 4 a, 16 X.

Spurenfossilien können *Thalassinoides*-, *Rhizocorallium*- und *Zoophycos*-Assoziationen entsprechend der *Cruziana*- und *Zoophycos*-Fazies (Seilacher 1967) ausgehalten werden. Eine detaillierte Beschreibung gibt Kuss (1983). *Cruziana*-Assoziationen sprechen für episodisch gebildete Weichgänge des tieferen Subtidal, wogegen die *Zoophycos*-Fazies auf kontinuierliche Bioturbationstätigkeit in Stillwasserbereichen unterhalb der Wellenbasis hinweisen.

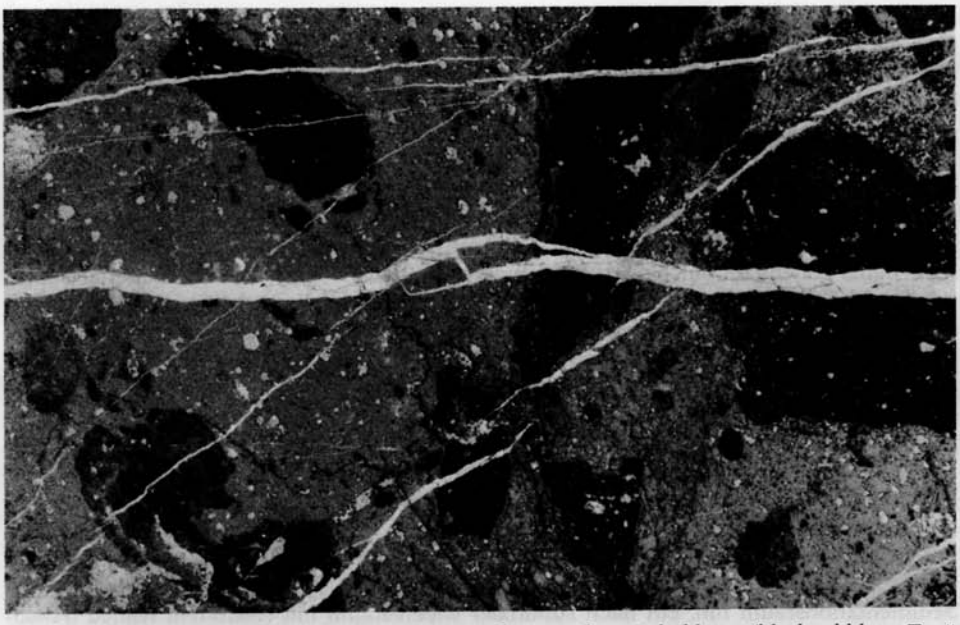


Abb. 5: Resediment mit großen, schlecht sortierten, nicht gerundeten Lithoklasten (black pebbles, z. T. mit stromatactis-Hohlräumen), Peel A I 5, 7 X.

3.2. Faziestypen des Oberrhät-Riffkalkes

3.2.1. Algen-Laminit-Bindstone

In einer dunklen, mikritischen bis pelmikritischen Matrix treten bis zu 1 cm lange und 0,5 mm hohe, unregelmäßig geformte, ± parallel angeordnete Hohlräume vom Typ stromatactis mit mechanisch angelagerten Internsedimenten und/oder chemisch angelagertem Sparit auf. Nach Müller-Jungbluth & Toschek (1969) liegt meist ein LF-A-Gefüge vor. Das Sediment entstand durch sedimentbindende Algenmatten (Cyanophyten) unter zumindest zeitweise reduzierenden Bedingungen (Abb. 4). Der Fossilgehalt ist gering. Neben Klasten von Echinodermen und Ostrakoden treten Filamente und Foraminiferen auf, wobei Involutinen schichtparallel angereichert sein können. Schott (1984) beschreibt eine derartige Anreicherung von Foraminiferen und Mikroproblematika in einem sonst pelmikritischen Sediment als Foraminiferen-Tempestit. Solche Sedimente können als kurzfristige Sturmereignisse gedeutet werden oder durch bodenlebende Organismen bedingt sein. Insgesamt dürfen abgeschnürte Buchten und Gezeitentümpel des mittleren bis unteren Intertidalbereiches angenommen werden.

3.2.2. Lithoklast-Floatstone

Bis 4 cm große, dunkle, meist angulare bis subangulare, schlecht sortierte Komponenten „schwimmen" in einer mikritischen, partiell dolomitischen, ostrakoden- und filamenthaltigen Matrix. Die Klasten weisen einen deutlichen Gehalt an Bitumen und Pyrit sowie kleine, unregelmäßig geformte birdseyes und stromatactis-Hohlräume auf (Abb. 5). Ein eindeutig identifizierbarer Biogenanteil ist nicht vorhanden, jedoch weisen ovale, vollständig verfüllte

Sparitareale auf Grund ihres Umrisses auf Involutinen hin. Die polymikten Bioklasten kann man als Aufarbeitung eines schon mäßig bis stark lithifizierten Sedimentes interpretieren. Diese Resedimente weisen die gleiche mikrofazielle Ausbildung wie Faziestyp 1 auf (Kap. 3.2.1.). Ähnliche Gebilde beschreiben z. B. Strasser & Davaud (1983) aus dem Schweizer Jura als black pebbles und bewerten diese als ein nützliches Indiz für ehemalige Supratidal- und Landbereiche. Die dunkle Färbung der Komponenten geht auf Imprägnationen organischem Materials (z. B. Huminsäuren) in einem anoxischen und leicht alkalischen Milieu zurück. Lieferanten für dieses Material sind Algen und höhere Pflanzen, z. B. mangrovenartige oder terrestrische Pflanzen. Gezeiten und Stürme führen zur Bildung von Lithoklasten. Man kann daher annehmen, daß eine Aufarbeitung von relativ höher gelegenem Material (supratidal und höher) in relativ tiefer gelegene Bereiche (Intertidal–Subtidal) vorliegt. Kurzfristig auftretende, stärkere Strömungen und Turbulenzen im Zusammenhang mit Meeresspiegelschwankungen in einem ansonsten ruhigen Sedimentationsraum kennzeichnen diesen Faziestyp.

3.2.3. Dolomitisierte Bioklast–Mud-/Wackestones

Die Dolomitkomponente beträgt in diesem dunkelgrauen Mikrit bis zu 50%, wobei der Übergang Kalk/Dolomit undeutlich und wolkig ausgebildet ist und partiell Fossilkomponenten auslöscht. Daneben tritt terrigener Quarz mit einem Anteil von max. 10% auf. Selten sind unregelmäßige, krümelige Strukturen, die durch Peloide und Intraklasten hervorgerufen werden (Abb. 6). Die enge Verzahnung mit dem Faziestyp 2 deutet auf einen gemeinsamen Sedimentationsraum hin. Ein flach subtidaler Meeresraum mit restriktem Milieu (Fossilarmut) kann als Ablagerungsraum angenommen werden.

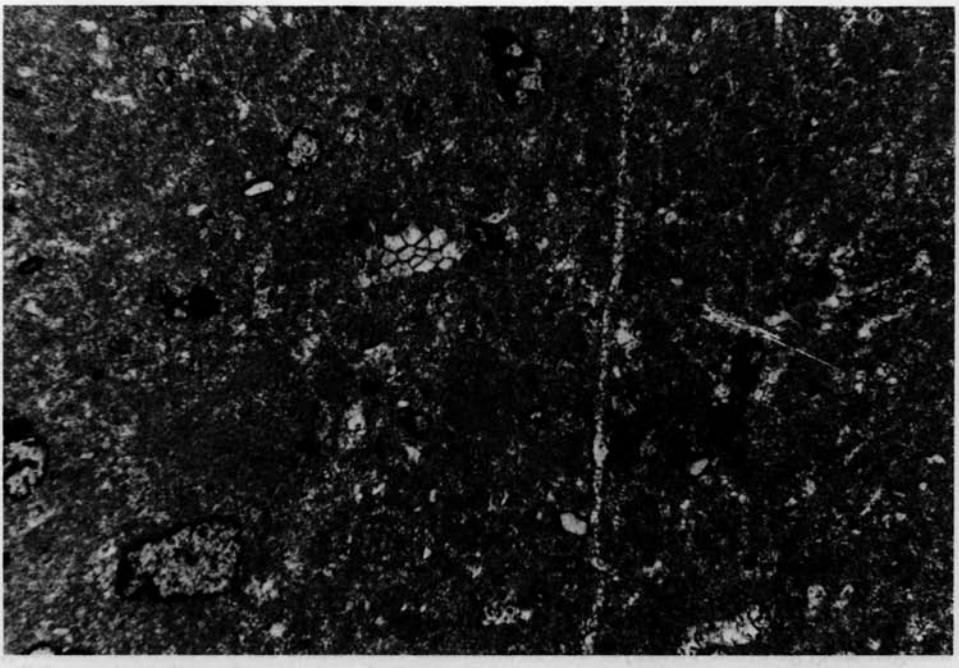


Abb. 6: Dolomitisierter Wackestone mit Bioklasten (Bryozoen?) und Quarz, Peel A I 2, 24 X.

3.2.4. Peloid–Wacke-/Packstone

Dicht gepackte, schlecht sortierte und bisweilen zu Aggregatkörnern verschweißte Peloide bilden bei schwankendem Mikritgehalt die Hauptkomponente. Biogene sind selten, können schichtparallel aber stark angereichert und gesteinsbildend sein (Abb. 7). Zum einen bilden Involutinen, Trocholinen und Triasinen 2-15 cm mächtige Horizonte, zum anderen können kleine Gastropoden (max. 3 mm) und dünnschalige Ostrakoden als Schillagen auftreten, wodurch zeitweilig höhere Turbulenzen angezeigt werden. Auffallend ist ein unregelmäßiges Hohlraumgefüge (LF-B), welches zwischen den Komponenten auftritt. Es wird z. T. durch birdseyes, z. T. aber durch sparitverfüllte Hohlräume, hervorgerufen durch *Lithocodium* sp. gebildet. Gemeinsam mit *Lithocodium* kommt oftmals *Bacinella* sp. vor. Letztere spannt häufig ein unregelmäßiges Netzwerk auf, das die sparitischen Hohlräume durchzieht. Lokal können diese Mikroproblematika dem Gestein einen Bindstone-Charakter geben und die enge Faziesverwandtschaft zum Algen-Bindstone (Kap. 3.2.1.) untermauern.

3.2.5. Ooid-Peloid–Wacke-/Packstone

Radialfibröse Ooide in einer pelmikritischen Matrix kennzeichnen diesen Faziestyp. Die durch helle Lamellen mit radial angeordneten, faserförmigen Kristallen bestimmte Struktur dürfte primärer Natur sein. Solche Ooide werden häufig (Sass et al. 1972; Flügel 1982, Reijers & ten Have (S. 18, 1983) als Stillwasserooide angesehen. Der Kern ist relativ groß (> 50% des Gesamtdurchmessers) und besteht zu mehr als 60% aus z. T. rekristallisierten Peloiden sowie Foraminiferen (Involutinen). Hinzu kommen noch Bioklasten (Echinodermen

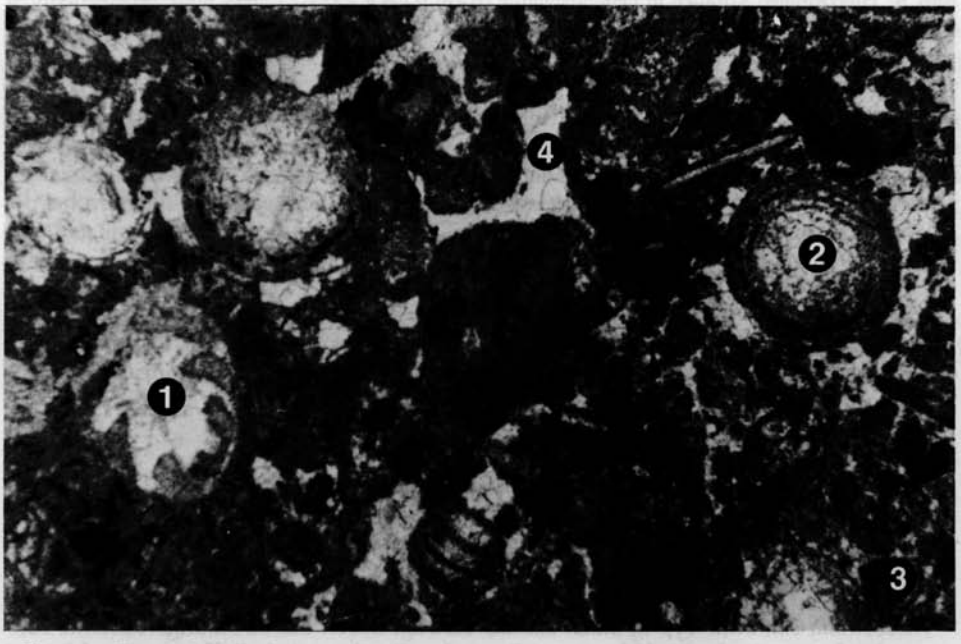


Abb. 7: Bioklast-Peloid-Packstone mit *Trocholina* sp. (1) und *Triasina hantkeni* (2), deren erste drei Umgänge mikritisiert sind und das Innere umkristallisiert ist; dazwischen Peloide (3) und birdseyes (4), 40 X.

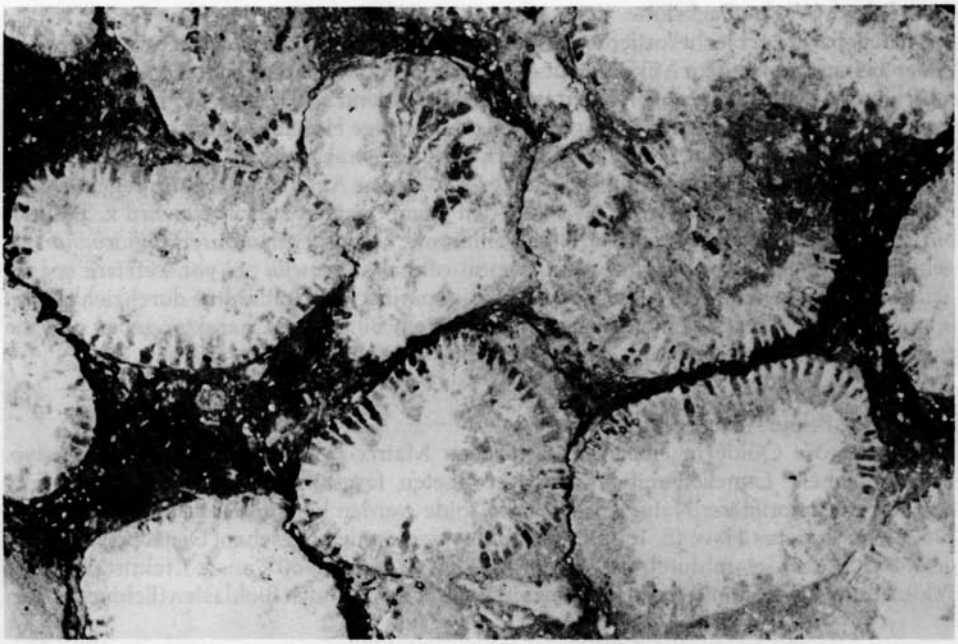


Abb. 8: Thecosmilien-Korallen in Lebendstellung (Form B nach Zankl), Querschnitt, Septalstrukturen umkristallisiert, pyritreiche, komponentenführende Matrix, Suturenkontakt, Schliff L I 1b, 6,3 X.

usw.) und Quarz. Die Matrix ist mikritisch bis pelmikritisch, sehr selten mikrosparitisch bis sparitisch. Dicht gepackt sind einige Peloide zu Aggregatkörnern verbacken. Neben Ostrakoden und Foraminiferen findet man auch wenig bis unzerbrochene Klappen von Brachiopoden. Daher ist eine Genese in geringenergetischen Bereichen wahrscheinlich, wobei die paläogeographische Position dieser Ooide in mäßig exponierten Barrenflächen mit geringer Wasserbewegung oder in geschützter Lagunenposition zu suchen ist.

3.2.6. Boundstones

Die Unterteilung der autochthonen Kalke (Boundstones) erfolgt nach Dunham (1962), ergänzt durch Embry & Klovan (1972) und geht auf die Fähigkeit von Organismen zurück, Sediment zu „fangen" oder zu „binden".

Korallen-Bafflestone

Das biogene Gerüst dieser Sedimentfänger wird hauptsächlich von Thecosmilien-Korallen aufgebaut. Sie sind an die durchlichteten Bereiche gebunden und weisen durch ihre spezifische Wuchsform auf direkte Standortbeziehungen im Riffkomplex hin. In Verbindung mit dem umgebenden Sediment lassen sich Rückschlüsse auf Strömung und Wasserenergie ziehen.

– *Thecosmilia clathrata* Typ B, (nach Zankl) verträgt durch das strömungsresistente Riffgerüst hochenergetische Verhältnisse, z. B. an den Rändern einer Riffknospe und besitzt dadurch Schutzfunktion für die zentralen Teile dieser Riffknospe vor dem destruktiven Einfluß hoher Wasserenergie (Abb. 8).

– *Thecosmilia clathrata*, Typ A (nach Zankl) dokumentiert niederenergetische Verhältnisse, die entweder im Strömungsschatten von anderen Riffbildnern (z. B. *Thecosmilia*, Typ B) oder in etwas tieferen Bereichen der Riffe auftreten. Auf weitere Beziehungen zwischen Korallen-Wuchsform und ihrer Zuordnung im Oberrhät-Riffkomplex geht Schäfer (1979) ein. Die einzelnen Korallite weisen selten Inkrustationen auf. Zwischen den Korallen befindet sich reiner, lutitischer Kalkschlamm, gelegentlich aber auch arenitischer, gradierter, organogener Schutt sowie Pelmikrit. Der Organodetritus besteht aus Fragmenten von Riffbildnern, Echinodermen, Echiniden, Gastropoden, Bivalven und Foraminiferen. Die Hohlräume innerhalb der Korallite sind mit mehrphasigem Blockzement verfüllt.

Abb. 9: Längsschliff durch *Stylophyllum polyacanthum* mit ausgeprägten Tabulae. Sehr stark von *Lithocodium* und *Bacinella* umkrustet. Links erkennt man einen umkristallisierten, nicht segmentierten Kalkschwamm und mit Internsedimenten verfüllte Hohlräume, Peel L I 1a, 8 X.

Framestones

Biogene Anlagerung durch Organismen kennzeichnet diese fazielle Ausbildung. Es treten einfache, phaceloide, oder kuppelförmige Korallenstöcke (Durchmesser 10–30 cm), Kalkschwämme, Hydrozoen und Kalkalgen auf. Als sekundäre, meist zu mehreren Generationen biogener Anlagerung führende Organismen kommen Kalkalgen, Bryozoen, Tabulozoen, sessile Foraminiferen und Mikroproblematika vor (Abb. 9).

Nach der von Schäfer (1979) beschriebenen Beziehung zwischen Wuchsform und Standort findet man diese massiven Gerüstbildner randlich gelegen, jedoch in relativ geschützter Position. Ein gegenseitiges Überwachsen der Organismen sowie eine sekundäre Besiedlung ist die Folge. Die relativ hohe Wasserenergie wird auch durch das umgebende Sediment ausgedrückt, welches nicht selten sparitische Bioklast- und Peloidbereiche besitzt. Lokal können auch nestartige Anreicherungen von kleinen, dünnschaligen Gastropoden beobachtet werden. Die verbliebenen Hohlräume sind innerhalb der Framestone-Fazies teils als Wackestone, teils aber auch als Packstone entwickelt. Viele Klasten von Riffbildnern, Crinoiden, Echiniden, Gastropoden, Bivalven, Foraminiferen und Peloiden weisen z. T. Gradierung auf. Die Cortoidisierung durch bohrende Algen und/oder Pilzen ist hoch, was bis zur vollständigen Mikritisierung führen kann. Die Korallen und Kalkschwämme zeigen im allgemeinen verschiedene Stadien der Überprägung primärer Strukturen durch Rekristallisation. In den Interseptalräumen haben sich zuerst fibröse A-Zemente angelagert, deren verbliebene Restlumina dann mit grobgranularem Blockzement verfüllt wurden.

3.2.7. Riffdetritus–Float-/Rudstone

Innerhalb und am Rand der Boundstone-Fazies treten Bioklast-Detrituskalke auf, die durch eine hohe Heterogenität der Komponenten sowie einen großen Anteil an riffbewohnenden Organismen bei mäßiger bis schlechter Sortierung charakterisiert sind. Die Korngröße der Komponenten reicht vom feinarenitischen bis zum grobruditischen Bereich, wobei scharfkantige Umrisse auf Bruchflächen deuten. An Fossilkomponenten findet man Korallen (Thecosmilien und thamnasteroide Korallen), Kalkschwämme, Bryozoen, Echiniden, Crinoiden, Gastropoden, Bivalven, Ostrakoden und Foraminiferen. Die Klasten sind mäßig stark zerbrochen, z. T. cortoidisiert. Umkrustungen sind selten (Abb. 10). Die Ausbildung der Schuttkalke innerhalb der zentralen Riffareale hängt in erster Linie von Art und Aufbau der entsprechenden Riffknospe bzw. Riffbildner sowie deren Position ab.

3.2.8. Onkoid–Float-/Rudstone

Die Boundstone-Fazies verzahnt sich im W des Blankensteins mit Detritus-Kalken, deren Hauptkomponente durch Algen angebohrte und umkrustete Rifforganismen bilden. Umkrustungen durch Cyanophyten treten im oberen Subtidal bis zum unteren Intertidal auf, jedoch gibt es im untersuchten Bereich keine Hinweise auf zeitweiliges Trockenfallen. Die Kerne der Onkoide weisen eine relativ geringe Heterogenität auf. In erster Linie findet man Fragmente von Korallen, untergeordnet auch umkrustete Klasten von Gastropoden und Bivalven.

Die mikritische bis sparitische Matrix zeigt im allgemeinen ein abgestütztes Gefüge. Weitere biogene Komponenten bestehen aus Schalenbruchstücken, Echinodermen und Foraminiferen. Hinzu kommen noch Peloide und selten Aggregatkörner. Der biogene Detritus weist eine z. T. vollständige Mikritisierung auf, die einzelne Komponenten strukturlos gestaltet (Abb. 11). Weiter weg vom Riff wird der Biogenanteil hauptsächlich von Dasycladaceen-Fragmenten (*Heteroporella* sp. und *Diplopora* sp.) gekennzeichnet. Es kommen alle Stadien der Cortoidisierung vor, die eine Abgrenzung zur echten onkoidischen Umkrustung erschweren (Abb. 12).

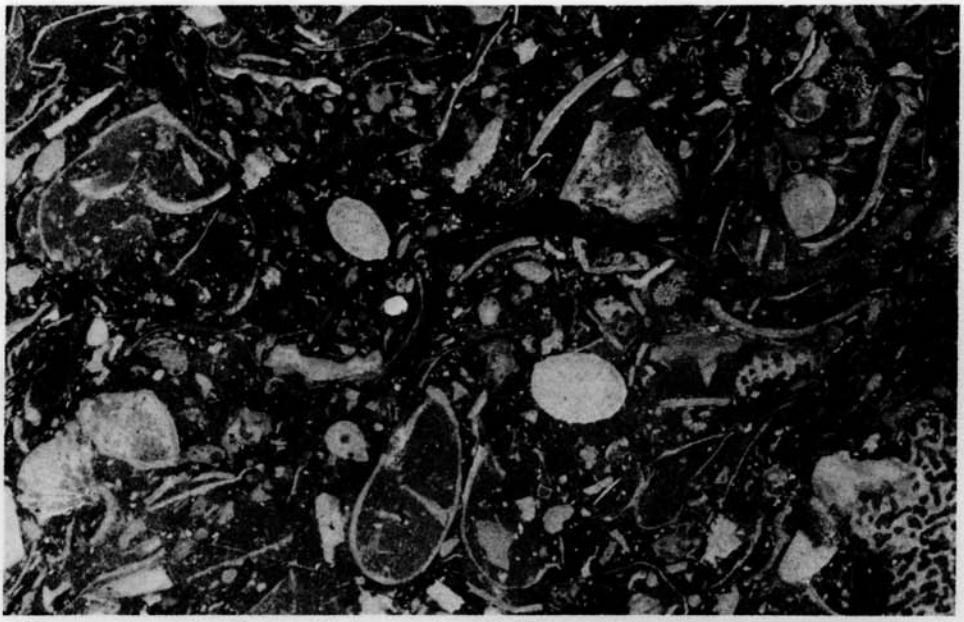


Abb. 10: Dicht gepackter Float-/Rudstone mit sehr viel Riffdetritus (Korallen, Kalkschwämme), Crinoiden, Echiniden-Stacheln und vielen Schalenbruchstücken, Peel L 11, 6,3 X.

Abb. 11: Onkoidisch umkrustete Korallenfragmente mit unregelmäßigem Lagenbau, teils in mikritischer, teils sparitischer, cortoidhaltiger Matrix, Schliff L I 8, 7,5 X.

Abb. 12: Querschnitt von *Heteroporella zankli* (unten), darüber onkoidisch umkrustetes Kalkschwamm-Fragment mit feinem Innengewebe; oben: umkristallisierter Diploporen-Klast, Schliff L 7, 12 X.

In höher energetischen Sedimenten kommen lokal Solenoporaceen als dominante Kalkalgenkomponenten vor. Die Mikritisierung ist bei den meist als Knollen ausgebildeten Solenoporaceen deutlich. Das umgebende Sediment weist einen starken Sparitanteil auf und ist normalerweise als Pack/Grainstone ausgebildet, deren abstützende Komponenten aus Foraminiferen, Cortoiden, Aggregatkörnern, Intraklasten, Peloiden und Echinodermen bestehen. Allgemein kann man als Lebensraum für die Dasycladaceen einen in geschützter Lagunenposition gelegenen Riff-Flankenbereich mit z. T. höherenergetischen Bereichen (dort Solenoporaceen) annehmen, dem Material aus der Turbulenzzone der Riffe mehr oder weniger aufgearbeitet zugeführt wurde. Eine gelegentlich zu beobachtende, polar verstärkte Onkoidbildung fordert zumindest zeitweilig geringenergetische bis Stillwasserbereiche mit episodisch ansteigender Wasserenergie.

Im Verzahnungsbereich mit Kössener Schichten sind die onkoidischen Umkrustungen (max. 2 cm) am deutlichsten ausgebildet. Hauptkernbildner sind ruditische Schalenfragmente und nicht näher identifizierbare Bioklasten. Eine Unterbrechung der Umkrustung durch Erosion oder Umlagerung wurde nicht beobachtet. Es fällt auf, daß sehr viele Sedimentpartikel (Bioklasten, Pyrit) durch Einfangen und Verkleben auf der Schleimoberfläche der Algen fixiert wurden. Episodische Sturmfluten transportierten das Bioklastmaterial in diese geschützten Bereiche unterhalb der Wellenbasis. Hier fand die onkoidische Umkrustung statt.

3.2.9. Aggregatkorn-Ooid–Grain-/Rudstone

Das abgestützte Gefüge wird in erster Linie von 0,5–3 mm großen, wenig gerundeten, synsedimentär verbackenen und stark mikritisierten Kornaggregaten gebildet. Innerhalb dieser Komponenten lassen sich Strukturen von Peloiden, Lithoklasten und Bioklasten beobachten,

die durch eine dunkle, bituminöse Matrix verbacken sind. Teilweise Kappung der randlich agglutinierten Partikel deutet auf lokale Aufarbeitung hin (Abb. 13).

Aggregatkörner entstehen durch Verkittung benachbarter Carbonatkomponenten im allgemeinen in sub- bis intertidalen Flachwassergebieten (max. 10 m Wassertiefe) mit herabgesetzter Zirkulation (Flügel 1982). Rezent wurden z. B. von der Bahama-Bank (Bathurst 1971), vom Persischen Golf (Taylor & Illing 1969) und südlich Kuba (Bathurst 1971) Aggregatkörner beschrieben. Daneben kommen als abiogene Komponenten Peloide und Pyrit vor. Ooide sind in diesem Bereich selten, können lokal aber angereichert sogar monomikte Ausbildungen erzeugen. Es dominieren dicht gepackte Einfach- und Normalooide in mittelarenitischer Korngröße (Fabricius 1967). Mehrfachooide sind selten und umfassen max. drei Ooide. Der Kern ist oftmals strukturlos mikritisch oder vollständig umkristallisiert. Tangentiale Strukturen der Hülle sind die Regel, können jedoch diagenetisch radialstrahlig überprägt sein (Loreau & Purser 1973).

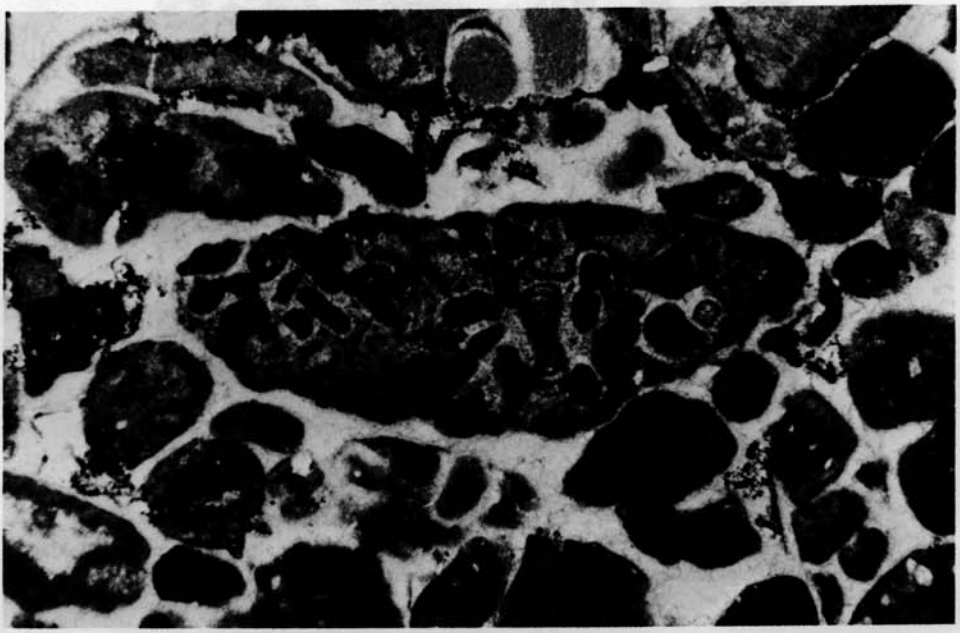


Abb. 13: Detailaufnahme eines umgelagerten Aggregatkornes mit peloidhaltiger, bituminöser Matrix und *Glomospirella* (?) *pokorny*, Schliff K 9, 32 X.

Unter den Biogenen dominieren die Involutinen (*Aulotortus* sp., *Triasina* sp.) und die Textulariinen (*Glomospira* sp., *Trochammina* sp.) Eine z. T. vollständige Mikritisierung erschwert die Ansprache von weiteren Bioklasten (Abb. 14). Die Matrix besteht aus einer Generation von feinkörnigem Faserzement A und grobkörnigem Blockzement B. Ghost-Structures sind häufig. Eng benachbart mit den Oolithbarren treten Intrasparite auf, welche sich durch feinarenitische Korngröße und relativ hohe Diversität der Foraminiferen (*Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Agathammina austroalpina* sowie einige uniseriale, agglutinierende Typen)

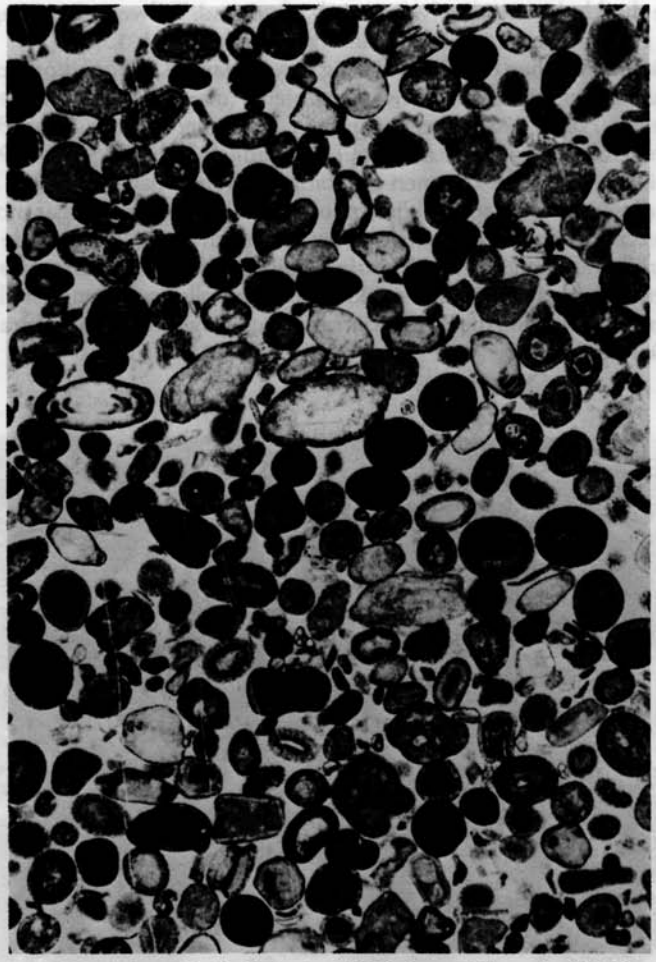


Abb. 14: Gut sortierter Involutinen-Ooid-Grainstone, Einfach- und Normalooide, Kerne aus Bioklasten (Foraminiferen) und Peloiden, stark umkristallisierte Involutinen, Schliff K 3, 12,6 X.

auszeichnen. Bei ähnlichen Umweltbedingungen wie in den benachbarten Oolith- und Aggregatkorn-Bereichen kann eine selektive Trennung der Komponenten durch die Wasserenergie als wahrscheinlich angenommen werden. So fehlen z. B. in dieser Subfazies die ansonsten gehäuft auftretenden Involutinen. Wegen ihrer Größe konnten sie nicht mehr transportiert werden.

3.2.10. Bioklast–Mud-/Wackestone

Fabricius (1966) bezeichnet diesen, meist am Top des Oberrhät bzw. an der Basis des Lias auftretenden, mikritischen Kalkstein als Grauen Basiskalk. Der Mikritgehalt dieser geringmächtigen Sedimente (max. 3 m) ist sehr hoch (max. 90–100%), so daß vor allem in den tieferen

Teilen der entsprechenden Profilabschnitte reine Kalk-Mudstones auftreten. Der Faunenbestand wird von diversen Foraminiferen (Involutinen, Frondicularien, Nodosarien), Ostrakoden und Filamenten bestimmt. Kieselige Schwammnadeln, Echinodermenreste und onkoidisch umkrustete Kalkalgen (Dasycladaceen) spielen nur eine untergeordnete Rolle und scheinen eingeschwemmt zu sein. Peloide, terrigener Quarz und Glaukonit sind selten, Pyrit fehlt nie. Am Top können durch Pyritanreicherung erkennbare, dunkelgraue, z. T. schlierig zerrissene Flecken auftreten. Die Tendenz zur Fazies des Lias-Fleckenkalkes ist offenkundig, Schott (1983) stellt ähnliche, mergelige Mikrite aufgrund des häufigen Auftretens von *Triasina hantkeni* ins Rhät und bezeichnet sie als Oberrhätische Mergelkalke. Faziell bilden sie ein Zwischenglied zwischen den mikritischen Kössener Schichten und den liassischen Beckensedimenten. Kalkalgenfragmente und onkoidische Umkrustung sind rhätische Charakteristika, wogegen die hohe Verschiedenartigkeit der Foraminiferen, die Abnahme von Pyrit und das Auftreten von Glaukonit eher liassische Merkmale sind. Am Top der Einheit treten bisweilen bereis eindeutige liassische Foraminiferen auf (Abb. 15). Sicher ist jedenfalls, daß diese Gesteine die Entwicklung der Oberrhätischen Riffkalke i. w. S. beendeten und daß im Hangenden jeweils eindeutig liassische Ablagerungen folgen. Eine deutliche Abnahme der Wasserenergie weist auf eine stärkere Vertiefung des Ablagerungsraumes hin. Dies muß in einem relativ eng begrenzten zeitlichen Rahmen geschehen sein, wodurch für die Rifforganismen andere ökologische Bedingungen eintraten, was wiederum zu einem Ende des Wachstums führte. Als weitere Folge wurden auch keine riffspezifischen Sedimente mehr abgelagert. Das Ende des Oberrhät Riffkalkes i. w. S. ist angezeigt.

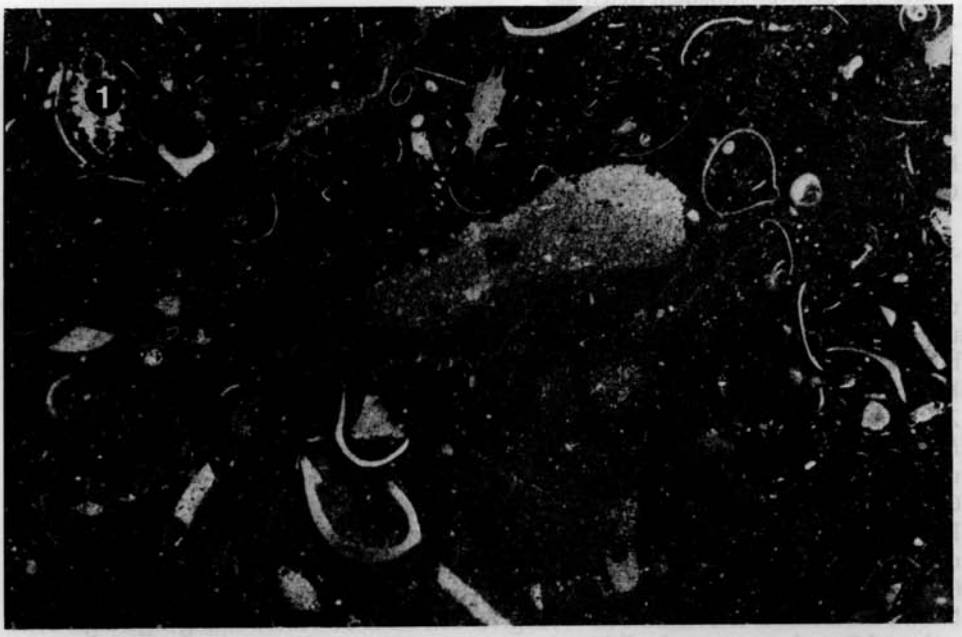


Abb. 15: Fossilanreicherung am Top der Bioklast-Mud-/Wackestonefazies aus Echinodermen, Filamenten, Ostrakoden und Foraminiferen *(Involutina liassica)* (1). Die Kammerlumina sind vollständig mit Mikrit verfüllt, Schliff B 6, 15 X.

3.3. Lias-Auflage

Gegenüber der Trias kam es in den Nördlichen Kalkalpen im Lias zu einer Änderung der einzelnen Sedimentationsbereiche, wobei mancherorts ein Nachwirken der alten, morphologisch heterogenen Riffgliederung i. w. S. spürbar ist (Tollmann 1976). Im Arbeitsgebiet begann die Differenzierung, deren Ursache in der Wirksamkeit der altkimmerischen Bewegungen (Tollmann 1976) an der Wende Rhät/Lias gedeutet wird, schon im mittleren bis oberen Rhät und hatte im unteren Lias ihren Höhepunkt. Das Ergebnis war eine grobe Untergliederung in Schwellen- und Beckenbereiche (Tollmann 1976), vergleichbar mit den von Fabricius (1966) aufgestellten und von Hallam (1975) modifizierten Einteilungen in Graukalk- und Rotkalkfazies.

Die Frage der Rhät/Lias-Grenze ist vor allem von Fabricius (1959, 1966, 1974), Hallam (1967), Wendt (1969) und Schott (1983, 1984) bearbeitet worden. Rein lithologisch ist im Untersuchungsgebiet die Grenze zwischen den rhätischen und den liassischen Sedimenten relativ deutlich ausgebildet. Im Gelände erkennt man den Übergang an bunten, meist rötlichgrauen Farben und der guten Bankung gegenüber den hellen, schlecht bis ungebankten Oberrhät-Gesteinen. Im Sinne von Fabricius (1966) kann eine kontinuierliche (im Bereich des Beckens) und eine diskontinuierliche (im Bereich des Riffkerns i. w. S.) Faziesentwicklung unterschieden werden.

Die Einstufung an Hand von Makrofossilien (z. B. Ammoniten) im unmittelbaren Grenzbereich war nicht möglich. Fabricius (1966) sieht folgende fazielle Merkmale als Hinweise auf Sedimente des Lias, bzw des Unterlias:

- Mikrofossilien (Foraminiferen und Ostrakoden sind größer und dickschaliger als im Rhät)
- Crinoiden haben z. T. gesteinsbildende Bedeutung
- kieselige Schwammnadeln treten auf
- Rogenpyrit fehlt
- terrigener Quarz und Glaukonit sind häufig.

Schott (1983) belegt die Rhät-Zugehörigkeit der meist im Liegenden der bunten Liassedimente vorkommenden Oberrhätischen Mergelkalke durch das Auftreten von *Triasina hantkeni* Majzon. Anhand dieser Merkmale kann man auch im Untersuchungsgebiet die Rhät/Lias-Grenze ins Hangende der in allen Profilen auftretenden Aggregatkorn-Ooid–Grain-/Rudstones (Kap. 3.2.9.) legen.

3.3.1. Glaukonit–Bioklast–Pack-/Grainstone

Glaukonitführende Sedimente an der Basis des Lias wurden bereits von Wähner (1866) unterhalb der Bunten Cephalopodenkalke sowie von Fabricius (1966) beschrieben. Bislang unbekannt ist jedoch die im untersuchten Gebiet vorliegende, komponentengestützte Ausbildung mit sparitischer, selten mikrosparitischer Matrix. Die Sortierung der biogenen Komponenten ist mäßig bis gut. Es dominiert eine kondensierte, charakteristische Biogen-Zusammensetzung aus Foraminiferen- und Echinodermenfragmenten. Involutinen, z. B. *Involutina liassica*, und Trocholinen, z. B. *Trocholina granosa*, kommen neben Nodosarien und Frondicularien vor. Daneben treten noch monaxone bis triaxone Spiculae, Gastropoden, Ostrakoden und Filamente, mehr oder weniger stark cortoidisiert, auf. Hinzu kommen Peloide und ein stets variierender Gehalt an terrigenem Quarz. Färbende Agentien sind Pyrit und Glaukonit. Das Auftreten dieser beiden juvenilen Mineralien ist an biogene Hohlräume (Maschenstruktur der Crinoiden, Kammerlumina der Foraminiferen) gebunden (Abb. 16). Nach Deer & Howie & Zussmann (1977) liegt für den Glaukonit eine Bildung in geringer Tiefe während Perioden geringer bis fehlender Sedimentation vor. Ein zeitweilig höheres Milieu mit geringen Sedimentationsraten knapp oberhalb oder unterhalb der Wellenbasis ist angezeigt.

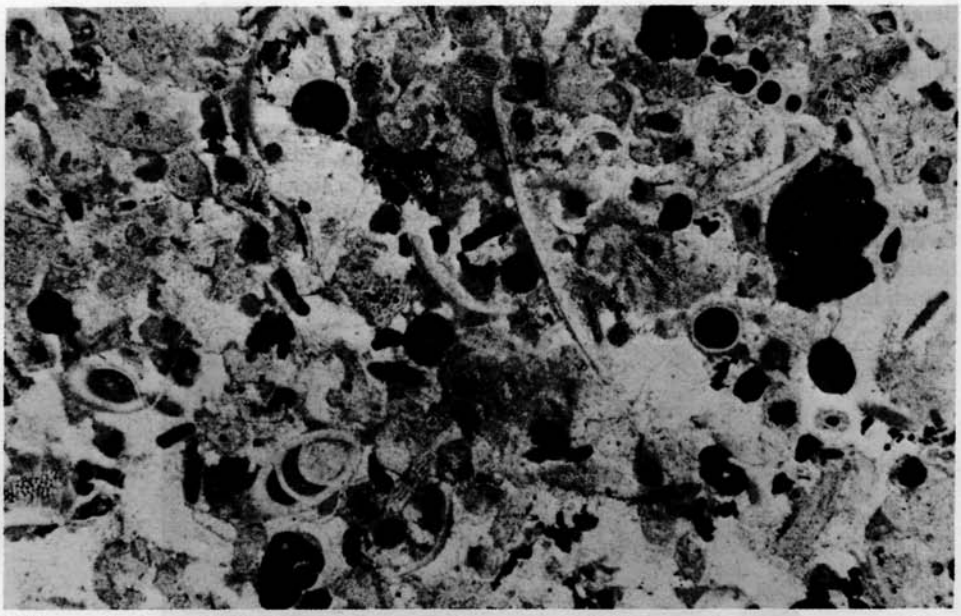


Abb. 16: Glaukonit-verfüllte Foraminiferen (*Nodosaria* sp., *Trocholina* sp. und *Aulotortus* sp.) und kleine Gastropoden in durch wechselnden Mikrit- und Sparitanteil gekennzeichneten Pack-/Grainstone, Schliff A 9, 22 X.

3.3.2. Bioklast-Packstone

Osswald (1924) nannte diese Ausbildung von dunkelroten Spongiten im Bereich des Risserkogel-Gebietes Rotwandfazies und stufte sie durch *Schlotheimia marmorea* als oberes Hettangium (Lias α 2) ein. Durch lokale Anreicherung von Crinoiden entsteht ein als Hierlatz-Fazies bezeichneter Echinodermen-Packstone. Fabricius (1966) bezeichnet die Lias-Crinoidenwälder als Reliktfauna der rhätischen Riffe. Neben monaxonen Schwammnadeln wird der hohe Anteil an Biogenen von Echinodermenklasten und Foraminiferen gestellt. Daneben kommen Gastropoden, Ostrakoden und Filamente vor. Die Anreicherung der Bioklasten kann durch untermeerische Strömungen (Zusammenschwemmung oder Auswaschung) und/oder stark herabgesetzte Sedimentationsraten bedingt sein. Terrigener Quarz und Pyrit sind selten, Glaukonit hingegen ist fast immer vorhanden. Hinzu kommt ein hoher Anteil an Fe^{+++}-(Hämatit) und Mn-Mineralien, die fein verteilt oder selten mit stengeligem Habitus in der Matrix, meist aber in den Hohlräumen der Organismen erscheinen (Abb. 17). Der nur mäßig hochenergetische Charakter dieser Fazies wird neben dem hohen Mikritgehalt auch durch die Schwammrasenbildung angezeigt und kann als Zwischenglied zwischen der Hierlatz-Fazies und Fleckenkalk-Fazies interpretiert werden.

3.3.3. Bioturbierter Bioklast-Wackestone

Die lithologische Entwicklung der verschiedenen frühliassischen Ablagerungen führt bei allen beschriebenen Sedimenten in die Fleckenkalk-Fazies. Jacobshagen (1965) und Fabricius (1966) nehmen Bereiche eines tieferen Flachmeeres (tiefneritisch), Bernoulli & Jenkyns (1970) sowie Jurgan (1969) einige hundert bis tausend Meter Wassertiefe unterhalb des neritischen

Bereiches in einem strömungsfreien Milieu an. In einer mikritischen, häufig auch mergeligen Matrix bilden schlecht bis mäßig sortierte, monaxone, selten auch tri- oder tetraxone Schwammnadelreste neben Echinodermenklasten die biogene Komponente. Daneben erscheinen seltener Foraminiferen, Gastropoden, Ostrakoden und Filamente. Peloide und Pyrit sind immer vorhanden, Glaukonit und terrigener Quarz dagegen nur an der Basis der entsprechenden Profile zu finden. Die normalerweise dichte, mikritische Matrix kann durch lokale Kondensation und/oder bioturbate Anreicherung ein abgestütztes Gefüge aufweisen. Vielfach ist eine beginnende Hornsteinbildung durch Verdrängung der Kalkmatrix und carbonatischer Komponenten (Peloide, Echinodermen) zu beobachten. Die dunkel pigmentierten, pyritischen Flecken gehen auf Kotfüllungen in Wühl- und Freßbauten von marinen Anneliden zurück (Jacobshagen 1965).

Abb. 17: Packstone der Rotwandfazies, Biogene überwiegend Echinodermen und monaxone Spiculae, hinzu kommen noch Ostrakoden, Filamente und Foraminiferen (*Nodosaria* sp.); Maschenhohlräume und Kammerlumina mit Mikrit und/oder Hämatit, selten mit Glaukonit verfüllt, Schliff L 2, 18 X.

Abb. 18: Intraformationelles Konglomerat vom Typ „Adneter Fazies", nach oben zunehmende Drucklösung, Biogene meist Echinodermen, Filamente und Foraminiferen, Schliff A 10, 18 X.

3.3.4. Bioklast-Mud-Wackestone

Durch eine unebene, knollig-flaserige Schichtung, oftmals mit tonig-mergeligen Zwischenmittel wechsellagernd, fallen diese roten, mikritischen Kalke im Gelände auf. Eine Beschreibung der Typlokalität bei Adnet (Land Salzburg) gibt Wendt (1971). Von der Basis bis zum Top der Profilfolge nimmt die Tendenz zur Knollenbildung und die Anreicherung von Fe- und Mn-Krusten zu, so daß nur die obersten Bereiche die Bezeichnung Adneter Fazies verdienen. Wendt (1970) faßt diese als „geringmächtig kondensierte Schwellenkalke relativ geringer Bildungstiefe" auf. Die tieferen Teile entsprechen eher dem Typ Ammonitico rosso (Hallam 1967), welche als echte Becken- oder Hangsedimente verstanden werden. Hier kommen auch Wiederaufarbeitungen von wenig verfestigten, graugrünen, mikritischen

Knollen in roter Matrix vor, die als Lithoklast-Floatstones oder intraformationelle Konglomerate (Jenkyns 1974) interpretiert werden können (Abb. 18). Fabricius (1966) sieht in wechselnden Sedimentationsbedingungen (Ablagerung und Wiederauflösung von Kalk (Subsolution) die Ursache, wobei ein höherer Tongehalt zwischen den Knollen als Rückstand erklärt wird. Jurgan (1969) hält dies für eine frühdiagenetische, gravitative Zergleitung unter dem Druck der Auflast, welche dann spätdiagenetisch an Drucksuturen zerlegt wird. Jenkyns (1971, 1974) sieht eine frühdiagenetische Kalkkonzentration (= Segregation) mit anschließender differentieller Kompaktion für eine weitere mögliche Erklärung an. Jenkyns (1971) und Hallam (1975) vergleichen diese Bedingungen mit denen rezenter sea mounds.

Das Verhältnis Biogene/Matrix schwankt recht stark. Neben einer hochdiversen Foraminiferenfauna (u. a. *Nodosaria* sp., *Textularia* sp., *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp., *Involutina* sp.) kommen Echinodermen-, Ostrakoden-, dünnschalige Molluskenfragmente und Filamente, selten auch Spongien, vor. Die Biogen-Hohlräume sind vollständig mit Mikrit verfüllt. Drucklösung und/oder Subsolution führt zur Knollenbildung und bildet die am meisten auffallende Sedimenttextur. Die knolligen Komponenten sind dann von Mikrostylolithen begrenzt und können als diagenetische Intraklasten (Flügel 1978) angesprochen werden. Nach Logan & Semeniuk (1976) und im Sinne von Flügel (1982) kann diese Textur auch als stylobreccioid bezeichnet werden. Innerhalb von Fe-Mn–Oxid-Krusten fallen Besiedlungen von sessilen Mikroorganismen (Foraminiferen?) durch einen feinlaminierten, gelegentlich auch unregelmäßig verzweigten, konzentrischen Bau auf. Die Krusten selbst besitzen ebenfalls einen Lamellenbau, erkennbar an einer Wechsellagerung von Mikrit, Intraklasten und Limonit/Hämatit. Wendt (1970) interpretiert dies als anorganische Erscheinungen im Bereich eines Kondensationshorizontes.

4. Interpretation des Ablagerungsraumes

Zur Vereinfachung und der besseren Übersicht halber wurden den definierten Faziestypen Symbole zugeordnet (Abb. 19); Untereinheiten und Übergänge sind durch Kombination zweier Signaturen dargestellt. Detaillierte Säulenprofile befinden sich im Anhang; vollständige Profilbeschreibungen gibt Ehses (1986). Wegen des tektonischen Baustils erscheint ein Vergleich der je Faltenschenkel aufgenommen Profile von Nord nach Süd sinnvoll. Tektonische Schichtenverdoppelungen wurden, wenn eindeutig nachweisbar, korrigiert (Profile K und L).

4.1. N-Flügel der N-Mulde (Abb. 20)

Profil A (= Wallberg West) führt aus den mergeligen Kössener Schichten mit beginnender Korallenbildung (Initial Stage nach Flügel 1981) in dunkle Peloid–Wacke-/Packstones des flachen Subtidals. Die einsetzende Verflachung des Ablagerungsraumes hat ihren Höhepunkt in deutlich laminierten Bindstones des Intertidals, welche dann von Peloid- und Onkoidkalken des Subtidals überlagert werden. Einen flach subtidalen bis z. T. intertidalen Ablagerungsraum bilden die nun folgenden, höherenergetischen Pack-/Grainstones, mit wechselndem Gehalt an Cortoiden, Aggregatkörnern und Ooiden. Auffallend sind einzelne Onkoid-Horizonte. Die durch graue Mud-/Wackestones gekennzeichnete, beginnende Vertiefung (Übergangsfazies) wird zu Beginn des Lias noch einmal unterbrochen. Glaukonithaltige Cortoid–Pack-/Grainstones und relativ mächtige Knollenkalke der Adneter Fazies dienen als Beweis hierfür; erst relativ spät konnten sich die mikritisch-mergeligen Beckensedimente (Lias–Fleckenkalk) entwickeln.

Profil T (Wallberg-Süd) weist, bedingt durch die tektonische Unterdrückung, nur den obersten Anteil an Oberrhät-Riffkalk auf, charakterisiert durch hochenergetische Peloid-Cortoid–Pack-/Grainstones mit z. T. mächtigen Oolith-Zwischenlagen. Auffallend ist ein

zum Ende des Rhät einsetzendes, geringmächtig ausgebildetes Wachstum dendroider Korallen mit kontinuierlichem Wechsel zu komponentenarmen Mikriten der Übergangsfazies. Recht geringmächtig ist auch die Adneter Fazies entwickelt. Die Fleckenkalkbildung setzt hier tiefer ein als in Profil A.

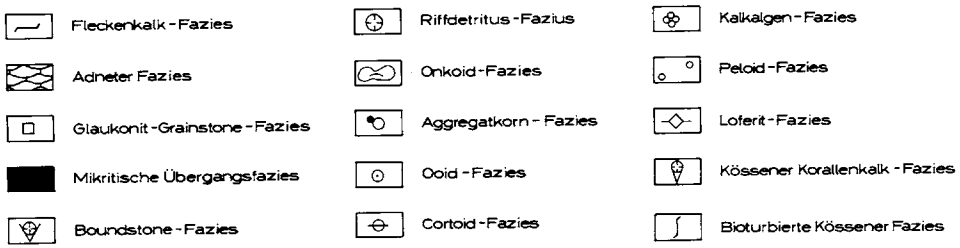


Abb. 19: Legende zu den Abbildungen 20–22. Lage der Profile s. Abb. 2.

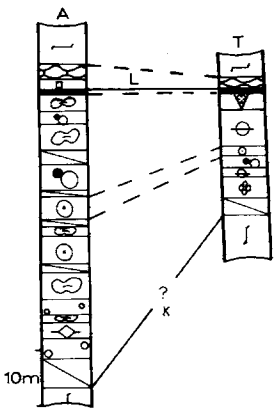


Abb. 20: Vereinfachte fazielle Korrelation des N-Flügels der N-Mulde. Legende s. Abb. 19.

4.2. S-Flügel der N-Mulde und N-Flügel der S-Mulde (Abb. 21)

Aufgrund der lagerungsbedingten, geringen horizontalen Entfernung dieser beiden Faltenschenkel ist eine Zusammenfassung möglich. Die in Profil K (Roßstein-Ost) auftretenden, staffelbruchartigen Versätze führen zu Schichtenverdoppelung und Überbetonung der Mächtigkeit. Nach Reduktion und Korrektur besitzt Profil K mit ca. 150 m Oberrhät-Riffkalk-Sedimenten die größte Mächtigkeit aller aufgenommenen Profile. Die mikritischen Kössener Kalke und Mergel werden von hochenergetischen, sparitischen Oolithen überlagert. In Verbindung mit Aggregatkörnern und Cortoiden bestimmt diese Fazies das gesamte Profil. Eingeschaltet sind bisweilen einzelne Kalkalgen- (Dasycladaceen) und Onkoid-Horizonte, die meist einen gewissen Mikritanteil aufweisen und etwas niederenergetischere Bedingungen widerspiegeln. Der Übergangsbereich zum Lias ist relativ mächtig ausgebildet und immer wieder von sparitischen Cortoid- und Peloidlagen unterbrochen. Deutlich tritt die Adneter Fazies hervor.

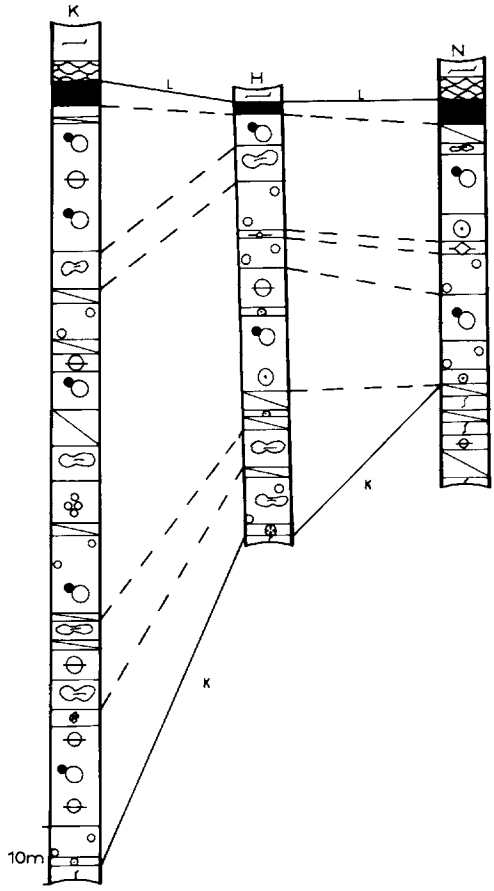


Abb. 21: Vereinfachte fazielle Korrelation der Profile des S-Flügels der N-Mulde und des N-Flügels der S-Mulde. Legende s. Abb. 19.

Profil H (Setzberg-West) kann als schematisches Beispiel für eine typische Oberrhät-Riffkalk-Entwicklung angegeben werden. Ausgehend von den mikritischen, bioturbierten Kössener Schichten kommt es zur Bildung von Korallenkalken mit dendroiden Thecosmilien, die dann von onkoidischen Schuttkalken überlagert werden. Flachmarine, hochenergetische Pack-/Grainstones mit wechselndem Komponentengehalt (Ooide, Cortoide, Peloide, Aggregatkörner) schalten sich im Hangenden ein. Die Entwicklung zu immer flacher werdenden Ablagerungsbereichen findet in geringmächtigen Intertidal-Sedimenten ihren Höhepunkt. Ähnlich wie in den Profilen A und N findet die shoaling-upward-Tendenz hier ihr Ende. Es folgen wieder flach subtidal abgelagerte Sedimente mit lagunärem Charakter (Kalkalgen, Peloide und Onkoide). Hochenergetische Aggregatkorn-Grainstones bilden, wie in diesem Profil, oftmals den Abschluß der Oberrhät-Entwicklung.

Die Übergangsfazies ist recht mächtig ausgebildet, geht jedoch nicht in Adneter, sondern in Fleckenkalk-Fazies über.

Profil N (Setzberg-Ost) besitzt die gleiche shoaling-upward-Entwicklung wie Profil H; aufgrund von Störungen ist die Korrelation im unteren Teil jedoch recht schwierig. Die einzelnen, hochenergetischen Plattformsedimente führen über eine dominant ausgebildete Peloid-Fazies in sehr flache Subtidal- bis Intertidalbereiche mit geringer Turbulenz. Kalkalgen sind im gesamten Profilabschnitt sehr selten.

Hochenergetische Verhältnisse mit konstanter Wellenbewegung oberhalb der Wellenbasis folgen. Erst gegen Ende des Rhäts werden die Verhältnisse für ruhige Kalkschlammsedimentation mit Onkoidbildung besser. Relativ mächtig ausgebildet führt die Übergangsfazies die kontinuierliche Vertiefung des Ablagerungsraumes fort. Interessanterweise ist die für Mangelsedimentation sprechende Adneter Fazies ebenso mächtig entwickelt und weist einen z. T. hohen Gehalt an diagenetisch gebildeten Kieselknollen auf.

4.3. S-Flügel der S-Mulde (Abb.22)

Aufgrund geeigneter Lagerungs- und Aufschlußverhältnisse konnte dieser Flügel am besten aufgenommen und untersucht werden.

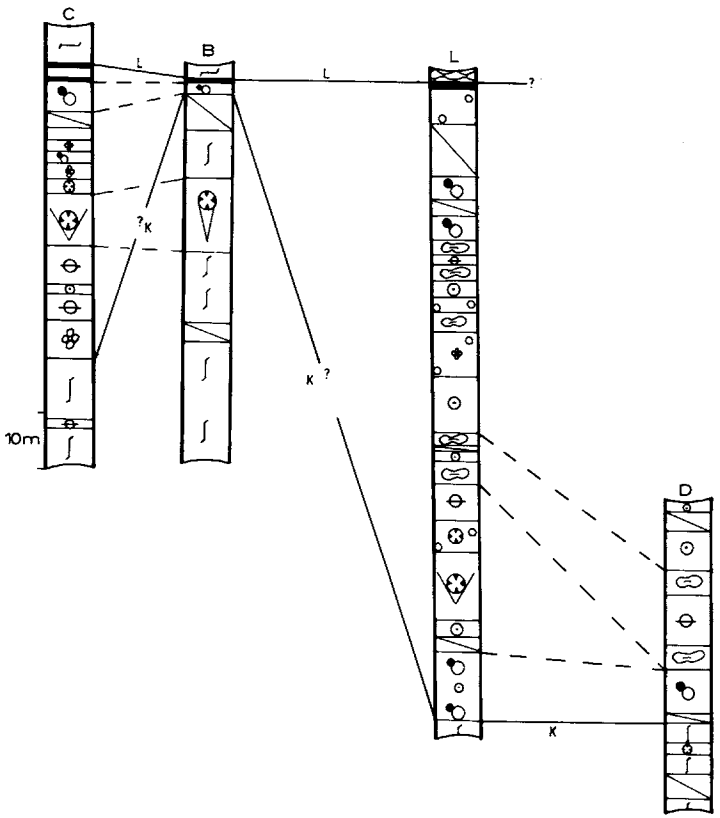


Abb. 22: Vereinfachte fazielle Korrelation der Profile des S-Flügels der S-Mulde. Legende s. Abb. 19.

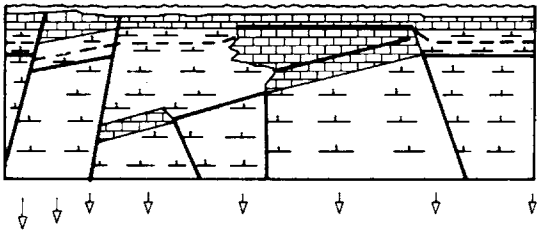
Profil C (Daffenstein) weist schon im Niveau der Kössener Schichten Riffbildner auf, die aber über eine Biostrom-Entwicklung (nach Kuss 1983) oder Initial Stage bis Stage 1 (Flügel 1981) nicht hinauskamen und von mikritisch-mergeligen Kössener Beckensedimenten überlagert werden. Flach subtidale Kalkalgen–Peloid-Lagunensedimente, z. T. onkoidisch umkrustet, zeigen das Flacherwerden an. Episodisch ansteigende Turbulenzen mit Ooid–Cortoid-Barrenbildung wechseln bei Abnahme der Wasserenergie mit Lagunen–Wacke-/Packstones, auf denen sich mud mounds (Kuss 1983) oder Stage 1 bis Stage 2 der Riffentwicklung (Flügel 1981) bilden. Echtes Riffwachstum im Sinne von high energy organic reef (Flügel 1981) wird nicht erreicht, da zwischenzeitig immer wieder Biogendetritus und Lagunensedimente eingeschaltet werden. Hochenergetische Aggregatkorn–Ooid-Barren gehen in den mikritischen Top des Rhäts über, aus dem sich ohne Rotkalk-Ausbildung der Fleckenkalk einschaltet.

Profil B (Auf der Wurz) zeigt keine „echten" Oberrhät-Riffkalk-Sedimente. Weitestgehend übergangslos führen die bioturbierten Kössener Schichten in die hellgrauen Mikrite am Top des Rhäts, unterbrochen nur von hochenergetischen Aggregatkorn-Grainstones. Auffallend ist eine fast parallel mit dem Profil C verlaufende Biostrom-Entwicklung solitärer und dendroider Korallen, welche im Profil C innerhalb des Oberrhät-Riffkalkes, hier jedoch innerhalb der Kössener Schichten eingeschaltet ist. Die Adneter Fazies ist nicht entwickelt, der Übergang zum Lias wird durch Bildung dunkler Flecken deutlich.

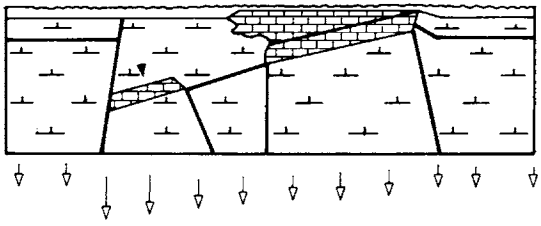
Bei Profil L (Blankenstein) setzt die Besiedlung des Sedimentes mit Riffbildnern relativ früh über den hier mikritischen Kössener Schichten ein. Tektonisch bedingt ist der Übergang zu den ersten dendroiden Thecosmilien-Knospen nicht ganz klar (Stage 1, Flügel 1981). Die Entwicklung führt dann zu Inkrustationen auf Gerüstbildnern (Stage 2, Flügel 1981), bei denen thamnasteroide Korallen und Kalkschwämme dominieren. Zwischengelagert sind mehr oder weniger bioklastreiche Riffdetritus-Sedimente. Auch das Ende der eigentlichen Riffentwicklung ist tektonisch bedingt nicht eindeutig, jedoch kann auch hier angenommen werden, daß „echte" Riffbildung (Final Stage, Flügel 1981) nicht erreicht wird.

Das Hangende wird von mehr oder weniger hochenergetischen Lagunen- und Barrensedimenten gebildet, wobei einzelne Horizonte mit Kalkalgen- und Onkoidkomponenten auffallen. Den Top-Bereich bauen mächtige Peloid-Grainstones auf, die durch kontinuierliche Mikriteinschaltung in komponentenarme, graue Mud-/Wackestones übergehen (Übergangsfazies). Abgeschlossen wird dieses Profil durch lokal angereicherte Schwammnadel- und Echinodermen-Packstones , verzahnt mit roten Knollenkalken vom Typ Adneter Fazies. Der Übergang zur Fleckenkalk-Fazies ist im Profil nicht nachweisbar.

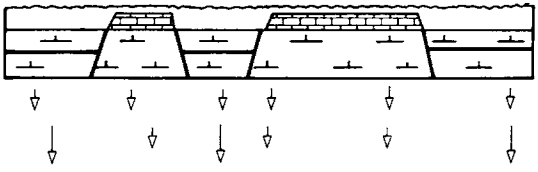
Profil D (Schreistein) weist aufgrund ungünstiger Lagerung und staffelbruchartigen Störungen keine günstigen Korrelationsmerkmale auf. Klar ist jedenfalls, daß sich über einer biostromalen Entwicklung der Kössener Schichten hochenergetische Barren- und Lagunensedimente bildeten. Charakteristisch ist ein Wechsel von Oolith-Grainstones und Kalkalgen-Onkoid-Packstones.



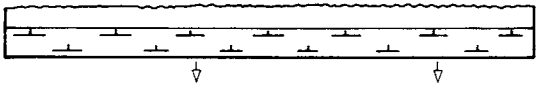
Verlangsamung der generellen Absenkung. Beckenverflachung, Ausbreitung von Karbonatfazies in geringer Mächtigkeit, evtl. bei gleichzeitigem Rückgang der terrigenen Zufuhr. Mächtigkeitsdifferenzierung möglich durch erneute lokal stärkere Absenkung (Pfeil) oder untergeordnet durch verschiedene bathymetrische Lage der Sedimenttypen.



lokal verstärkte tektonische Absenkung, z. B. als Kippscholle: lokal mächtige Entwicklung von Karbonaten; bei zu starker Absenkung Zusammenbruch der Karbonatsedimentation (Pfeil), begünstigt durch hohe terrigene Hintergrundsedimentation.



1) Bruchtektonik: unterschiedliche Absenkungsraten verursachen Hochschollen.
2) Auf Hochscholle Initiierung von Flachwasserkarbonatsedimentation, zeitgleich mit Kössener Fazies in tieferen Beckenteilen. Annähernd gleiche Absenkung des Gesamtablagerungsraums.



gleichmäßige Beckensedimentation in Kössener Fazies; gleichmäßige Absenkung.

Abb. 23: Theoretisches Modell zur Erklärung unterschiedlicher Oberrhätkalk-Mächtigkeiten. Mergelsignatur: Kössener Fazies; Kalksignatur: Oberrhätkalk-Fazies; kleine Pfeile: relative Absenkung.

5. Ergebnisse

5.1. Mächtigkeitsentwicklung des Oberrhät-Riffkalkes

Bislang wurde der Oberrhät-Riffkalk entweder großmaßstäblich über weite Gebiete hin bearbeitet (Fabricius 1966, für die gesamten Bayerischen Kalkalpen) oder das Augenmerk lag auf Detailuntersuchnungen größerer Einzelstrukturen (z. B. Piller 1981) für die Steinplatte, Schäfer (1979) und Senowbari-Daryan (1980) für riffartige Strukturen im Halleiner Raum). Bedingt durch die im Wallberg-Blankenstein-Gebiet besonders gut ausgeprägte Doppelmuldenstruktur des Bayerischen Synklinoriums war es in der vorliegenden Arbeit möglich, ein begrenztes Gebiet, das jedoch größer als eine Einzelstruktur sein sollte, räumlich zu erfas-

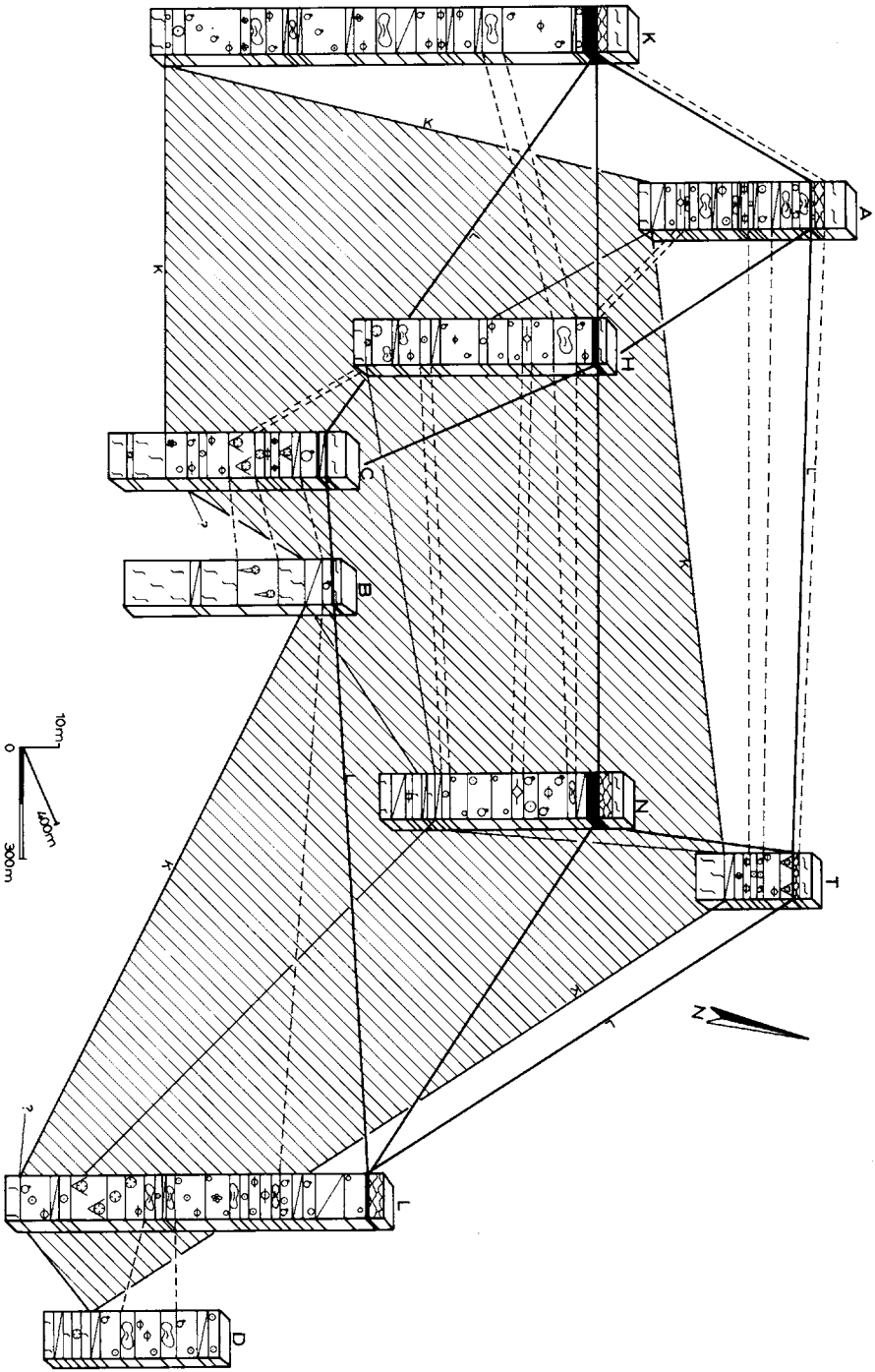


Abb. 24: Vereinfachte, tektonisch entzerrte Fazies-Korrelation des Wallberg-Blankenstein-Gebietes. L = Lias; O = Oberhät-Riffkalk; K = Kössener Schichten. Lage der Profile s. Abb. 2; Legende s. Abb. 19.

sen. Die Untersuchung erfolgte anhand von Profilaufnahmen, welche sich an drei parallelen Ost–West-Linien aufreihen. Aufgrund günstiger Aufschlußverhältnisse konnten die Bereiche zwischen den Profilen ebenfalls berücksichtigt werden. Die tektonische Nord–Süd-Raumverkürzung wurde durch den von Fabricius (1966) für das Rhät der Nördlichen Kalkalpen gegebenen Mindestdehnungsfaktor von 1,6 rückprojiziert. Die Profilaufnahme ergab starke Mächtigkeitsschwankungen des Oberrhät-Riffkalkes innerhalb von hunderten von Metern lateraler Erstreckung (20–50 m Mächtigkeit im Norden; 40–70 m, mit einem Maximum von 150 m, im Zentrum; 3–150 m im Süden). Laterale Faziesschwankungen finden im selben Maßstab statt. Zwar sind im Norden die Mächtigkeiten am geringsten; nach Süden nehmen jedoch nur die Maximalmächtigkeiten zu. Dies könnte u. U. auf lokal starke Absenkungen (Fabricius 1966, S. 116) entlang eines bruchtektonischen Gitternetzes hinweisen. Dabei konnte jedoch die Sedimentationsgeschwindigkeit mit der Absenkung Schritt halten oder sie sogar überholen (Dominanz von build up-Strukturen im Bereich hoher Gesamtmächtigkeit). Wegen des Fehlens synsedimentärer Breccien wäre eine gleichmäßige Absenkung dieser tektonischen „Löcher" anzunehmen.

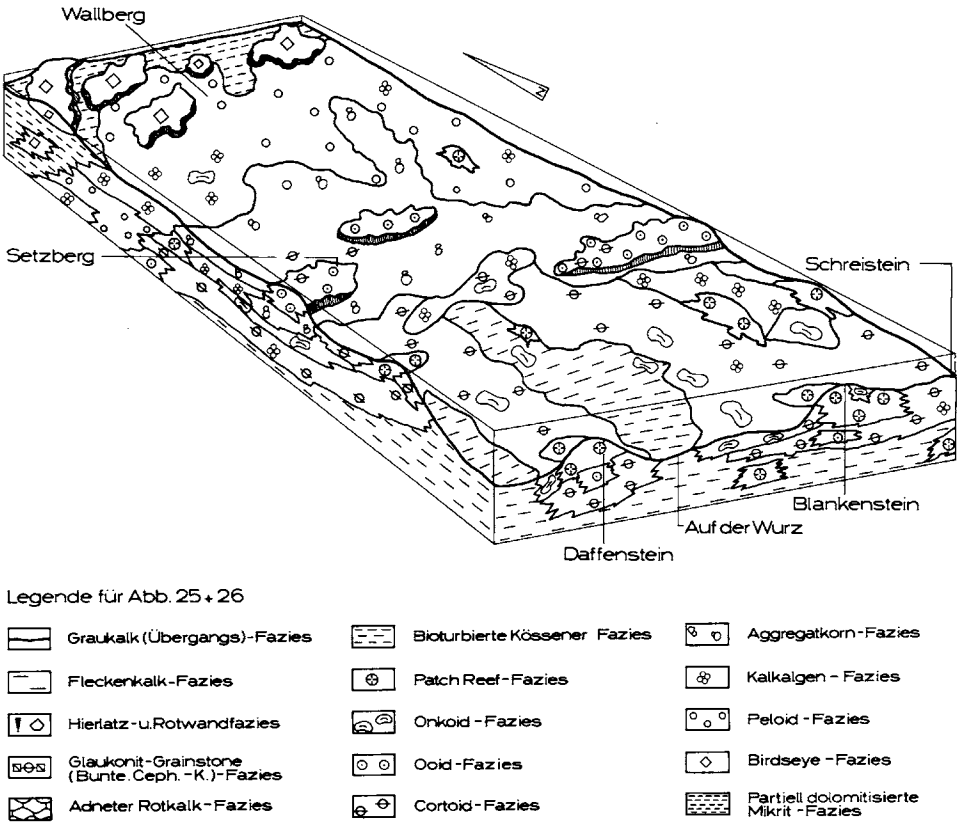


Abb. 25: Schematisches paläogeographisches Modell des Wallberg–Blankenstein-Gebietes im Oberrhät.

Eine zweite Erklärungsmöglichkeit, die von Fabricius (1966, S. 117) genannt wird, liegt im nur lokalen Aufwachsen von Riffstrukturen bis zur Wasseroberfläche. Hierbei entspräche die geringmächtige Entwicklung einer Ausbildung des tieferen Wassers. Der z. T. extreme Flachwassercharakter sowie die geringmächtige Entwicklung schließen diese Möglichkeit für das untersuchte Gebiet jedoch aus. Direkte Verzahnungen mit Kössener Fazies sprechen dafür, daß auf einem innerhalb der Kössener Sedimentation durch Tektonik geschaffenen submarinen Relief die Riffkalkbildung an Hochzonen bereits einsetzte, als in der Umgebung noch mergelige Fazies abgelagert wurde. Die weite Verbreitung von Kalkfazies am Ende des Rhät reflektiert die Verflachung der restlichen Bereiche durch zunehmende Verfüllung mit feinklastischem Material. Wegen der beginnenden tektonischen Rejuvenation, die im Lias eine große Rolle spielte, dürften schon im oberen Rhät Mächtigkeitsunterschiede, z. T. auch nach dem oben geschilderten Muster, tektonisch induziert sein (Abb. 23).

5.2. Übergang Kössener Schichten/Oberrhät-Riffkalk

Die Entwicklung des Oberrhät-Riffkalkes aus den Kössener Schichten vollzieht sich teils kontinuierlich, teilweise abrupt: Insbesondere am Wallberg und Setzberg liegt eine durchgehende, jedoch rasche shoaling-up-Entwicklung vor, die sich innerhalb der Oberrhätkalke bis zur Ausbildung von Gezeitenfazies fortsetzt. Die Verflachung ist lokal bereits im Niveau der Kössener Schichten weit fortgeschritten, z. B. Korallenbiostrome am Daffenstein und Auf der Wurz. Andererseits können, z. B. östlich des Roßsteins, auf niederenergetische Kössener Schichten abrupt kalkige Flachwassersedimente, insbesondere Oolithe folgen, die das gesamte Oberrhät vertreten können. Innerhalb der Kössener Schichten können bereits dickbankige Kalke in Oberrhätfazies auftreten, die jedoch nochmals von mergeligen Kössener Schichten abgelöst werden, z. B. am Blankenstein.

Das weite Ausbreiten der Oberrhätkalke war neben der generellen Verflachung des Ablagerungsraumes auch durch eine, zwar oszillierende, aber generell abnehmende terrigene Gesamtzufuhr begünstigt. Tatsächlich gehen im untersuchten Gebiet die Kössener Schichten von einem stark mergeligen tieferen Teil (Lamellibranchiaten-Mergel) in einen kalkdominierten höheren Teil (Kössener Kalke mit Brachiopoden und Biostromen) über (Osswald 1924, Fabricius 1966).

Das Auftreten der Korallenbiostrome innerhalb des Oberrhät-Riffkalkes am Daffenstein sowie innerhalb der Kössener Schichten im eng benachbarten Profil Auf der Wurz, jeweils in der selben Tiefenlage unterhalb der Liasbasis, läßt Zeitgleichheit der Korallenbesiedlung vermuten und belegt damit die direkte Verzahnung von Kössener Fazies mit Oberrhätfazies.

5.3. Ablagerungsmodell für die Oberrhät-Riffkalke südlich Tegernsee

Die Oberrhätkalke im Norden des Wallberg–Blankenstein-Gebietes sind charakterisiert durch das Überwiegen von Peloid- und Aggregatkornfazies flachster Lagunenbereiche sowie durch geringmächtige Einschaltungen dolomitischer bis loferitischer Gezeitenfazies. Erstmalig für das Rhät der Bayerischen Kalkalpen wurden black pebbles nachgewiesen, was auf inselartiges Trockenfallen von Flachwasserbereichen hindeutet (Abb. 24). Nach Süden erscheinen zunehmend Riffknospen sowie häufig leewärts gelegene Ooidbarren. Zwischen diesen morphologisch herausgehobenen Sedimentkörpern kam verbreitet Onkoidfazies sowie Kössener Fazies zur Ablagerung.

Während in anderen Gebieten oftmals kontinuierliche drowning (Schott 1984: subtidale helle Riffazies auf supratidalen bituminösen Bankkalken) oder shoaling-up-Folgen (innerhalb diskreter Riffkörper; Schäfer 1979, Senowbari-Daryan 1980) erkenntlich sind, ist die Entwicklung im Untersuchungsgebiet heterogener: Alle vorhandenen Faziestypen können

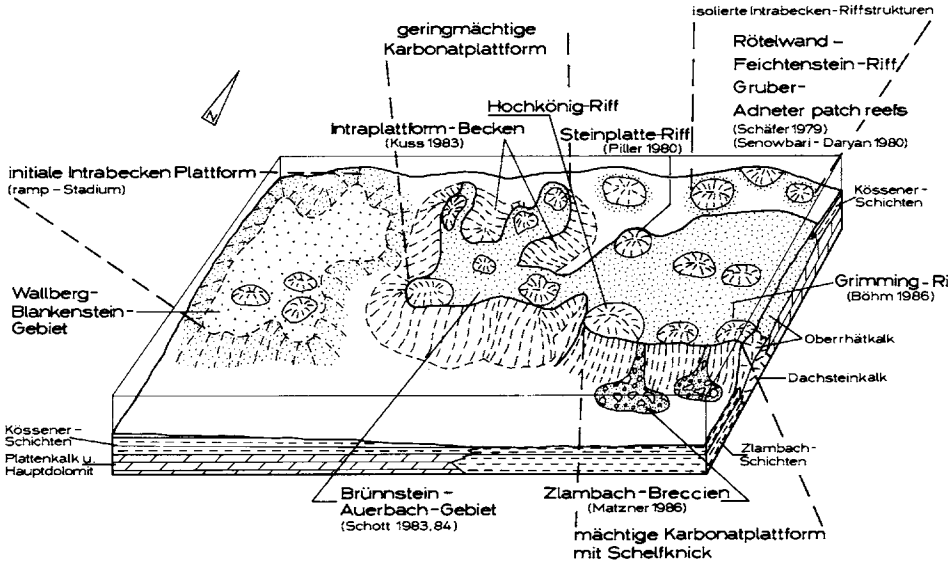


Abb. 26: Paläogeographisches Sedimentationsmodell für das Oberrhät der Nördlichen Kalkalpen zwischen Tegernsee und Hallein.

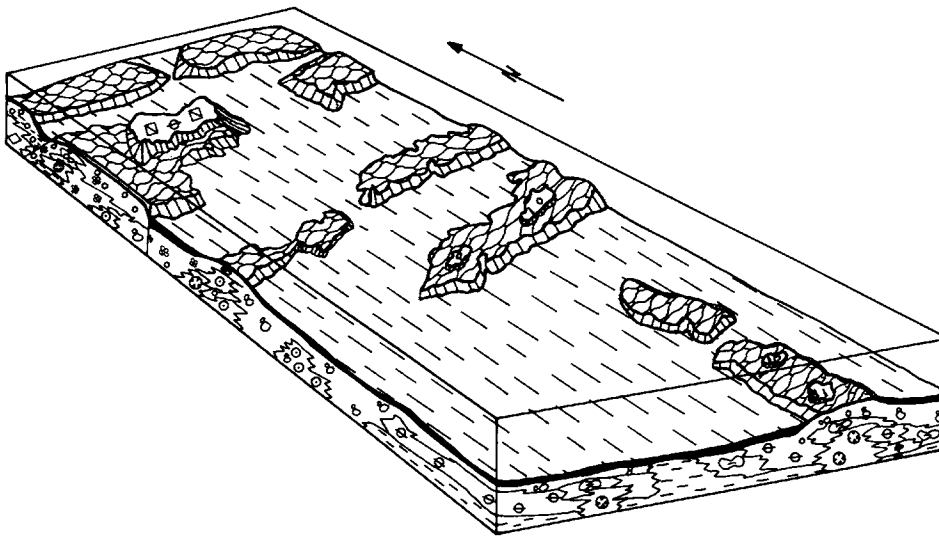


Abb. 27: Schematisches paläogeographisches Modell des Wallberg–Blankenstein-Gebietes im Unterlias. Legende s. Abb. 25.

nebeneinander auftreten, d. h. Faziesabfolgen innerhalb der Profile sind durch kleinräumige environment-Verlagerung (shifts) der mosaikartig verteilten Ablagerungsbereiche zu erklären. Obwohl die auftretenden Faziestypen in Standard-Mikrofaziestypen nach Wilson (1975) eingeteilt werden können (Ehses 1986), dürfen sie aufgrund der räumlich analysierten Faziesverteilung keinen kontinuierlich durchgehenden Fazieszonen zugeordnet werden. Allerdings ist eine Dominanz flachstmariner Bereiche im Norden und eine Häufung von patchreef-Strukturen im Süden hin gegeben. Das Ablagerungsmodell ergibt somit eine Kombination von Mosaik- und Zonarverteilung der Faziesbereiche (Abb. 24, 25).

5.4. Paläogeographische Stellung des Oberrhät-Riffkalkes im Wallberg–Blankenstein-Gebiet

Fabricius (1966) interpretierte die Oberrhät-Riffkalke des Wallberg–Blankenstein-Gebietes als Riffrückseitenablagerungen; insbesondere wurde die mächtige Entwicklung des Blankensteins in hochenergetischer Schutt- und patchreef-Fazies als Rückriff-Entwicklung angesehen. Hieraus schloß Fabricius auf ein weiter südlich beheimates großes Riff, das aufgrund der tektonischen Struktur jedoch nicht erhalten sei. Fabricius nahm einen geschlossenen Riffgürtel an, welchem entlang einer durchgehenden Klifflinie ein südwestlich anschließender tieferer Bereich in Kössener Fazies gegenübersteht. Der postulierte Kernriffbereich, z. B. am Roß- und Buchstein westlich des Tegernsees, besteht jedoch ebenfalls nur aus ästigverzweigten Korallen-Bafflestones. Zwar ist die Korallenfazies z. T. mächtiger entwickelt (Albrecht 1953), war aber dennoch nicht imstande, ein resistentes Gerüst zu formen: In rezenten tropischen Riffen stehen monospezifische, verzweigte Riffkorallen an der untersten Stelle der Wellenresistenz (Marshall & Davies 1982, Geister 1983). Die von anderen Lokalitäten beschriebenen „echten" Riffe innerhalb des Oberrhät-Riffkalkes zeichnen sich z. T. durch Dominanz der dickwüchsigen, ästigen Koralle *Thecosmilia clathrata* (Form B), durch häufig inkrustierende Epifauna und -flora sowie durch lateralen Zonarbau aus (Schäfer 1979, Senowbari-Daryan 1980, Piller 1981, Sadati 1981), bildeten aber sicher nur untergeordnet sturmresistente Riffareale. Im Vergleich zu den größer dimensionierten Dachsteinkalkriffen ist der Zonarbau der Oberrhätriffe kleinräumig und uneinheitlich; außerdem wird das Turbulenzstadium nur kurzfristig erreicht (Flügel 1981). Selbst für das große Dachsteinkalkriff des Hohen Göll nimmt Zankl (1964) nur eingeschränkte Wellenresistenz an.

Das Faziesmuster des speziell untersuchten Gebietes läßt sich am besten mit einem ramp-Modell vergleichen, welches sich durch sehr flache Hangneigungen, durch das Fehlen großräumiger Riffstrukturen und eines damit verbundenen Schelfknicks auszeichnet (James & Montoy 1983, Read 1982). Ähnlichkeiten bestehen insbesondere zu einer „ramp with isolated shallow ramp buildups and downslope buildups" (Read 1985), bei welchem seewärts auf einen Tidal- bis Supratidalkomplex die Lagunenfazies, ein Bereich der flachen Carbonatrampe mit lokalen patchreefs sowie der tiefere Teil der Rampe und Beckenbereiche mit vereinzelten „downslope mounds" folgen. Die Kössener Korallenbiostrome entsprächen letzteren. Der Persische Golf bildet ein rezentes Beispiel (Read 1985); fossil sind derartig gestaltete Carbonatrampen z. B. aus dem Ordoviz der Appalachen (Read 1980) oder dem Karbon von Wales (Wright 1986) beschrieben.

Der Gesamtablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen gliedert sich auch im Rhät von ESE nach WNW in unterschiedliche Faziesbereiche. Im unteren Rhät kommt es dabei durch einsetzende Bruchtektonik zum ersten Absinken (drowning) der riesigen Dachsteinkalk-Hauptdolomit-Plattform (Schlager & Schöllnberger 1974): Dies belegen die Ausbreitung von Kössener Fazies auf die Hauptdolomitzone sowie auf westliche und nördliche Randbereiche der Dachsteinkalkzone, der Umschlag von pelagischer Kalksedimentation zur merge-

ligen Sedimentation der Zlambach-Schichten in der Hallstätter Zone sowie die Ablösung der Loferzyklen des Dachsteinkalkes durch biogenreiche, z. T. korallenführende Kalke. Im Gebiet der norischen Dachsteinkalkriffe geht die Entwicklung jedoch oft kontinuierlich ins Rhät weiter (z. B. Dachstein, Gosau, Hoher Göll). Dort bildeten sich die erwähnten mächtigen, großdimensionierten Riffstrukturen aus, die durch echte Vorriffsedimente charakterisiert sind und sich insbesondere an der südlichen Plattformkante entwickelten (Zankl 1969, Flügel 1981, Böhm 1986). Das Vorhandensein einer morphologischen Schelfkante wird durch das Auftreten von Carbonatturbiditen, resedimentären Breccien, und Rutschgefügen in der sich verzahnende Beckenfazies der Zlambach-Mergel offenkundig (Matzner 1986). Nach Norden und Westen anschließend entwickeln sich im Rhät insbesondere durch Zusammenscharung von patchreefs mehr oder weniger zusammenhängende Carbonatplattformen (Steinplatte–Hochkönig, Piller 1981; Brünnstein–Auerbach-Gebiet, Schott 1983, 1984), die von kleinen Intraplattformbecken in Kössener Fazies durchsetzt wurden (Kuss 1983). Weiter westlich, das Wallberg–Blankenstein-Gebiet einschließend, dominierte die Kössener Fazies über weite Teile des Rhät, bis sich im obersten Rhät, zuerst sporadisch, dann etwas weiträumiger, riffartige Kalke entwickelten. Die Riffstrukturen kamen jedoch nie über das Fleckenriffstadium hinaus. Daher konnte sich kein Schelfknick ausbilden, so daß im Zusammenhang mit einer Unterbrechung in der Absenkung der Nördlichen Kalkalpen (Schlager & Schöllnberger 1974), die kurzzeitige Plattformphase des obersten Rhät in diesem Gebiet als Rampstadium einer beidseitigen Intrabecken-Carbonatplattform gedeutet werden kann (Read 1985, fig. 7 A; Abb. 26). Weiter nach Westen und Norden (Allgäudecke) sind meist nur noch sehr geringmächtige oder überhaupt keine Riffkalk-Einschaltungen in den Kössener Mergeln vorhanden.

5.5. Trias/Jura-Grenze und Ablagerungsmodell für den basalen Lias

Der lithologische Umschwung von riffartigen Flachwasserkalken zu Ablagerungen des tieferen Wassers zum Ende des Rhät hin verläuft innerhalb der Nördlichen Kalkalpen diachron: Während östlich des Tegernsees im Brünnstein–Auerbach-Gebiet Mergelkalke des tieferen Wassers am Top der Riffkalke noch *Triasina hantkeni* führen und damit noch als oberste Trias einzustufen sind (Schott 1983), werden z. B. im Benediktenwand–Brauneck-Gebiet westlich des Tegernsees die höheren Teile der Flachwasserkalke aufgrund von Ammonitenfunden bereits in den Lias gestellt (Mauerlias von Särchinger 1939; Rhätolias-Riffkalke von Fabricius 1959). Im untersuchten Gebiet wurde des öfteren *Triasina hantkeni* bis zum Top der Flachwasserkalke angetroffen, während in der Tiefwasserfazies bereits basal die Lias-typische *Involutina liassica* vorkommen kann. Damit dürfte in den südlichen Tegernseer Bergen die lithologische Grenze auch etwa der stratigraphischen Grenze zwischen Trias und Jura entsprechen. Die Basis des Lias ist jedoch in sich faziell stark differenziert: Nebeneinander erscheint die Beckenfazies des grauen Lias-Basiskalkes, die Tiefschwellen- und Hangablagerungen der Adneter Knollenkalke sowie untergeordnet hochenergetische Sedimente in Form der Echinodermen- und Spongienschuttkalke vom Typ Hierlatz- und Rotwand-Kalk sowie als Besonderheit sparitische, Glaukonit und Quarz führende Bioklastfazies. Glaukonitführung wird von Fabricius (1966) des öfteren von der Liasbasis erwähnt. Im Süden der Nördlichen Kalkalpen findet er sich in niederenergetischen Mikriten, im Norden, d. h. in der kalkalpinen Randzone, sowie nach eigenen Beobachtungen lokal im Benediktenwandgebiet, jedoch in stark sandigen Sedimenten (sog. Grestener Fazies, Fabricius 1966). Glaukonit-Biosparite wurden bisher nicht beschrieben.

Das Auftreten von Schwellen- und Tiefschwellenfazies überlagert häufig die Supratidal- und patchreef-Bereiche des Oberrhät-Riffkalkes, kann jedoch auch ohne strukturelle Beziehung zur Unterlage, z. B. am Schreistein, auftreten. Andererseits kann über rhätischen Riff-

stotzen sofort Tiefwasserfazies entwickelt sein, z. B. am Daffenstein (Abb. 27). Damit ist die Faziesverteilung des basalen Lias sowohl durch die vorhandene Bodenmorphologie als auch durch die neu einsetzende Bruchtektonik bestimmt (Adneter Wende, nach Schlager & Schöllnberger 1974) und führt zum endgültigen Versinken (drowning) der triassischen Carbonatplattform.

6. Profildarstellung unter besonderer Berücksichtigung der Einzelproben

Die Grundlage der beschriebenen Ergebnisse waren lithologische Profilaufnahmen (Lage s. Abb. 2), die zeichnerisch dargestellt und erläutert werden. Der Übergang Kössener Schichten zum Oberrhät-Riffkalk i. w. S. bildete die Basis der Aufnahmen. Das meist steile bis saigere Einfallen ermöglichte eine oft nur von geringmächtigen Profillücken unterbrochene Beschreibung der Profile bis zur Trias/Jura-Wende, wobei die ältesten Teile des Lias den Top bildeten. Eine gezielte Probennahme lieferte nähere Informationen über die verschiedenen Mikrofaziestypen. die im vorangegangenen Teil beschrieben und interpretiert wurden.

		R	H
Profil A (Wallberg-West)	Top	4483625	5280150
	Basis	4482740	5280480
Profil B (Auf der Wurz, Süd)	Top	4483900	5278390
	Basis	4483480	5278390
Profil C (Daffenstein)	Top	4482530	5278175
	Basis	4483310	5277970
Profil D (Schreistein)	Top	4485700	5278240
	Basis	4485710	5278080
Profil H (Setzberg-West)	Top	4482530	5278175
	Basis	4482560	5279075
Profil K (Roßstein-Ost)	Top	4482750	5279900
	Basis	4483100	5279350
Profil L (Blankenstein)	Top	4485420	5278210
	Basis	4485350	5277900
Profil N (Setzberg-Ost)	Top	4483510	5278930
	Basis	4483480	5278930
Profil T (Wallberg-Süd)	Top	4483900	5280250
	Basis	4483850	5280160

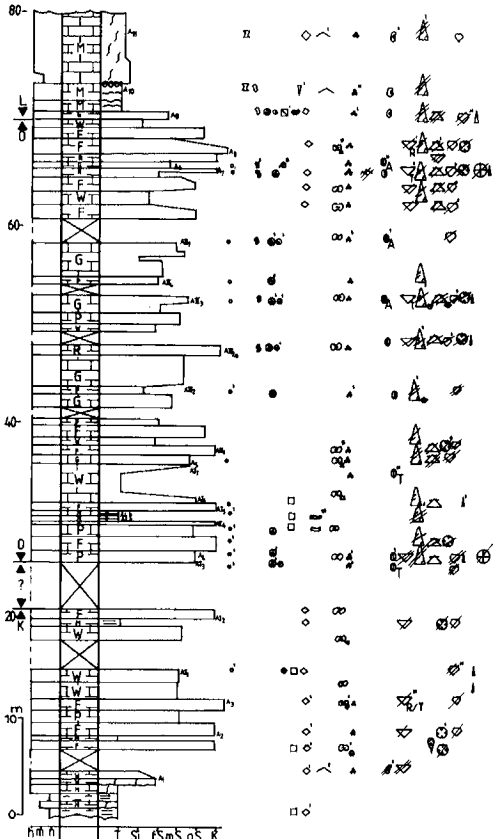


Abb. 28: Profil Wallberg-West (A).

L = Lias
O = Oberrhät-Riffkalk
K = Kössener Schichten

Carbonatgehalt: n=niedrig, m=mittel, h=hoch

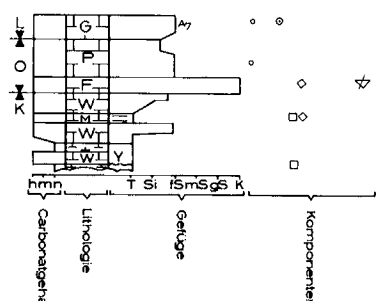
- Quarzsand
- Ton
- Mergel
- Mudstone
- Wackestone
- Packstone
- Grainstone
- Boundstone
- Floatstone
- Rudstone
- Profillücke

Gefüge: angegeben wird die mittlere Korngröße bei mehr als 10 % terrigenen und/oder carbonatischen Komponenten

T	:	0,002 mm
Si	:	0,002 mm - 0,063 mm
fs	:	0,063 mm - 0,2 mm
mS	:	0,2 mm - 0,63 mm
gS	:	0,63 mm - 2,0 mm
K	:	> 2,0 mm

- Schrägschichtung, großmaßstäblich
- Schichtflächen, wellig
- Schichtflächen, knollig bis wulstig
- Schichtflächen, eben
- Laminierung
- Bioturbation, nicht näher definiert
- Y *Thalassinoides* sp.
- *Rhizocorallium* sp.
- Fenstergefüge, allgem.
- Störung

- Algen, undifferenziert
- Algen, lagig
- Dasycladaceen
- Onkoide, e.g. mit Dasycladaceen - Kern
- Foraminiferen
- Textulariina, e.g. Glomospira s.p.
- Involutina sp., Aulotortus sp., Triasina hantkeni
- Ostrakoden
- Bryozoen
- Brachiopoden, "Terebratula", "Rhynchonella"
- Gastropoden
- Bivalven
- Korallen, massig; Korallen, solitär
- Korallen, phaceloid
- Echinodermen, allgem., Echiniden-Stachel
- Bioklasten < 2mm, z.B. Bivalven
- Bioklasten > 2mm, z.B. Brachiopoden
- Cortoide, allgem., z.B. Bivalven, cortoidisiert
- Kalkschwämme
- Häufigkeit (z.B. Brachiopoden): selten, häufig, sehr häufig



Legende zu den Abb. 28–36.

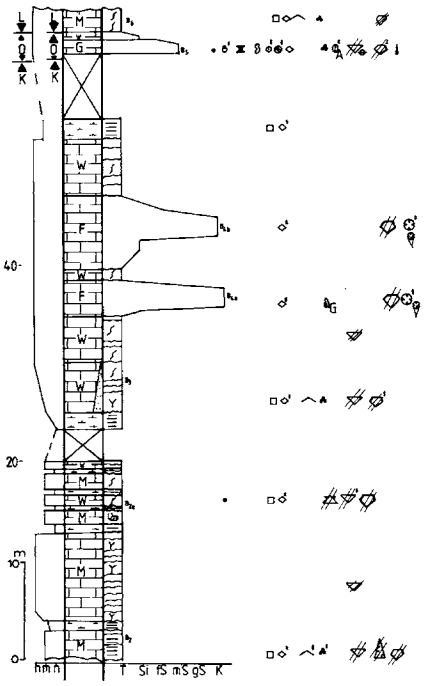


Abb. 29: Profil Auf der Wurz (B). Legende s. Abb. 28.

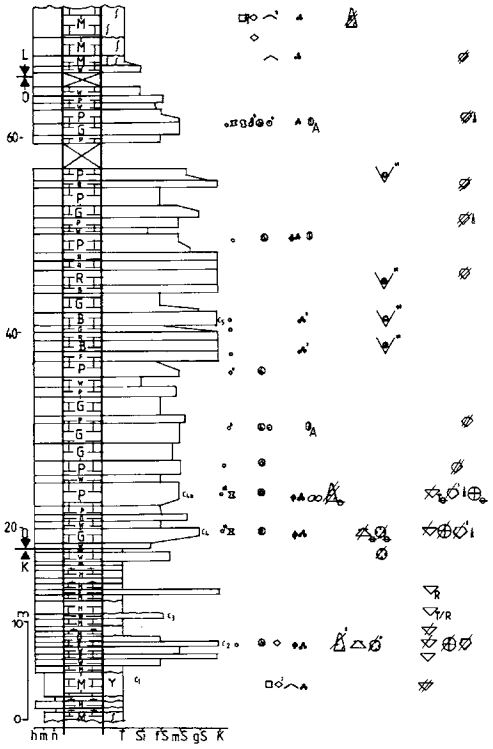


Abb. 30: Profil Daffenstein (C). Legende s. Abb. 28.

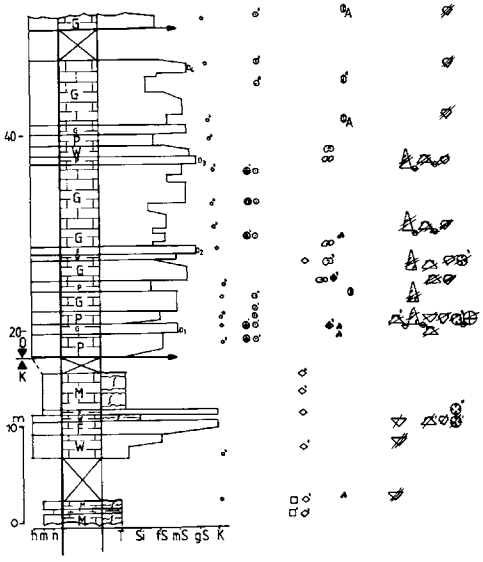


Abb. 31: Profil Schreistein (D). Legende s. Abb. 28.

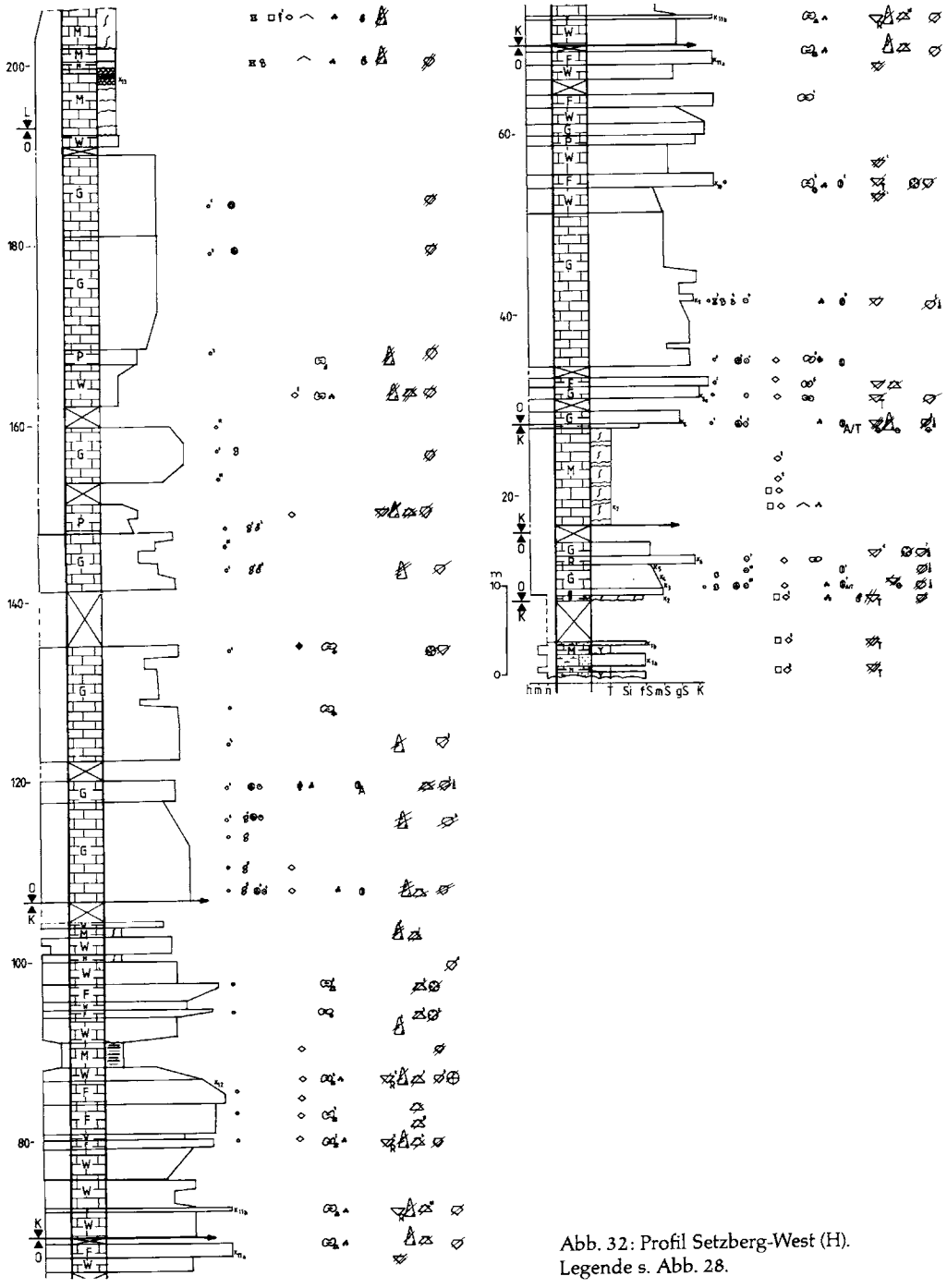


Abb. 32: Profil Setzberg-West (H).
Legende s. Abb. 28.

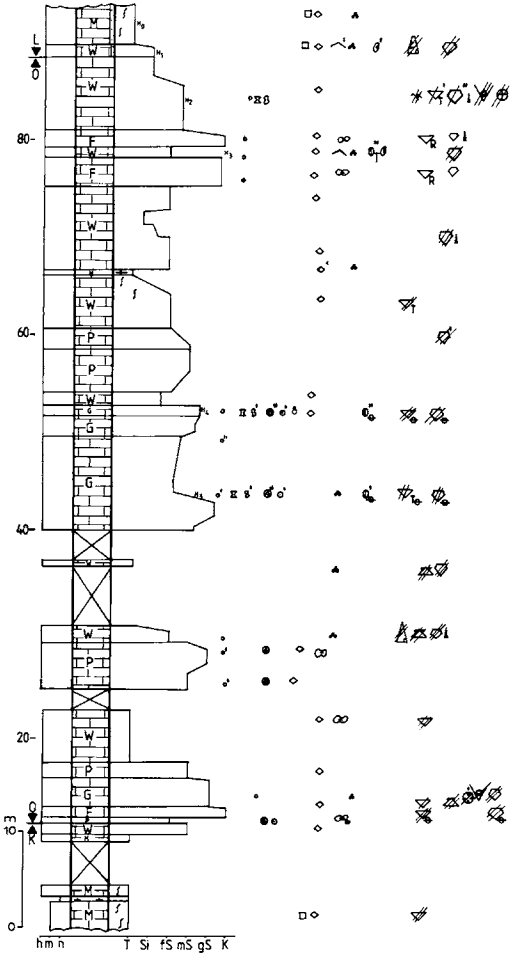


Abb. 33: Profil Roßstein-Ost (K). Legende s. Abb. 28.

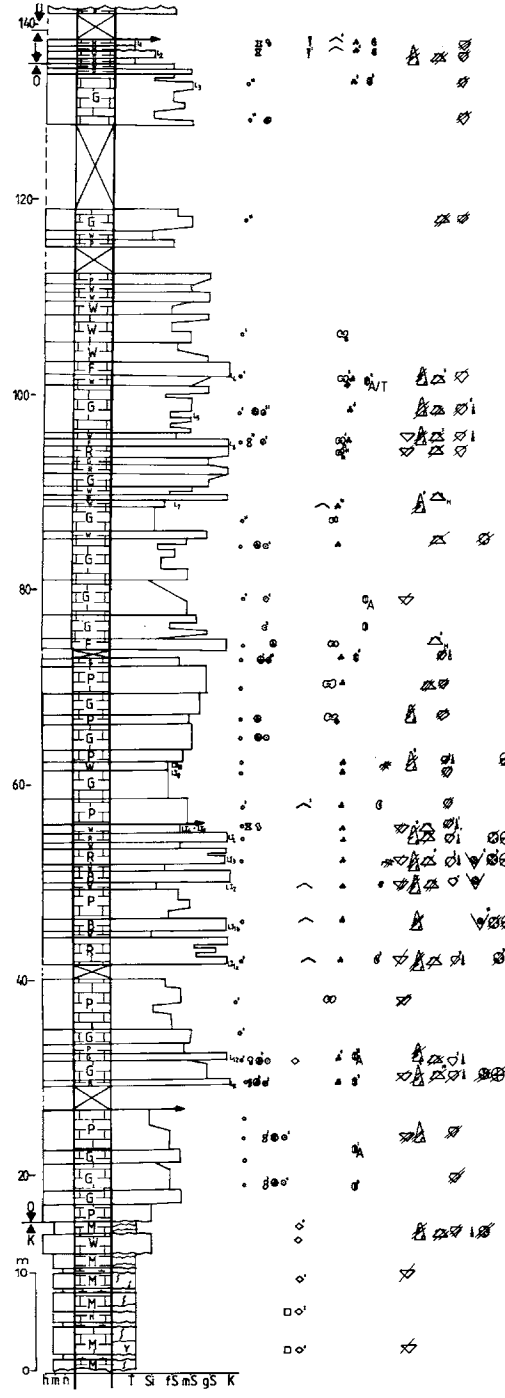


Abb. 34: Profil Blankenstein (L). Legende s. Abb. 28.

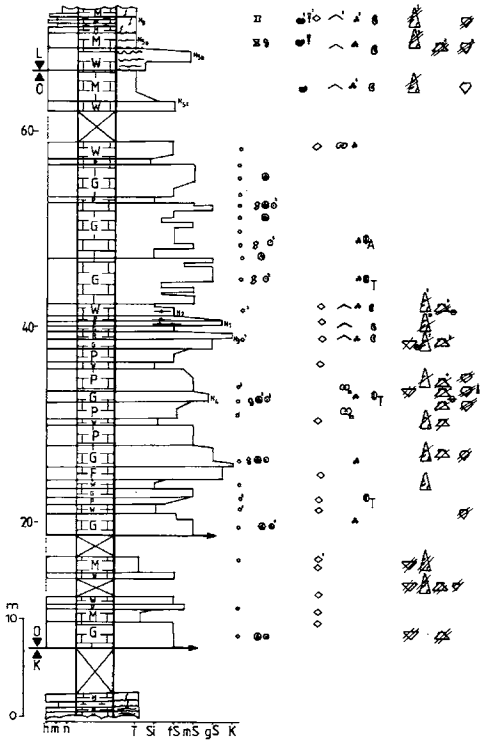


Abb. 35: Profil Setzberg-Ost (N). Legende s. Abb. 28.

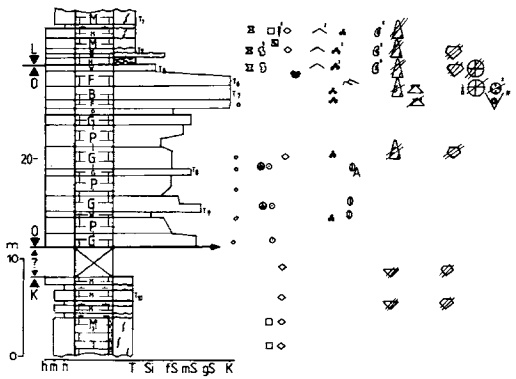


Abb. 36: Profil Wallberg-Süd (T). Legende s. Abb. 28.

Schriften

Albrecht, F. (1953): Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach (Roß- und Buchsteingebiet bei Lenggries). – Geol. Bavarica, **17**, S. 89-98, 3 Abb., München.

Bathurst, R. G. C. (1971): Carbonate Sediments and their Diagenesis. 650 S., 359 Abb., Amsterdam (Elsevier).

Bernoulli, D. & Jenkyns, H. C. (1970): A Jurassic basin: The Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria. – Verh. geol. Bundesanst. Wien, 15 Abb., S. 504-531, Wien.

Böhm, F. (1986): Der Grimming: Geschichte einer Carbonatplattform von der Obertrias zum Dogger (Nördliche Kalkalpen, Steiermark). – Facies, **15**, S. 195-232, 15 Abb., 5 Taf., Erlangen.

Deer, W. A. & Howie, R. A. & Zussmann, J. (1977): An Introduction to the Rock-Forming Minerals. 523 S., 183 Abb., 50 Tab., London (Longman Group).

Dunham, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **1**, S. 108-123, 7 Taf., Tulsa/Okla.

Ehses, H. H. (1986): Mikrofazielle Untersuchung und fazielle Entwicklung des Oberrhät-Riffkalkes mit besonderer Berücksichtigung der Rhät/Lias-Grenze im Wallberg-Blankenstein-Gebiet, Tegernsee, Nördliche Kalkalpen. Diplomarbeit, 178 S., 69 Abb., 1 Falttaf., Mainz. – [unveröff.].

Embry, A. F. & Klovan, J. E. (1972): Absolute water depth limits of the late Devonian Paleocological zones. – Geol. Rdsch., **61**, S. 672-686, 10 Abb., Stuttgart.

Fabricius, F. (1959): Vorschlag zur Umbenennung von „Oberrhätkalk" in „Rhätolias-Riffkalk" (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 546-549, 1 Abb., Stuttgart.

– (1961): Die Strukturen des „Rogenpyrits" (Kössener Schichten) als Beitrag zum Problem der vererzten Bakterien. – Geol. Rdsch., **51**, S. 647-657, 3 Taf., Stuttgart.

– (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – Internat. Sed. Petrogr. Ser., **9**, 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden (Brill).

– (1967): Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., **56**, S. 140-170, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart.

– (1974): Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies. – Schriftenr. Erdwissensch. Kommiss. österr. Akad. Wiss., **2**, S. 87-92, Wien.

Flügel, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

– (1981): Paleoecology and Facies of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps. – SEPM Spec. Publ., **30**, S. 291-359, 18 Abb., 15 Tab., Tulsa/Okla.

– (1982): Microfacies Analysis of Limestones. 663 S., 78 Abb., 58 Tab., 53 Taf., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

Folk, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. – Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **1**, S. 1-38, 7 Abb., Tulsa/Okla.

Geister, J. (1983): Holozäne westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies. – Fazies, **9**, S. 173-284, 57 Abb., 8 Tab., 1 Taf., Erlangen.

Hallam, A. (1967): Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. – Scottish J. Geol., **3**, S. 195-220, 2 Taf., Edinburgh.

– (1975): Jurassic environments. 269 S., viele Abb., Cambridge (Cambridge University Press).

Jacobshagen, V. (1965): Lias und Dogger im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Romana, **3**, S. 303-318, 13 Abb., 1 Tab., Rom.

James, N. P. & Mountjoy, E. W. (1983): Shelf-slope break in fossil carbonate platforms: a review. – SEPM Spec. Pub., **33**, S. 189-206, 15 Abb., 1 Taf., Tulsa/Okla.

JENKYNS, H. C. (1971): Speculations on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic. – Geol. Rdsch, **60**, S. 471-488, 9 Abb., Stuttgart.

– (1974): Origin of red nodular limestones (Ammonitico rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In: Pelagic Sediments on Land and under the Sea (ed. by K. J. Hsü & H. C. JENKYNS), S. 249-271, 8 Abb., Oxford.

JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – Geol. Rdsch., **58**, S. 464-501, 15 Abb., Stuttgart.

KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattform-Becken: Sedimentation, Paläokologie und Geochemie der Kössener Schichten (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Facies, **9**, S. 61-172, 41 Abb., 8 Tab., 16 Taf., Erlangen.

LOGAN B. W. & SEMENIUK V. (1976): Dynamic metamorphism; processes and products in Devonian carbonate rocks: Canning Basin, Western Australia. – Geol. Soc. Australia, Spec. Publ., **6**, S. 138, 97 Abb., 11 Tab., Sidney.

LOREAU, J. P. & PURSER, B. H. (1973): Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. – In: PURSER, B. H.: The Persian Gulf, S. 279-328, 20 Abb., 5 Tab., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

MCKEE, E. D. & GUTSCHIK, R. C. (1969): History of Redwall limestone of northern Arizona. – Geol. Soc. Amer., Mem., **114**, S. 1-26, 8 Abb., New York/N. Y.

MARSHALL, J. F. & DAVIES, P. J. (1982): Internal structure and Holocene Evolution of One Tree Reef, Southern Great Barrier Reef. – Coral Reefs, **1**, S. 21-28, 6 Abb., 1 Tab., Berlin.

MATZNER, C. (1986): Die Zlambachschichten (Rhät) in den Nördlichen Kalkalpen: Eine Plattform-Hang-Beckenentwicklung mit allochthoner Karbonatsedimentation. – Facies, **14**, S. 1-106, 71 Abb., 10 Tab., 13 Taf., Erlangen.

MÜLLER-JUNGBLUTH, W. V. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festband Geol. Inst. z. 300-Jahr-Feier d. Univ. Innsbruck, S. 255-308, Innsbruck.

MÜLLER-JUNGBLUTH, W. V. & TOSCHEK, P. H. (1969): Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen. – Veröff. Univ. Innsbruck, **8**; Alpenkundliche Studien, **4**, S. 32, 2 Tab., Innsbruck.

OSSWALD, K. (1924): Das Risserkogel-Gebiet. Geologie der Berge südlich Tegernsee. – Geognost. Jb., **37**, S. 110-166, 5 Abb., 1 Kt., München.

PILLER, W. (1981): The Steinplattes Reef Complex, Part of an Upper Triassic Carbonate Platform near Salzburg, Austria.–SEPM, Spec. Publ., **30**, S. 261-290, 23 Abb., Tulsa/Okla.

READ, J. F. (1980): Carbonate ramp-to-basin transition and foreland basin evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachins. – AAPG, Bull, **64**, S. 1575-1612, 19 Abb., Tulsa/Okla.

– (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins – types, characteristics and evolution. – Tectonophysics, **81**, S. 195-212, 4 Abb., Amsterdam.

– (1985): Carbonate Platform Facies Models. – Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., **65**, S. 1-21, 10 Abb., Tulsa/Okla.

REIJERS, T. J. A. & TEN HAVE, L. B. (1983): Ooid Zonation as Indication for Enviromental Conditions in a Givetian-Frasnian Carbonate Shelf-Slope Transition. – In: T. M. PERYT (ed.) Coated Grains, S. 188-198, 10 Abb., Berlin, Heidelberg, New York, (Springer).

SADATI, M. (1981): Die Hohe Wand: Ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostende der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich). – Facies, **5**, S. 191-164, 15 Abb., 12 Taf., Erlangen.

SÄRCHINGER, H. (1939): Geologie des Benediktenwandgebietes zwischen Glaswandscharte und Isar. – N. Jb. Mineral. etc., **81B**, S. 347-476, 58 Abb., 7 Taf., 2 Beil., Stuttgart.

SASS, E. & WEILER, K. & KATZ, A. (1972): Recent Sedimentation of the oolite formation in the Ras Matarma Lagoon, Gulf of Suez. – In: STANLEY, D. (ed.): The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory, S. 279-282, 10 Abb., Stroudsburg, Dowden (Hutchinson & Ross).

SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen („Oberrhät-Riffkalke", Salzburg). – Facies, **1**, S. 3-245, 46 Abb., 18 Tab., Erlangen.

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **66-67**, S. 165-193, Wien.

SCHOTT, M. (1983): Sedimentation und Diagenese einer absinkenden Karbonatplattform: Rhät und Lias des Brünnstein–Auerbach-Gebietes, Bayerische Kalkalpen. – Facies, **9**, S. 1-60, 25 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Erlangen.

– (1984): Mikrofaziell-multivariante Analyse einer rhäto-liassischen Karbonatplattform in den Nördlichen Kalkalpen. – Facies, **11**, S. 229-281, 22 Abb. 6 Taf., Erlangen.

SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): Fazielle und paläontologische Untersuchungen in den oberrhätischen Riffen (Feichtenstein- und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen). – Facies, **3**, S. 1-237, 21 Abb., 21 Tab., 29 Taf., Erlangen.

STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. – Eclogae geol. Helvetiae, **76**, S. 551-580, 12 Abb., Basel.

TAYLOR, D. F. & ILLING, L. V. (1969): Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. – Sedimentology, **12**, S.69-107, 3 Abb., 4 Taf., Amsterdam.

TOLLMANN, A. (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil. Der Mittelabschnitt. – Mitt. geol. Ges. Wien, **61**, S. 124-181, Wien.

– (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen; Orogene Stellung und regionale Tektonik. 449 S., 130 Abb. 7 Taf., Wien (Deuticke).

WÄHNER, F. (1886): Zur heterotrophischen Differenzierung des alpinen Lias. – Verh. geol. Reichsanst., **7**, S. 168-176, 96 Abb., 19 Taf., 1 Kt., Wien.

WENDT, J. (1969): Stratigraphie und Paläogeographie des roten Jurakalkes im Sonnenwendgebirge (Tirol, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **132**, S. 219-238, 13 Abb., Stuttgart.

– (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 433-448, 13 Abb., Stuttgart.

– (1971): Die Typlokalität der Adneter Schichten (Lias, Österreich). – Ann. Inst. geol. publ. Hungarici, **54**, S. 105-116, 3 Abb., Budapest.

WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

WRIGHT, V. P. (1986): Facies sequences on a carbonate ramp: the Carboniferous Limestone of South Wales.– Sedimentology, **33**, S. 221-241, Oxford.

ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll: Aufbau und Lebensbild eines Dachstein-Riffes in der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **519**, S. 1-123, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt am Main.

– (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. – In: MÜLLER, G.; Sedimentology of parts of Central Europe, Guide book. S. 147-185, 20 Abb., Frankfurt am Main.

Anschrift der Autoren:
Dipl.-Geol. HARALD H. EHSES, Dr. REINHOLD R. LEINFELDER, Johannes Gutenberg-Universität, Institut für Geowissenschaften, Postfach 3980, D-6500 Mainz 1.

Manuskript eingegangen am 18. 12. 1986