

Vergleichende petrographische Untersuchungen an Karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels

Von OSKAR SCHULZ, Innsbruck *)

Mit 9 Abbildungen und 1 Tafel als Beilage

Inhalt

	Seite
Summary	166
Einleitung	167
Bemerkungen zur Nomenklatur	168
Teil I: Julische Alpen (Typolokalität Raibl)	169
1. Fischechiefer	169
2. Untere Mergelserie	173
3. Kalkbank	174
4. Obere Mergelserie	175
5. Karbonatgesteinsserie	176
6. Torer Schichten	179
Mineralbestand	183
Zusammenfassung für Teil I	186
Teil II: Gailtaler Alpen (Rubland)	188
Grenze Wettersteinkalk — Raibler Schichten	188
a) 1. Schiefer- und Sandsteinserie	189
b) Untere Karbonatgesteinsserie	191
c) 2. Schiefer- und Sandsteinserie	193
d) Mittlere Karbonatgesteinsserie	195
e) 3. Schiefer- und Sandsteinserie	197
f) Obere Karbonatgesteinsserie	199
Teil III: Karwendel (Großer Gschnierkopf)	202
Grenze Wettersteinkalk — Raibler Schichten	202
a) 1. Schiefer- und Sandsteinserie	203
b) Untere Karbonatgesteinsserie	208
c) 2. Schiefer- und Sandsteinserie	210
d) Mittlere Karbonatgesteinsserie	210
e) 3. Schiefer- und Sandsteinserie	212
f) Karbonatgesteinsserie	216
g) 4. Schiefer	216
h) Obere Karbonatgesteinsserie	216
Mineralbestand der Raibler Schichten von Rubland (Drauzug) und Gr. Gschnierkopf (Karwendel)	220
Vergleich der drei Profile (Raibl, Rubland, Gr. Gschnierkopf)	220
Zusammenfassung	225
Literatur	227

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. OSKAR SCHULZ, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

Summary

Three profiles of Raibl beds (Carnian stage of the Triassic) were taken from field measurements with detailed geological mapping in the Raibl area — Cave del Predil (Julische Alpen), in the area of Rubland (Gailtaler Alpen, Drauzug) and on the Grosser Gschnierkopf (Hinteraul, Karwendel mountains). Comparative petrographic studies revealed that the samples from Karwendel and Drauzug were very similar. The sequence of beds of the Raibl type locality, however, differs widely.

The Raibl beds have a thickness of approximately 1000 m and can lithologically be classified into a downthrow sapropelitic, weakly marly dolomite-limestone sequence (Raibl Fischechiefer), into a lower sequence of marl separated from an upper one by a bed of limestone, into a predominantly dolomitic sequence of carbonate rocks and eventually into a limestone-marl-clay sequence of the Torer Schichten.

The sequence starts with the Ladinian ore dolomite with dolomitic-marly deposits of a sapropel facies of a shelf sea that was comparatively far off the coast, calm, very shallow and probably influenced by exhalations or hydrothermal springs. The fine-lutitic illite clay probably is partly of detritic origin, partly it may have formed from tuffites in the sea.

The major part of the thick limestone-marl sediments with detritic illite and smaller amounts of kaolinite is regarded to have formed in deeper and less agitated waters. However, these waters still have to be considered as shallow because of the occurrence of stromatolites. Detritic quartz sand is found only rarely.

A thick series of carbonate rocks contains a small portion of sapropelitic limestone, marly dolomite rocks and strongly crystallized dolomite rocks (dolosparite). Remnant fabrics of algae indicate the existence of originally widespread and strongly developed stromatolites that were formed biogenically in very shallow saline water.

In a striking lithological contrast this sequence of carbonate rocks is overlaid by a frequently and rapidly changing facies of bituminous, in most cases marly limestones, marl and clay marl. These partly contain a large amount of fossils especially in the interbeds of lumachella and also a considerable amount of quartz sand. These Torer Schichten seem to be sediments of a shallow shelf sea with indications of a gyttja facies. They constitute the top of the Raibl beds and are overlaid by the Noric Hauptdolomit.

The two other Raibl profiles (Rubland Bleiberg and Grosser Gschnierkopf) are entirely different. They show striking similarity as to their thickness and formation. A thick oncolite bed with pyrite and marcasite separates the Ladinian Wetterstein limestone from the clay horizon of the Raibl beds. The Raibl beds can be divided into three shale-sandstone sequences and three sequences of carbonate rocks following each other in a large space rhythm. These shale-sandstone sequences mainly consist of illite, polymictic quartz feldspar sandstones and also contain lumachella and oncolite interbeds. The illites most

probably are detrital residues of mica, hence products of continental decomposition. The sand detritus indicates crystalline source areas with plutonites or metamorphites of granodioritic to granitic composition and other metamorphic rocks. These sediments with strong terrigenous influence most probably are depositions of an agitated, warm and shallow sea that was favourable to the formation of organism. The sequence of carbonate rocks partly consists of bituminous dolomites which could mainly be proved as stromatolites crystallized into dolosparite. Partly it consists of biocalculites and bioarenolites of a probably agitated shallow sea facies with favourable conditions for organisms. The rock fabrics did not give any proof of drainage.

In the Drauzug syndiagenetic movements of the ground can be concluded from several horizons with inhomogeneous brecciae. Without striking lithological border the Noric Hauptdolomite develops from the topmost Raibl beds which are dolomitic to a certain extent.

The space rhythmical clay-sand or carbonate sedimentation is supposed to have been brought about by time rhythmical movements of crusts with coastal displacements and climatic changes. Although today the sediment sequences of Karwendel and Drauzug are at a large distance from each other it can be concluded from the similarity of the sediments that the conditions of sedimentation may have been very similar and that the original areas of deposition may have been much closer.

The lithological and facial differences between the example of Karwendel and Drauzug on the one hand and the type locality of Raibl on the other rather indicate that originally the areas of deposition may have been at a large distance from each other. This is especially remarkable since today Raibl and Rubland-Bleiberg are in close vicinity. The rhythms of sedimentation as expressed by the two examples from the unstable shallow shelf sea did not become manifest in the area of sedimentation of Raibl which was at a greater distance from the coast and which was characterized by a strong subsidence of the bottom of the sea.

Einleitung

Die Raibler Schichten stellen als stratigraphisch wichtige und faziell auffallende Sedimentserie seit Jahrzehnten ein dankbares Forschungsobjekt dar. Waren es vor 1900 hauptsächlich Paläontologen, die sich mit dem in manchen Bänken angereicherten Fossilmaterial beschäftigten, so kamen in den dreißiger Jahren auch petrographische Aspekte hinzu. Auch wirtschaftliche Belange trugen zu einer Beschäftigung mit diesem Gesteinshorizont bei, wobei an die Steinkohlenführung des Lunzer Sandsteins im Lunzer Faziesgebiet als Äquivalent der Raibler Schichten gedacht sei (unpublizierte Arbeiten von A. RUTTNER), sowie an die durch Pb- und Zn-Erzführung ausgezeichneten Lager der Raibler Kalke und -Dolomite in den Gailtaler und Julischen Alpen. Gerade dieses montangeologische Interesse führte schon damals zu einer ins Detail gehenden Kartierung und feinstratigraphischen Einteilung der petrographisch vielfältig zusammengesetzten Sedimente karnischen Alters.

Als im Jahre 1956 in Lafatsch im Hinterautal (Karwendelgebirge) gemeinsam mit Herrn Bergdirektor DDR. Ing. H. Holler im Zuge einer Feldvermessung eine Detailkartierung der Raibler Schichten durchgeführt wurde, waren es hauptsächlich auch wieder montangeologische Erfordernisse, die zu der lithostratigraphischen Untersuchung Anlaß gaben. Das allgemein zunehmende Interesse an lithologischen und mikrofaziellen Studien an kalkalpinen Gesteinen brachte es mit sich, diese für den Bereich im Karwendel ausgearbeiteten Ergebnisse durch ebensolche Studien in den Gailtaler Alpen und in den Julischen Alpen zu erweitern. Die Anregung hiezu gab Herr Univ.-Prof. Dr. E. Schroll, der eingehende geochemische Untersuchungen zur Charakterisierung des Sedimentmilieus und des Sedimentationsraumes der Karnischen Serie anstrebte. Die im Zuge dieser Erweiterungen notwendig gewordenen Arbeiten wurden dankenswerterweise durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützt.

Seit einigen Jahren führt die Technische Hochschule München (Institut für Geologie, Prof. Dr. Schmidt-Thomé) ein von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstütztes sedimentologisches Forschungsprogramm durch. In diesem Rahmen wurden bereits und werden noch die Raibler Schichten im gesamten Ost- und Südalpenbereich untersucht (z. B. JERZ, 1966, KRAUS, 1968).

Alle hier vorgelegten Profile wurden durch Feldvermessungen (Breithaupt-Universaltaschenkompaß, Stativ, Maßband) mit geologischer Kartierung gewonnen. Aus der Grundrißübersicht 1 : 500, in welcher alle im Gelände beobachtbaren Gesteinsänderungen, Verwürfe sowie die Probeentnahmestellen eingetragen sind, wurde schließlich das jeweilige Schichtprofil konstruiert. Eventuelle Vermessungsfehler wurden durch Polygonzüge kontrolliert.

Die petrographische Untersuchung der Probestücke im Labor erfolgte auf optischem Wege und zwar im Übersichtsanschliff sowie im Dünnschliff, im polierten Anschliff und im Kornpräparat. Anteile sämtlicher Gesteinsproben wurden für die geochemischen Untersuchungen an das Grundlageninstitut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal weitergegeben, wo unter der Leitung von Univ.-Prof. Dr. ERICH SCHROLL halbquantitative bzw. quantitative Phasenanalysen mit Hilfe der Röntgendiffraktionsanalyse, Röntgenfluoreszenzanalysen und Emissionsspektrographische Analysen mit Hilfe einer Calciumfluoridmethode und der Sulfidierungsmethode durchgeführt wurden. Den Herren Bartl und Otto Lechner danke ich für die Durchführung chemischer Analysen im Zementwerk Eiberg.

Bemerkungen zur Nomenklatur

Für die vorliegende Arbeit, in welcher sowohl klastische, als auch chemische und biogene Bildungen vorliegen, werden die Termini folgendermaßen gewählt.

Für die klastischen Gemengteile wird an der jahrzehntelang im deutschsprachigen Raum gebräuchlichen Bezeichnung festgehalten und zwar wird je nach Korngrößen unterschieden zwischen Psephit = grobklastisches Sediment > 2 mm, Psammit = Sand, Sandstein und zwar grobpsammitisch > 0,2 mm, feinsammitisch > 0,02 mm und Pelit = Schlamm, Schluff, Schlammgestein, und zwar grobpelitisches > 0,002 mm, feinpelitisches > 0,0002 mm, darunter kolloidpelitisches (z. B. CORRENS, 1968 u. a.).

Diese Termini werden hier allgemein für nachweisbar mechanisch Angelagertes (im Sinne der Gefügekunde) verwendet. Die griechischen Fremdwörter werden den lateinischen Rudit, Arenit, Lutit vorgezogen, um der Einheitlichkeit halber an die aus dem Griechischen übernommenen und heute gebräuchlichen Fachwörter, Phanerit, Aphanit, Mikrit und Kryptit anzuschließen.

Phanerit (für „Sichtbares“) und Aphanit (für „Unsichtbares“) kommen als übergeordnete, ungenetische Begriffe in Betracht und beziehen sich als „reine Komponentengröße“ nach MÜLLER-TOSCHEK, 1969, auf die Bestimmbarkeit oder Unbestimmbarkeit der Komponenten mit der Lupe ($10\times$). Als Grenze wird demnach 0,016 mm (oder besser rund 0,02 mm) angenommen. Eine gewisse Relativität ist dabei allerdings unvermeidlich.

Für die Unterteilung des Aphanits werden ebenso rein beschreibend die Ausdrücke Mikrit (0,02–0,001 mm) und Kryptit ($< 0,001$ mm) verwendet. Man wird „Mikrit“ und „Kryptit“ demnach auch für biogen angelagerte Komponenten, z. B. für die Primärbestandteile von Algenstromatolithen u. a. anwenden können. Jedenfalls wäre hier die zusätzliche Bezeichnung „Pelit“ (bzw. „Lutit“) nur dann am Platze, wenn eine zusätzliche mechanische Schlammanlagerung (Kalkschlamm, Dolomitschlamm, Tonschlamm) nachweisbar ist.

Bei der externen und internen chemischen Anlagerung späterer Karbonate, der Spatisation (SANDER, 1936, 1950), wird im Falle bereichsweiser oder ausgedehnter geschlossener Spatitgefüge fallweise unterschieden zwischen Mikrospatit (mit kleinen Karbonatkörnchen $< 0,02$ mm) und Makrospatit (mit größeren Körnern, $> 0,02$ mm).

Es ergibt sich die Möglichkeit von Wortkombinationen, wie z. B. Spatitpelit oder Spatitmikrit anstelle des sachlich unrichtigen und sprachlich unschönen, weil hybriden Ausdrucks „Dismikrit“ (aus „disturbed micrite“) für einen teilweise zu Spatit umkristallisierten Pelit bzw. Mikrit. Eine namentliche Trennung von Spatisation durch Sammelkristallisation, Metasomatose und Spatisation durch Zementation (zementierende Hohlraumkristallisation) mit Hilfe der Ausdrücke „Spatit“ und „Sparit“ wird nicht durchgeführt. Dies würde in jedem Einzelfall eine genetische Klärung voraussetzen.

Gegenüber allen mehr oder weniger willkürlichen, diktatorischen Größenfestsetzungen und deren Namensgebungen ist zu beachten, daß derartige Festsetzungen unter Umständen mehr Behinderung bei der objektiven Bearbeitung genetischer Fragen, als Neuergebnisse enthalten.

Für die allgemeine Charakterisierung der Korngrößen wird die vielfach gebräuchliche Einteilung in mikronkörnig (0,001–0,01 mm), dezimikronkörnig (0,01–0,1 mm) und centimikronkörnig (0,1–1 mm) verwendet.

Die hier benützte gefügekundliche Terminologie bezieht sich auf SANDER (1936, 1948/1950).

Teil I: Julische Alpen (Typolokalität Raibl)

Die Untersuchungen in den Julischen Alpen erfolgten im Raume zwischen Raibl, Königsberg (Monte R ), Raibler Scharte (S^{1a} delle Cave), Aiblkopf (J f del Lago), Raibler See (Lago del Predil), sowie am Torer Sattel (Portella). Die Vermessung gestaltete sich vor allem im Gebiet westlich und südwestlich von Raibl infolge oftmaliger Unterbrechung der Aufschlüsse, tektonischer Formungen und schlechter Begehrbarkeit von Steilwänden schwierig.

Ganz im Gegensatz zur Schichtfolge in den Nordtiroler Kalkalpen und im Drauzug und auch im Gegensatz zu anderen südalpinen Ausbildungen steht die Sedimentabfolge der südalpinen Typolokalität Raibl. Die Grenze Ladin–Karn ist hier nicht besonders auffallend.

1. Fischschiefer

Aus dem ladinischen, z. T. erzführenden, hellgrauen bis weißen Dolomitgestein entwickeln sich bituminöse, ganz schwach tonh ltige Dolomite, gefolgt von

mergeligen Dolomiten, Mergeldolomiten und Mergelkalken. Die durchwegs bituminöse Gesteinsserie läßt deutliche Bankung im 5—10—20-cm-Raumrhythmus durch geringmächtige Bitumen-Ton-Zwischenlagen erkennen. Die rund 50 m mächtige Sedimentabfolge ist wegen ihres Fossilreichtums, insbesondere an Pflanzen- und Fischrelikten, als „fischführende Schiefer“ (Suess, 1867) bzw. „Fischschiefer“ (Wöhrmann, 1893) bezeichnet worden. Infolge der in Zwischenschichten aber auch in mm-Feinschichten angereicherten Ton- und Bitumenlagen ist das Gestein mechanisch so inhomogen und auch teilbeweglicher als der liegende, ladinische Dolomit, daß die Fischschiefer durch tektonische Formungen im Meter- bis Dekameterbereich axial gefaltet wurden, wodurch der primäre, sedimentäre Zusammenhang zwischen beiden Gesteinskomplexen auf weite Erstreckung gestört wurde. Ein eindrucksvoller Aufschluß der Grenze „erzführender Dolomit“ zu „Raibler Fischschiefer“ besteht in der Vitriolwand des Pb-Zn-Tagbaues Raibl.

Eine zusammenfassende Darstellung der über dem erzführenden Dolomit einsetzenden und unter dem Hauptdolomit endenden Raibler Serie wurde erstmals von Suess, 1867, in paläontologischer und gesteinsmäßiger Hinsicht versucht. Demnach und nach Wöhrmanns Übersicht 1893 werden die „pflanzen- und fischreichen schwarzen Schiefer“ unterteilt zunächst in schwarze bituminöse Kalksteine mit Hornsteinen. Die Kalksteine werden demnach durch schwache Schieferlagen voneinander getrennt. In diesen scheinen die ersten Pflanzenabdrücke auf. Darüber folgen nach den alten Beschreibungen pflanzen- und fischreiche schwarze Schiefer, in welchen sich auch Cephalopoden und Crustaceen befinden, dunkle und helle Kalkbänke mit Korallenresten, Echinoideenstacheln, Gastropoden und Brachiopoden. Die Schichtfolge bis hierher umfaßt nach Suess mindestens 100 m. Eine ähnliche, wenn auch im Detail veränderte Darstellung, ist bei Di Colbertaldo, 1948, zu finden. Er schließt die in bituminöse Kalke und Schichten mit Protrachyceras, Trachyceras und Posydonien, geschichtete mergelige oder tafelig brechende Kalke mit Pflanzen, Fischen und Crustaceen sowie in dunkle Kalke mit mergeligen Zwischenschichten mit Korallen und Seeigelstacheln gegliederte Einteilung der „Raibler Fischschichten“ hiermit ab. Die im Hangenden folgenden „Mergel und zerbrechliche, aschenfarbige Mergel-Schichten ohne Fossilien“ sind bei Di Colbertaldo zu „Raibler Schichten i. e. S.“ gerechnet, während Suess, 1867, und zusammenfassend Wöhrmann, 1893, sie („taube Schiefer mit nur wenigen Pflanzen und Fischresten, ca. 600—700 Fuß“) noch zur Serie der Fischschiefer zählte.

Für die vorliegende petrologische Kennzeichnung wird die Einteilung von Di Colbertaldo, 1948, zugrundegelegt.

Die liegenden 10 m der Schichtfolge bestehen größtenteils aus bituminösem, mergeligen Dolomit. Der lagenweise schwankende Tongehalt (Illit) liegt ebenso wie das Bitumen teils homogen verteilt, teils inhomogen in Form von Feinschichten und in Suturen vor. Vereinzelt findet man den Tongehalt auch in bis 2 cm mächtigen Lagen angereichert.

Das hauptsächlich vertretene Gestein ist mikrofaziell folgendermaßen zu kennzeichnen:

J-Do 1: Bituminöser, biotritischer, mergeliger Dolomikrit, -pelit und -spatit

mit homogenem und inhomogenem Parallelgefüge infolge wechselnder geringer Anteile von Illit und Bitumen. Authigener Pyrit liegt hauptsächlich in homogener Verteilung vor. Das Sediment ist teilweise als Ton-Dolomit-mm-Rhythmit (Millimeterrhythmit) zu kennzeichnen. Als Biotritus sind Ostrakoden, nicht figurierte Schälchenfragmente und sehr vereinzelt chalcedonartige Fragmente (Spongiennadeln?) vorhanden. Sehr selten sind Spuren von detritischem Quarz (Grobschlamm bis Feinsand) enthalten. Gelegentlich finden sich kohlige Körnchen. Bemerkenswert ist noch das Auftreten von max. 0,06 mm großen Knöllchen, die aus dolomitischem Kryptit bestehen und vermutlich Algenpellets darstellen.

Die vielfach vorliegenden Mikro- und Makrospatite sind, wie aus Reliktgefügen hervorgeht, offenbar teils aus biogen angelagerten mikritischen Algenmatten, teils aus mechanisch angelagertem Pelit entstanden. Der manchmal gradiert geschichtete Pelit könnte daher ein feines Resediment aus ursprünglichen Algen darstellen.

Die syndiagenetische Dolomitspatisation hat das Gestein zum Teil stark verändert, wodurch Fossilspuren weitgehend verwischt wurden.

Auch Quarz bzw. Chalcedon wurden von den chemischen Stoffumlagerungen betroffen, was aus vereinzelt, in Kleinhöhlen angelagerten Quarzkriställchen hervorgeht. Die Spatisation ist in tonfreien Feinschichten stärker als in den tonhaltigen. Den syndiagenetischen Charakter der freien und nicht freien, internen Dolomitspatisation kann man in einigen verformten Sedimentlagen erkennen. Als Ausscheidungsfolge bei der wandständigen chemischen Internanlagerung kann angegeben werden: Dolomit, Calcit, Pyrit-Quarz.

Die nunmehr im Hangenden folgende Gesteinsserie weist deutliche Bankung auf, hervorgerufen durch schichtigen Wechsel stärker und schwächer toniger Lagen. Generell liegen nun hier tonreichere Ablagerungen vor, wenn auch die bisher besprochenen Gesteinstypen der liegenden 10 Profilmeter immer wieder vorkommen. Illitische Tonminerale und Bitumen treten mit dem Dolomitpelit teils in mm-rhythmischen Feinschichten wechsellagernd auf, teils sind sie schichtig mit 5–10 cm Abstand stärker vertreten und bewirken so die deutliche Bankung:

J-Do 2: Bituminöser Dolomitmergel und Dolomikrit, -pelit und -spatit.

Das Sediment ist vorwiegend von dolomikritischer, -pelitischer und toniger Substanz aufgebaut. Vielfach ergibt sich eine Feinschichtung durch lagenweise wechselnden Tongehalt, doch liegen auch Gesteine mit teils nur subtiler Schichtung, teils mit homogenem Parallelgefüge (also „ungeschichtet“ im Sinne SANDERS, 1936, 1948–50) vor. Die Wechsellagerung tritt sowohl im mm-Bereich (z. T. mm-Rhythmite), als auch in größeren Abständen auf. Authigener Pyrit ist immer enthalten, u. zw. in Form mikronkörniger Kriställchen, die oft zu brombeerbörmigen Aggregaten (Rogenpyrit = vererzte Bakterien) gehäuft sind. Im Pelit findet man auch hier wieder kleine mikritische Klümpchen, die vermutlich resedimentierte Algenpellets darstellen. Besonders in tonarmen Lagen läßt sich

mehr oder weniger weitgehende Spatisation nachweisen. Es wechsellagern dann Dolomitmergelmikrit bzw. -pelit verschiedener Korngrößen und Dolomitspatite bzw. Spatitpelite (-mikrite). In Dolomitspatit-Feinschichten fallen spärliche Chalcedonnester von etwa 0,03 mm Querschnittgröße auf, die möglicherweise Radiolarienreste darstellen.

In einigen Schichtbänken sind syndiagenetische Formungen nachweisbar. Achsiale Fältelungen im cm- bis dm-Bereich haben je nach Teilbeweglichkeit des Schlammes zu stetiger oder auch zu ruptueller Deformation geführt. So enthalten diese Schichten stellenweise Inhomogenitätsbreccien. Die schollenförmigen Fragmente stammen von bituminösen, tonig-dolomitischen Algenmikriten. An die Deformation anschließende Spatisation hat selektiv mehr die tonärmere Matrix, weniger die Fragmente (Endoklaste) betroffen (Abb. 1). Man kann daraus schließen, daß Algenmatten sich durch starrereres oder zäheres Verhalten in höher teilbeweglichem, ursprünglichen Karbonatschlamm auszeichneten, der syndiagenetisch dann zu einem subhedralkörnigen Spatitgefüge (Dolomitrhomboederchen von etwa 0,08 mm Größe) umkristallisierte. Bei der Faltung durch

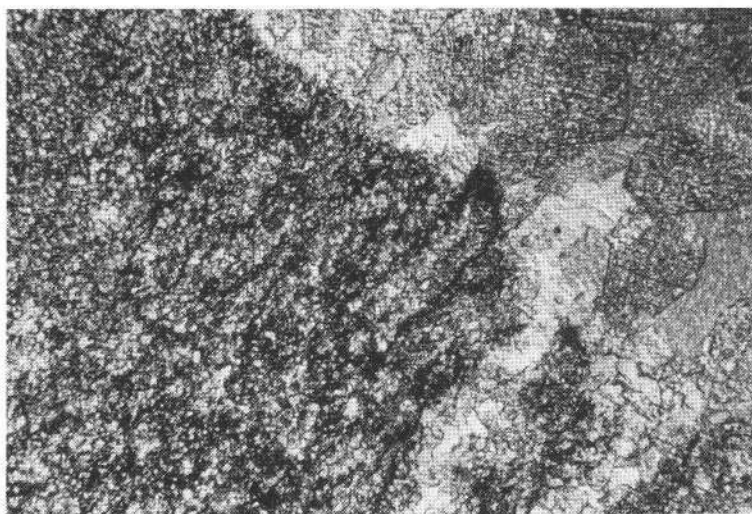


Abb. 1: Syndiagenetische Inhomogenitätsbreccie mit selektiver Spatisation in Algenstromatolithen. Bituminös-toniges dolomikritisches Stromatolithenfragment (li Bildhälfte) grenzt an ehemals pelitische, jetzt zu Dolospatit sammelkristallisierte Matrix. Die Spatisation ergreift nicht das bituminös-tonige Dolomitfragment. Raibler Fischeischiefer. Dünnschliff, nur Polarisorator. Nat. Größe des Bildausschnittes $2,26 \times 1,51$ mm.

Abheben starrer Feinschichten entstandene, mehr oder weniger schichtparallele, flächig ausgedehnte Hohlräume sind von wesentlich größeren Dolomitskristallen (um 0,3 mm) wandständig erfüllt. Auch diskordant zur Schichtung orientierte Rupturen, die durch diese Deformationen entstanden sind, lassen die wesentlich grobkörnigere, wandständige Dolomitspatisation erkennen.

Im Gegensatz zu den erwähnten syndiagenetischen Verformungen und Kristallisationen stehen viel jüngere Rupturenbildungen im Zuge tektonischer Ereignisse. Die Fugen zeigen Verheilungen sowohl mit Dolomitspat als auch mit Kalkspat.

Von 27 bis 28 m tritt im Profil innerhalb der mergelig-dolomitischen Serie eine Mergelkalk-Bank auf, aber erst ab 33 m überwiegen Kalksedimente. Die immer mehr oder weniger Bitumen enthaltenden, sehr dunkelgrauen, hellgrau anwitternden Mergelkalke sind durchwegs plattig gebankt. Sie enthalten einige 1–3 m mächtige Mergelkalkbänke, die noch feinschichtiger (z. T. im cm-Rhythmus) ausgebildet sind und feinblättrig zerfallen. Die nun bei etwa 33 m beginnende mergelig-kalkige Gesteinsserie leitet über zu den sehr mächtigen „fossilleeren“ oder „tauben Schiefen“ der älteren Literatur. Eine scharfe lithologische Grenze zeichnet sich nicht ab. Zu den bisherigen Mikrofaziestypen kommen neu hinzu:

J-Me 1: Bituminöser, biotritischer Mergelkalk- bzw. Kalkmergelaphanit, -psammit und -spatit

mit homogenem Parallelgefüge oder mit subtiler Feinschichtung. Der verschieden stark angereicherte Biotritus besteht u. a. aus Bruchstücken von Lamellibranchiaten, Silici- und Calcispongiennadeln, Ostrakoden, Radiolarien, Foraminiferen und Fischrelikten. Die Chalcedonnadeln sind teilweise pseudomorph in Calcit bzw. Dolomit umgewandelt. Übergänge mit nur partieller Verdrängung liegen vor. Interessant ist das Auftreten von zahlreichen, im Durchlicht gelbbraunlichen Phosphoritkörnern und -fragmenten, die Schuppen und Skeletteile von Fischen darstellen. Das Sediment besteht lagenweise aus feingefältem Kryptit und Mikrit, so daß man auf die Mitbeteiligung biogen angelagerter Algenmatten schließen kann. Anteile solcher Aphanitlagen sind als Resedimente in Form von Pellets wieder zu finden. Sie sind dann mit anderen Rundkörperchen vergesellschaftet, die z. T. auf Foraminiferen, vielleicht z. T. auf Kotpillen zurückzuführen sind.

Pyrit findet man hier, wie allgemein in der gesamten Fischschieferserie entweder als mikronkörnige, euhedrale Kriställchen oder als pyritisierte Schwefelbakterien und deren Kolonien (Rogenpyrit). Die Sedimente liegen auch mit verschiedenen starker Spatisation vor.

Raibler Schichten i. e. S. (2.—5.)

Der unter dieser Bezeichnung bisher zusammengefaßte, sehr mächtige Schichtkomplex (vgl. Di COLBERTALDO, 1948), bestehend aus Mergelschichten ohne Fossilien („taube Schiefer“), der Myophorienschicht, Cuspidariaschicht und dem Zwischendolomit (Megalodusbank), kann lithologisch doch noch in weitere Abschnitte aufgegliedert werden. So könnte man die im Profil von 54 bis 202 m reichenden Gesteine sehr ähnlicher Ausbildung gemeinsam betrachten und als

2. Untere Mergelserie

zusammenfassen: Es handelt sich um dunkelgraue, hellgrau anwitternde mergelige Kalkgesteine, Mergelkalke und Kalkmergel. Die fast durchwegs bituminöse Serie weist meist deutliche Bankung im Abstand von oft 1–5 cm und 10–20 cm, auch von 50 cm auf. Sie beruht auf einer Wechsellagerung mehr mergeliger und mehr kalkiger Lagen, wobei die tonhaltigen Partien schiefrig-dünntafelig, die kalkreichen großplattig gebankt sind.

Der Mineralbestand besteht wie bisher aus Karbonat, u. zw. nunmehr vorwiegend aus Calcit (überwiegend Pelit), Tonmineralen (hauptsächlich Illit, daneben Kaolinit), sowie aus mikronkörnigem Pyrit und Aggregaten von vererzten Bakterien (Rogenpyrit). Fallweise findet man vereinzelt detritische Quarzkörnchen sowie sehr kleine Chalcedon- und Phosphoritkörner und Spuren von Fe-armer Zinkblende. Bitumen ist mehr oder weniger in allen Gesteinen dieses Abschnittes enthalten.

Mikrofazies:

Hier ist z. T. die ungeschichtete Variante des Typs J-Me 1 mit viel Pyrit und etwas detritischem Quarz vertreten. Der Biodetritus besteht aus Filamenten, Nadelrelikten (max. $0,16 \times 0,03$ mm, z. T. innen kalkig, mit dolomitischer Hülle), Foraminiferen, spärlichen Chalcedon- und Phosphoritplittern. Außerdem kommt noch eine besser laminierte Sedimentvariante mit ausgeprägtem Wechsel kalkreicher und illitreicher Feinlagen vor:

J-Me 2: Laminiertes, bituminöses, biodetritisches Kalkmergelaphanit

mit analogem Mineralbestand und Biodetritus wie J-Me 1.

„Schieferton“

Eine stärker tonige Serie beschließt bzw. unterbricht im Profilbereich 184 bis 202 m die mächtigen Mergelablagerungen im Hangenden. Es handelt sich um dunkelgraue bis schwarze, graugelb anwitternde, bituminöse, laminierte Kalkmergel und um eine Mergelbank.

J-Me 3: Biodetritischer Mergelpelit

Dieses Sediment ist zum Unterschied von Faziestyp J-Me 1 durch starke Zunahme des Illit- bzw. Kaolinitgehaltes gekennzeichnet. Es führt Foraminiferen, Chalcedonsplitter, Phosphoritfragmente, etwas detritischen Quarz sowie den üblichen authigenen Pyrit.

3. Kalkbank

Die Mergelserie wird von einer rund 30 m mächtigen, mehr oder weniger stark bituminösen Kalkbank unterbrochen, was sich im Geländeaufschluß auch morphologisch durch Hervortreten der härteren Gesteine anzeichnet. In der unteren Hälfte der Kalkbank sind mehrere cm-blättrige Mergelkalke mit dm- bis m-Mächtigkeit eingeschaltet.

J-Me 4: Biodetritischer, z. T. mergeliger Kalkpelit, z. T. Pelitspatit:

Feinpelitische, teilweise kryptitische Matrix enthält massenhaft Mikrofossilien, z. B. Foraminiferen, Ostrakoden, Calci- und Silicispongiennadeln, Algenrelikte, resedimentären Calcipsammit u. a. Bereichsweise ist beginnende Spatisation erkennbar. Bitumen und Pyrit sind manchmal an die Fossilien gebunden, wobei z. T. Pyrit die Schalentile pseudomorph abbildet. In den mergelkalkigen Varianten entsteht die Feinschichtung durch wechselnden Tonanteil.

4. Obere Mergelserie

„Schiefer-ton“

Über dieser härteren Mergelkalkbank setzt sich die stark tonige Sedimentserie zunächst mit 17 m Mächtigkeit fort. Es handelt sich dabei um gebankte, mm-rhythmisch geschichtete, biopelitische Mergel, bestehend aus Illit, Calcipelit und Pyrit, mit Quarz-, Chalcedonsplittern, im übrigen ganz analog der „Schieferbank“ bis 200 m (Typ J-Me 3). Die Feinschichtung entsteht durch die wechselnd starke Beteiligung von Illit.

Mit scharfer Grenze setzt nun für 30 m eine mehr kalkige Schichtfolge ein. Zuerst folgt ein relativ harter, gut geschichteter, biopelitischer mergeliger Kalk und eine schwach bituminöse, mehr massig entwickelte, nur selten in einigen 2–3 dm mächtigen Zwischenlagen feingeschichtete, biopelitische Mergelkalkbank. Eine etwa 1 m mächtige Bank innerhalb dieses Gesteins weist Schrägschichtung auf. Bei 280 m setzt eine rund 60 m mächtige bituminöse, graue bis dunkelgraue, meist laminierte Kalkmergelserie (Typ J-Me 1) ein. Diese Schichten enthalten hauptsächlich feinen Calcipelit, illitische Tonminerale und Pyrit. Dolomit scheint nur als gelegentliche spätere Füllung von Mikrofossilien (Foraminiferen, Ostrakoden u. a.) vorhanden zu sein. Selten sind Quarz- oder Chalcedonsplitterchen zu finden. Die Schichten sind relativ arm an Mikrofossilien.

Die beschriebenen Kalkmergel werden von rund 130 m mächtigen „Schiefer-tonen“ überlagert. Diese mächtige Schichtfolge besteht aus grauen, gelblich anwitternden, relativ härteren Lagen und aus dunkelgrauen bis schwarzen weichen Schichten, die im cm- bis dm-Abstand miteinander wechsellagern. Von 382–403 m wird der Schieferhorizont von gelblich anwitternden Kalkmergeln unterbrochen. Diese sind meterrhythmisch gebankt, zerfallen aber ebenso wie der „Schiefer-ton“ mm- bis cm-blättrig.

Mikrofaziell betrachtet stellt sich mit der Schieferserie wieder der Faziestyp Mergelpelit (J-Me 3) ein, ist allerdings relativ arm an Fossilien. Der Mineralbestand weist auf Illit, daneben Kaolinit, Serizit, Kalkpelit, Pyrit (sekundär Goethit: Gelbfärbung des Gesteins) und etwas detritischen Quarz (max. 0,02 mm). An Mikrofossilien wurden Foraminiferen, Nadelreste, Ostrakoden, Spuren von Phosphoritfragmenten und vereinzelt über cm-große Aragonit-schalenrelikte (?) festgestellt.

Der weiche „Mergel-Schiefer“ wird bei Profilmeter 470 abgelöst von mehr kalkhaltigen Sedimenten, nämlich von meist bituminösem Kalkmergel bis Mergelkalk, wie sie im Liegenden des Schiefers vorliegen. Dann folgen Mergel vom Typ J-Me 2, die teilweise wegen stärkeren Quarzgehaltes (bis 5%) härter und der Verwitterung gegenüber widerstandsfähiger sind. Das bedingt abschnittsweise Wandbildung. 10–15 m mächtige Zwischenlagen von bituminösem, dünnplattig brechendem, schiefrigen Kalkmergel ohne oder mit sehr geringem Quarzgehalt bedingen im Gelände weichere Formen, starke Erosion und mehr Vegetationsbedeckung. Dieses Gestein entspricht mikrofaziell dem Typ J-Me 3, enthält aber nur Spuren von Quarz und anschei-

nend nur wenig Mikrofossilien. Diese Mergelserie erreicht eine Mächtigkeit von rund 200 m. Sie bildet das Liegende des darüber folgenden „Zwischendolomites“.

Am Mineralbestand der Mergelserie im gesamten betrachtet ändert sich wenig. Er umfaßt: Illit, weniger Kaolinit, Calcit, (Grob- und Feinkalkschlamm), Pyrit, sekundär Nadeleisenerz, Spuren von spätigem Dolomit, ferner detritischen Quarz (max. 0,03 mm) u. zw. max. 5%, Feldspatrete (?) und selten Serizitschüppchen. Diese durch auffallenden terrigenen Einschlag gekennzeichneten Sedimenttypen könnte man als Mikrofaziestyp-Variante J-Me 5 abtrennen:

J-Me 5: Feingeschichteter quarzsandiger Mergelpelit

Biodetritus ist in diesen Mergelschichten relativ selten. Es finden sich mehr fallweise Ostrakodenschälchen und unbestimmbare Filamente. Lamination ist meist vorhanden, teilweise auch raumrhythmische Wechsellagerung tonreicher und tonärmerer Feinschichten im mm- und Halbmillimeterrhythmus. Das Gefüge mancher Schichten mit Mikrit und Kryptit läßt die Mitbeteiligung von Algenrasen vermuten.

Die Hangendpartien des sehr mächtigen Mergel-Mergelkalk-Lagers sind ungenügend erschlossen, wodurch sich im Idealschichtprofil nunmehr eine Ungenauigkeit ergibt. Über den „tauben Schiefer“ bzw. unter der „Megalodusbank“ („Zwischendolomit“) werden nach den verschiedenen bisherigen Einteilungen bituminös-kalkige und mergelige Schichten mit Lumachellenlagen eingereiht. Dazu gehört auch ein Horizont mit Kohlenschmitzen sowie die Lagen mit Myophorien. Bei rund 700 m beginnt im Profil die allgemein tonärmere, hauptsächlich kalkig-dolomitische Gesteinsserie von etwa 260 m Mächtigkeit, deren Großteil im Gelände weithin sichtbar durch Wandbildung hervortritt. Zu diesem camgitischen Abschnitt der Raibler Schichten gehört der „Zwischendolomit“.

5. Karbonatgesteinsserie („Megalodusbank“, „Zwischendolomit“)

Aufschlüsse dieser Kalk-Dolomit-Zwischenbank ziehen sich z. B. westlich von Raibl vom N-Abhang des Aiblkopfes bzw. südlich der Raibler Scharte dem mittelsteilen S-Einfallen entsprechend herunter an das Westufer des Raiblersees. In der Camgitabfolge ergibt sich im großen betrachtet eine deutliche Bankung. Im Detail findet man meist weitständige Wechsellagerung von nicht oder undeutlich gebankten, mehr massig entwickelten Schichten und solchen, die deutliche Bankung im 5–30–50-cm-Abstand aufweisen. Die im Aufschluß sichtbare und durch selektive Verwitterung hervortretende Bankung wird teils durch geringmächtige Tonzwischenlagen von mm- bis 30-cm-Mächtigkeit, teils durch Pyritanreicherungen, oft auch nur durch pyritführende Suturen bedingt.

Die Kalk-Dolomitbänke führen, wie schon aus der älteren Literatur hervorgeht, eine Reihe von Makrofossilien, vor allem Myophorien („Myophorienhorizont“ SUSS, 1867, WÖHRMANN, 1893, „Cuspidaria-(Solen)-Schicht“, (Lethaea geognostica 1903–1908, DI COLBERTALDO, 1948) und Megalodonten („Megalodus-Bank“), ferner andere Lamellibranchiaten, Korallen, Crinoiden und Brachiopoden.

Innerhalb der südlich vom Raibler Sattel zum Raiblersee abwärts ziehenden

Karbonatgesteins-Serie zeichnet sich eine Änderung der Mächtigkeit ab. Außerdem scheint ein gewisser Fazieswechsel vorzuliegen zwischen den Schichten südlich der Raibler Scharte bzw. südlich und südöstlich von Raibl. Dies ist teilweise auch morphologisch sichtbar. Kalkig-camgitisch-mergelige Abschnitte von hellgrauer bis graubrauner Farbe zeigen deutliche Bankung im dm- bis m-Bereich, die rein weißen, hellgrauen und hellbraunen dolomitischen Gesteine dagegen liegen wenigstens zum Teil massig oder undeutlich gebankt vor. Liegende Abschnitte enthalten im Streichen weit zu verfolgende dunkelgraue bis schwarze Hornsteinlagen, -linsen und -knollen.

An Mikrofaziestypen liegen vor:

J-H 1: Kalk-Dolomitgesteine mit Hornstein

Die cm- bis dm-mächtigen Hornsteineinschaltungen liegen allgemein schichtparallel vor, zeigen aber im Detail außer dem Parallelismus mit den Camgitfeinschichten auch beträchtliche Diskordanzen. Die Begrenzungskonturen sind immer scharf, u. zw. glatt oder feingezahnt und fallen infolge des Farbunterschiedes deutlich auf. Die Kieseinschaltungen liegen teils in dolomitischen, teils in kalkigen Sedimentlagen.

So grenzt z. B. in einem Dolomitspatit (lagenweise und nesterweise wechselnde Korngröße 0,05 bis 0,2 mm) die Kieselsubstanz an eine von idiomorphen Dolomitrhomboedern gebildete Fläche. Innerhalb des Hornsteins sind stellenweise insulare Reste von Dolomitspatit zu beobachten. Ihre Ränder zeigen metasomatische Beeinflussung der Konturen. Andererseits enthält die Hornsteinsubstanz viele isolierte, scharf konturierte Dolomitrhomboderchen (um 0,08 mm groß), die offenbar darin gewachsen sind und genetisch dem vorhin genannten Dolomitrhomboederrasen gleichzusetzen sind. Dolomitisierung (Kriställchen 0,25 mm groß) hat auch in Haarrissen im Hornstein stattgefunden, zusammen mit der Bildung anhedralkörnigen Quarzgefüge (Korngröße max. 0,12 mm).

Die Hornsteinareale bestehen aus einem anhedral-mikronkörnigen Chalcedongefüge (max. Korngröße 0,02 mm). Die Körner sind intensiv verzahnt. Bereichsweise sind darin Rundkörperchen (biogenen Ursprungs?) von max. etwa 1 mm Durchmesser enthalten. Diese sind aus Sphärolithen von 0,1 mm Größe aufgebaut, bestehend aus radialstrahligem Chalcedon (im optischen Sinne). Solche Areale könnten als Hinweis auf primär biogene Entstehung der Hornsteineinlagerung gelten (Schwämme?). Schwache parallel verlaufende Pigmentierung (gelblich-braun) als Interngefüge läßt auf die ursprüngliche Schichtung schließen. Andere Befunde zeigen den Kontakt Hornstein zu biotritischem Calcipelit. In diesem hat dieselbe Rhomboederchen-Dolomitisierung wie im Hornstein stattgefunden.

J-Cg 1: Biodetritischer Calcispatitmikrit, z. T. mit geringem Tongehalt und Bitumen

Das Sediment entstand offenbar primär durch wechselnde, z. T. auch gleichzeitige biogene und mechanische Anlagerung. Meist nur angedeuteter krustenförmiger Lagenbau aus Calcimikrit weist auf Algenstromatolithe, die vermutlich z. T. gemeinsam mit feinem calcipelitischen und -psammitischen Material ange-

lagert wurden. Schichtweise dominiert der Psammopelit, wobei in einer Feinschlammatrix massenhaft resedimentierte Algenpellets vorliegen.

Die Kalkspatisation hat vielfach nur die meist zahlreichen Fossilfragmente erfaßt. Detritische Quarzkörnchen sind sehr spärlich, authigener Pyrit ist immer enthalten. Der z. T. dicht gepackte Biodetritus besteht u. a. aus Molluskenschälchen, Echinodermenresten, z. B. von Ophiuroideen, auch Echinoideenstacheln u. a. nadeligen Gebilden, Foraminiferen, Ostrakoden, Algen, Filamenten. Manche Schalenfragmente liegen noch mit feinstkörnigem oder feinfaserigem Gefüge vor. Bereichsweise hat die Kalkspatisation die Foraminiferen so verändert, daß Pseudooide entstanden sind.

J-Cg 2: Biodetritischer Camgitsammit und -psammopelit

Das Sediment besteht hauptsächlich aus resedimentierten Algenpellets, fein- und grobsandiger Kornfraktionen sowie aus Foraminiferen, Ostrakoden, Molluskenschälchen und Echinodermenfragmenten, die alle in mehr oder weniger Pelit eingebettet sind. Es scheint zunächst vorwiegend dolomitisches Sediment vorgelegen zu haben, in welchem Dolomitspatisation bevorzugt im Schälchendetritus als Zementation, aber auch als Sammelkristallisation stattgefunden hat. Das ganze Sediment zeigt mehr oder weniger weitgehende Verkalkung, wobei diese teils diffus im Pelit und Psammit als Mikrospatit um sich gegriffen hat, teils als letzte Spatkristallisation nach der Dolomitspatisation stattgefunden hat. Immer ist etwas Pyrit enthalten, fallweise in kleinen Teilbereichen konzentriert.

J-Ka 1: Mergeliger Kalkpelit mit wenig Biodetritus

Das feinpelitische Sediment weist homogenes Parallelgefüge durch parallele Anordnung formanisotroper Komponenten, z. B. Tonhäute und Filamente auf. Biodetritus ist nur spärlich enthalten: Foraminiferen, Ostrakoden, Echinodermenfragmente (u. a. Echinoideenstacheln). Detritischer Quarz (max. 0,03 mm) sowie Pyrit sind mit je unter 1% enthalten.

J-Me 6: Pyritführender Tonmergelpelit

Die zu Blättchen und Häuten aggregierten Tonminerale und spärlich enthaltenen Filamente bilden ein homogenes Parallelgefüge. An Karbonat ist Calcit-Finpelit enthalten. Der bis etwa 3% betragende Pyritgehalt geht teils auf Rogenpyrit, teils auf bis dezimikronkörnige Kriställchen zurück.

J-Lu 1: Lumachellen-Calcipsammopelit, mehr oder weniger kalkspatisiert.

Der Mineralbestand besteht nur aus Calciumkarbonat und Spuren von Pyrit. In fein- und grobcalcipelitischer, teilweise spatierter Matrix liegen Lamelli-branchiatenschalen, die größtenteils aus sammelkristallisiertem Calcit bestehen. Nur selten zeigen die Schalenfragmente primären feinstfaserigen Aufbau. An Mikrofossilien sind Foraminiferen vorhanden. Das Sediment enthält ferner Pseudooide und im allgemeinen 0,3, max. 0,8 mm große Schlammknöllchen, die auf resedimentierte Algen hinweisen. Die größeren Schalenfragmente sind mehr oder weniger deutlich in die Anlagerungsebene eingeregelt.

J-Do 3: Dolomit-Algenstromatolith mit meist weitgehender Dolomitspatisation

Biodetritus-haltiger Dolomikrit mit reichlich Spatitnestern und s-parallelen Mikro- und Makrospatitlagen erweist sich als umkristallisierter Algenstromatolith. An spärlichem Biodetritus liegen Foraminiferen, Ostrakoden, Spiculae, Algenpellets und nicht figurierte Schälchenbruchstücke vor. Die Dolomitspatitäreale weisen Fein- und Grobapatit auf. Durch Wechsel fein- und feinkörniger Lagen kommt Schichtung zum Ausdruck. Verschiedentlich sind s-parallele Tonsuturen erhalten. Manchmal sind flächig oder sphäroidal angeordnete Dolomitekristallrasen mit zonarer Pigmentierung zu finden. Im Falle zentripetaler chemischer Internanlagerung, z. B. in Kleinhöhlen, ist als jüngste Spatisation Calcit zu finden, der das Restlumen ausfüllt. Stellenweise wird, nach dem Konturenverlauf zu schließen, der Dolomit vom Calcit metasomatisch verdrängt. Calcit tritt auch als junge (postdiagenetische?) Fugenfüllung auf. Der Calcit zeigt Zwillingslamellierung, während die Dolomitekristalle der Nachbarschaft undulös auslöschen.

Alle Dolomitpelit- bis Spatittypen enthalten feinstkörnigen, authigenen Pyrit, Quarzdetritus dagegen ist selten. Ausnahmsweise sind auch Phosphoritfragmente (0,1 mm) biogener Herkunft zu beobachten.

J-Lu 2: Lumachellen-Dolomitspatit

Im Spatit des Typs J-Do 1 (Korngröße 0,2 mm) sind zahlreiche, als Kalkspatit erhaltene Lamellibranchiatenschalen enthalten. Die Schalen werden z. T. durch Dolomit zerstört. Die anhedralen Calcitkörner sind zwillingslamelliert und erreichen bis 1,5 mm Größe.

6. Torer Schichten

Über dem Zwischendolomit setzt mit nicht allzu scharfer Grenze und Zwischenschaltung von Algenstromatolithen des Typs Do 3 die mehr kalkig-mergelig-tonige, z. T. auch sandige, immer pyritreiche und fossilreiche Sedimentabfolge ein, die nach der Typolokalität am Torersattel als Torer Schichten (Suess, 1867) bezeichnet wird. Dort sind auch die besten Aufschlüsse vorhanden. Die weichen, leicht verwitternden Schichten sind dort mit rund 110 m Mächtigkeit gut aufgeschlossen, während diese Serie westlich des Raibler Sees bzw. nördlich des Aibl-kopfes wesentlich geringmächtiger, nämlich etwa 70 m zu sein scheint. Dieser Bereich ist aber arm an Aufschlüssen. Im Profil sind die bei der Kartierung am Torer Sattel gewonnenen Ergebnisse berücksichtigt, so auch die größere Mächtigkeit. Die Torer Schichten heben sich morphologisch zwischen der Kalk-Dolomit-Zwischenbank und dem norischen Hauptdolomit infolge ihrer leichten Verwitterbarkeit überall weithin sichtbar ab. Eingehende Beschreibungen von Makrofossilien hat schon SUSS, 1867, gegeben (Lamellibranchiaten, Gastropoden, Echinoideen).

Die infolge des oftten Wechsels der Zusammensetzung gut geschichtete Sedimentserie besteht aus pelitischen und psammopelitischen und spatitpelitischen Kalken sowie aus entsprechenden mergeligen Kalken, Mergeln und Tonmergeln; vielfach treten Lumachellenbänke auf. Der Pyritreichtum der im frischen Zustand grauen

bis blaugrauen Gesteine führt in Oxydationszonen zur Verwitterung in Goethit, wodurch die Gesteine gelbbraun bis rötlichbraun werden.

Folgende Mikrofaziestypen sind unterscheidbar:

J-Lu 3: Fallweise mergeliger, z. T. bituminöser, pyrit-haltiger Lumachellen-Calcipelit bis -spatit, selten dolomitisiert.

Ähnlich Typ J-Lu 1. In einer fein- bis grobschlammigen Kalkmatrix sind massenhaft makroskopisch sichtbare Molluskenschalenfragmente enthalten. Dazu kommen Ostrakoden, Foraminiferen, Echinodermen, z. B. auch Echinoideenstacheln sowie Algenpellets als Resediment. Relativ häufig treten tafelige und schwach gebogene Fragmente sowie Filamente aus faserigem Phosphorit auf. Feiner Quarzsand ist teils in Spuren, teils bis zu 2% beteiligt. Seine Verteilung ist meist homogen, selten feinschichtig. Authigener Pyrit ist immer festzustellen, und zwar in Form euhedrales mikronkörniger Kriställchen oder Rogenpyrit. (Die Verwitterung zu Eisenhydroxyd, und zwar Goethit, mit in Kleinbereichen verschiedenem Reflexionsvermögen und gelben, braunroten und roten Innenreflexen, ist in den einzelnen der Oberfläche entnommenen Proben, verschieden weit vorgeschritten.)

Manche Lumachellenbänke führen etwas Bitumen, manche mehr oder weniger Tonminerale, so daß als Grundmasse ein mergeliger Calcipelit gegeben ist. Die Kalkspatiation ist verschieden weit fortgeschritten, vor allem sind die meisten Schalenfragmente zu Spatit sammelkristallisiert.

In Einzelfällen ist beginnende Dolomitisierung des Gesteins nachweisbar: Rhomboederchenspatiation (0,05 mm Korngröße) hat teils in den mit Kalkspatit besetzten Kleinhöhlen, teils in wolkenförmigen Arealen mit subhedral- bis anhedralkörnigem Gefüge im Biocalcipelit stattgefunden. Im letztgenannten Fall sind stellenweise insulare Reste von Kalkpelit und von kalkigem Biodetritus zu finden.

J-Lu 4: Pyritreicher, pseudoolithischer Lumachellen-Mergelkalk-Pelit und -Spatitpelit, teilweise dolomitisiert.

Dieser Typ geht aus dem Mikrofaziestyp J-Lu 3 durch stärkeren Ton- und Pyritgehalt hervor. Zudem treten auch aus Calcikryptit bestehende Algenpellets von 0,1 mm Größe und Pseudooide (0,2 mm Durchmesser) auf. Der Pyritgehalt ist auffallend hoch.

Dolomitisierung (Mikrospatit) hat belteropor die Pseudooide und die Schalenteile von Mikrofossilien erfaßt.

J-Lu 5: Laminierter Lumachellen-Mergelpelit

Größere, auch makroskopisch sichtbare Schalenfragmente sind nach der Gestalt exakt in die Anlagerungsebene eingeregelt. Die Schalen sind meist in Kalkspatit umgewandelt. Der Gehalt an Quarzfeinsand beträgt nie über 1%, z. T. sind nur Spuren enthalten. Zumindest geringer Pyritgehalt der üblichen Ausbildung ist immer zu verzeichnen.

J-Me 7: Biodetritischer, pyritreicher, quarzsandiger Mergelpelit

Dieser Sedimenttyp ist durch maximal 3% Quarz und 1% Pyrit ausgezeichnet. Die detritischen Quarzkörnchen erreichen 0,015 mm Größe. Schälchen von Mollusken u. a. sind teils in Spatit umgewandelt, teils ist noch faseriges Gefüge erhalten.

J-Me 8: Foraminiferenreicher Mergelpelit und Mergelkalk-Pelit und -Spatitpelit

Illitischer Ton, Calcipelit, Pyrit, Spuren detritischen Quarzes (max. 0,015 mm) bilden die Matrix für zahlreiche, in Lagen dichtgepackte Foraminiferen (mergeliger Foraminiferenkalk). Gelegentlich sind Echinodermenfragmente und Phosphoritbruchstücke zu finden. Durch Umkristallisation von Foraminiferen entstanden z. T. Pseudooide. Lagenweise wechselnd ist homogenes und inhomogenes Parallelgefüge ausgebildet. Die Feinschichtung wird z. B. durch fossilreiche tonig-calcipelitische Lagen und fossilarme, camgitpelitische Lagen deutlich. Dolomitpelit tritt außer in Feinschichten aber auch in fleckig-wolkigen Arealen auf. Pyrit findet sich teils in euhedralen Kriställchen mikronkörniger Fraktion und als Rogenpyrit, teils als Hohlraumfüllung in Foraminiferengehäusen. Vielfach zeigt sich Umwandlung im Goethit.

J-Me 9: Mergeliger Kalkpelit, Mergelkalk-Pelit, Kalkmergel-Pelit mit Biodetritus

Die meist nur subtil feingeschichtete Matrix besteht aus illitischem Tonschlamm, Calcipelit, Quarz (max. 1%, Feinsand), Pyrit bzw. sekundär Goethit (dezimikronkörnig und Aggregate) und sehr selten Serizit. Quarz ist nur in wenigen Fällen feinschichtig stärker angereichert. An Biodetritus sind Fragmente von Mollusken, Brachiopoden, Echinodermen, Ostrakoden und Foraminiferen und relativ selten resedimentierte Algenpellets vertreten. Neben diesen häufig in Calcispatit umkristallisierten, mechanisch angelagerten Schalenresten treten auch Filamente aus Phosphorit auf; in Teilbereichen zeigt sich Umkristallisation desselben in ein dezimikronkörniges Apatitaggregat bzw. in subhedrale Apatitsäulchen ($0,09 \times 0,015$ mm) (Abb. 2). Dieser Apatit und auch der Phosphorit wird z. T. pseudomorph von Calcit vertreten. Manche Kalkschalenfragmente werden von Tonmineralaggregaten pseudomorph abgebildet.

J-Me 10: Fossilarmer, pyritführender Mergelpelit und Mergelton-Pelit

Die vorwiegend Illit-führenden tonig-kalkigen Sedimente führen z. T. stark angereichert Pyrit. Quarzdetritus ist nur in Spuren vorhanden oder fehlt. Die Schlammsedimente weisen meist homogenes Parallelgefüge durch Parallelismus von Tonhäuten auf. Der Pyrit liegt in Würfelchen von μ -Größe oder in beerenförmigen Aggregaten (Rogenpyrit) vor (Abb. 3).

Die oberste, und zwar typische Schichte der Torer Serie besteht aus 0,1 m mächtigem, pyritreichem Mergelton. Darüber folgt ein gelblichgrauer, anscheinend fossilleerer, pyrithaltiger, spatitischer Dolomit (fast nur Mikrospatit bis Korn-

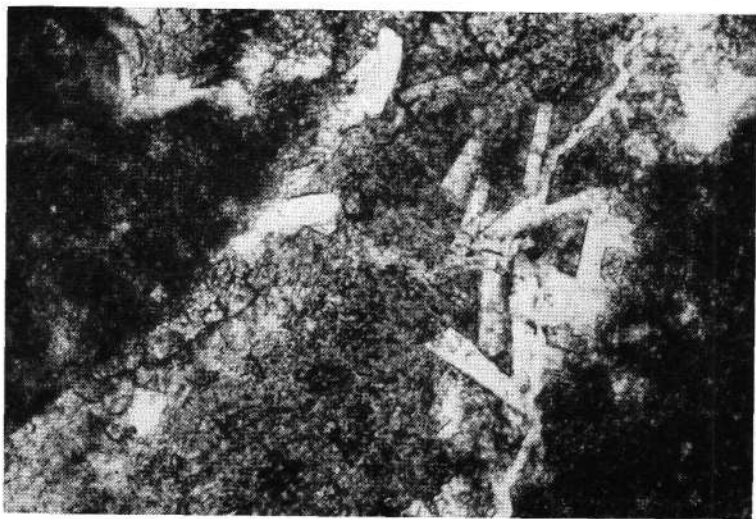


Abb. 2: Apatitneubildung in phosphoritischem Vertebratenrelikt. Das in biotritischem Kalkmergel-Pelit enthaltene Phosphoritfragment weist an seinen Außenzonen gesproßte Apatit-säulchen (weiß) auf. Der Innenabschnitt ist von Calcimikrit besetzt. Außerhalb des gezeigten Bildausschnittes sind die Apatitkriställchen z. T. pseudomorph in Calcit umgewandelt. Torer Schichten. Dünnschliff, nur Polarisator. Nat. Größe des Bildausschnittes $0,57 \times 0,38$ mm.

größe 0,03 mm) mit 0,5 m Mächtigkeit. Dieser wird überlagert von 20—30 m mächtigem, hellgelbgrauem, anhedral-grobspatitischem Dolomit (Korngröße 0,15 mm) mit Dezimeterbankung, in welchem auch dolomikritische und -spatitmikritische Schichten mit Foraminiferen, Ostrakoden, Pseudooiden und resedimentierten Algenpellets enthalten sind. Zweifellos handelt es sich nach diesem Befund um Algenstromatolithe und es darf angenommen werden, daß auch an den stark umkristallisierten, mächtigen Dolomitspatiten reichlich primär biogene Anlagerung durch Algen beteiligt war.

In der Dolomitbank ist auch eine 15 cm mächtige knollige, gelblichgraue bis graue *Lumachellenkalke* eingeschaltet. Die kalkpelitische Grundmasse mit Quarzspuren (0,015 mm) führt grobe spatitische Muschelschalenreste und andere spatisierte Fragmente sowie Foraminiferen und Pseudooide (0,05 mm) und weist annähernd belteropor nach s Dolomitisierung auf. In dieser Dolospatitmatrix (subhedral- bis anhedralkörnig, Korngröße um 0,03 mm) sind inselförmige, calcipelitische Areale und aus Kalkspatit bestehender Biodetritus enthalten. Die Gelbfärbung des Gesteins ist auf reichen Goethitgehalt (pseudomorph nach Pyrit) zurückzuführen.

Die genannte Dolomitserie enthält gelegentlich spurenhafte detritische Quarzkörnchen. Möglicherweise ist diese bereits zur norischen Schichtfolge zu zählen. Die Grenze Karn—Nor könnte eventuell durch paläontologische Untersuchungen genauer festgelegt werden. Lithologisch zeichnet sich jedenfalls eine deutliche Grenze zwischen der Kalkmergel-Tonserie und der ersten Dolomitbank (Hauptdolomit?) ab.

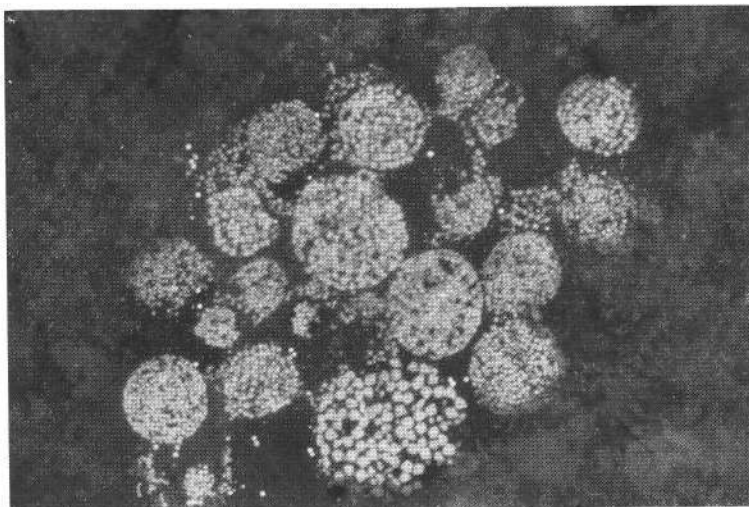


Abb. 3: Pyrit-vererzte Schwefelbakterienkolonie in Mergelkalk. An den verschieden großen Pyrit-Primärkriställchen (weiß) (drei verschiedene Korngrößenklassen), welche die Kügelchen aufbauen, ist beträchtliche pseudomorphe Umwandlung in Goethit (lichtgrau) zu bemerken. Calcit infolge Reflexionspleochroismus grau bis schwarzgrau, Tonminerale schwarz. Torer Schichten. Polierter Anschliff, nur Polarisorator. Nat. Größe des Bildausschnittes $0,175 \times 0,118$ mm.

In der weiteren Überlagerung folgt spatitischer Dolomit mit undeutlicher Bankung im 5—10-m-Rhythmus. Das Gestein besteht aus sehr verschieden großem Kornmaterial. Man findet z. T. mikritische Bereiche, in der Hauptsache aber doch anhedralkörniges Spatitgefüge mit 0,03 mm großen Individuen sowie Bereiche mit bis 0,1 mm großen Dolomitmörnern. Verschiedentlich auftretende Pseudooide lassen auf umkristallisierten Biodetritus schließen.

Mineralbestand

Der Mineralbestand der gesamten, über 1000 m mächtigen Schichtfolge der Raibler Schichten i. w. S. kann folgendermaßen zusammengefaßt werden:

1. **Calcit** ist mit Ausnahme einiger rein dolomitischer Gesteinstypen durchwegs vertreten, und zwar als Pelit mechanisch extern angelagert, auch resedimentiert, als feinfaseriges und feinkörniges Gefüge mancher Fossilshalen, als mikritisch-kryptitische Aggregate biogener Anlagerung durch Algenkrusten und als Spatit, durch interne chemische Anlagerung (Umkristallisation, Hohlraumfüllungen, Metasomatose, Pseudomorphosen) entstanden. Die Körner von Spatitgefügen weisen oft, und zwar z. T. verbogene Zwillinglamellen auf.
2. **Aragonit** wurde in einigen Proben röntgenographisch nachgewiesen und dürfte auf den Biodetritus zurückzuführen sein, der nicht selten primären Schalen- aufbau erkennen läßt. Eine optische Identifizierung gelang nicht mit Sicherheit.
3. **Dolomit** ist hauptsächlich in der Fischschieferserie und in der Karbonatgesteins-Zwischenbank vertreten. Er liegt wahrscheinlich primär hauptsächlich als biogen angelagerter Mikrit und Kryptit von Algenkrusten vor, dazu kommen

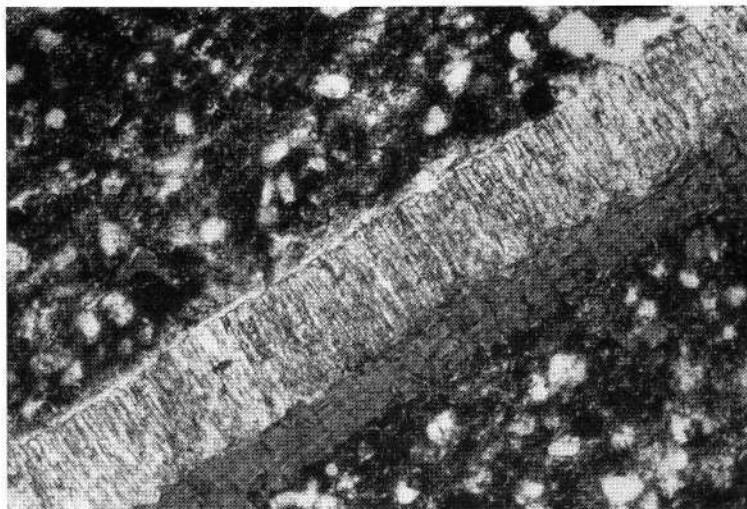


Abb. 4: Selektive Calcit-Dolomit-Pseudomorphose einer Lamellibranchiatenschale mit Abbildung der ehemaligen Perlmuttertschicht (unten, Calcit) und Prismenschicht (oben, Dolomit). Biodetritischer, pyritreicher quarzsandiger Mergel. Torer Schichten. Dünnschliff mit Alizarin-Rot gefärbt; daher Calcit, Calcipelit dunkelgrau bis schwarzgrau, Dolomit weißgrau, Pyrit schwarz; Tonminerale weiß-grau gesprenkelt; detritischer Quarz weiß. Nat. Größe des Bildausschnittes $0,57 \times 0,38$ mm.

aber auch psammitische und pelitische Anteile, die zweifellos in vielen Fällen als Resedimente biogenen Ursprungs zu deuten sind. Viel häufiger als aphanitischer Anteil ist spätiger Dolomit vertreten, entstanden durch chemische Internanlagerung sowohl als Sammelkristallisation, als auch durch wandständige Ausscheidung in Kleinhöhlen (Zementation). Dazu kommen noch die metasomatischen, z. T. belteroporen Bildungen (s-parallele Dolomitisierung, Pseudomorphosen nach Chalcedon) analog Calcit.

4. Tonminerale: Die röntgenographische Untersuchung (SCHROLL) ergab vorwiegend Illit, untergeordnet Kaolinit. Lichtoptisch sind Serizit-schüppchen bestimmbar. Sie sind sehr selten. Die Verbreitung der Tonminerale reicht, abgesehen von wenigen reinen Camgitbänken im Zwischendolomit, von den liegenden Fischschichten bis zur Hangendgrenze der Torer Schichten. Das zusammen mit Karbonatpelit in homogenem Parallelgefüge und in Feinschichten angelagerte Tonmaterial läßt nach den chemofaziellen Untersuchungen von SCHROLL, 1967, als Ausgangsmaterial zumindest teilweise tuffitisches Sediment vermuten.

5. Quarz: Mit wenigen Ausnahmen liegen scharfkantige und schwach kantengerundete detritische Körnchen pelitischer Kornfraktion mechanisch angelagert vor. Quarz ist spurenhafte in den meisten mergeligen und tonigen Ablagerungen bis max. mit 5%, vor allem aber in den Torer Schichten, dort in Einzelfällen bis 3% vertreten. Sehr selten sind euhedrale als authigen zu deutende langsäulige Kriställchen und anhedrale Quarzkorngefüge in kleinen Arealen vorhanden, u. a. auch in Haarrissen des Gesteins. Sie sind vermutlich durch Umlagerung aus Chalcedon entstanden.

6. **Chalcedon**: Mikro- bis kryptokristalliner Quarz findet sich vor allem in Hornsteinlagen, die vereinzelt im Fischschiefer und im Zwischendolomit beobachtet wurden. Stellenweise befinden sich im Hornstein kugelig-traubige, radialfaserig gebaute Aggregate. Aus chalcedonartiger Substanz bestehen auch manche biogen entstandenen und mechanisch angelagerten Mikrofossilreste, wie Radiolarien und Spongiennadeln. Pseudomorphe Umwandlung in Calcit und Dolomit ist verschiedentlich nachzuweisen.

7. **Phosphorit, Apatit**: Fossilreiche Schichten, wie die Fischschiefer und die Lumachellenkalke der Torer Schichten, enthalten Phosphoritfragmente und Körnchen, selten Filamente von wenigen Millimetern Länge. Die makroskopisch schwarzen Bruchstücke von Organismen sind im Durchlicht braun, gelb und farblos, und weisen häufig feinstfaseriges Gefüge und undulöse Auslöschung auf. Die Brechungsindizes liegen, nach wenigen kontrollierbaren Fällen zu schließen, um $n_o = 1,622$, die Doppelbrechung ist sehr nieder. In einem Probe-stück war in Verbindung mit dem bioklastischen Relikt Apatitneubildung zu bemerken. Sowohl sehr feinkörnige Gefüge als auch mehrere farblose euhedrale bis subhedrale Säulchen (z. B. $0,09 \times 0,015$ mm) sind aus der Phosphoritsubstanz gesproßt (Abb. 2).

8. **Pyrit**: Das kubische Eisenbisulfid ist praktisch in allen Raibler Sedimenten vertreten. Es liegen einerseits mikron- und dezimikronkörnige würfelige Kriställchen, andererseits brombeerförmige und ovaloide Pyritaggregate vom Typ der vererzten Bakterien (Rogenpyrit) vor (Abb. 3). Alle Bildungen sind als authigen zu bezeichnen. In vielen Fällen steht die Pyritbildung in mittelbarem Zusammenhang mit Biodetritus. Es wird entweder Schalensubstanz pseudomorph ersetzt oder die chemische Anlagerung erfolgt intern in Hohlräumen von Fossil-schälchen.

9. **Markasit** wurde nur äußerst selten, und zwar in den Fischschiefern beobachtet.

10. **Eisenhydroxyd**: Die der Verwitterung unterliegenden pyrithältigen Gesteine weisen gelbe, bräunliche und rötliche Farbtöne auf. Diese Färbung wird durch die mehr oder weniger vollständige Umwandlung von Pyrit in Nadeleisenerz (Goethit) verursacht. Die auflichtmikroskopische Untersuchung verschiedener Proben ergab unterschiedlich reflektierenden Goethit, manchmal mit Zonarbau, aber keinen Rubinglimmer. Bemerkenswert sind die für Goethit relativ stark roten Farbanteile, die Innenreflexe sind teils schon mit || Nicols in Luft sichtbar.

11. **Zinkblende**: Sehr vereinzelte Kriställchen konnten in unteren Raibler Schichten festgestellt werden. Es handelt sich hierbei insofern um keine Besonderheit, als ein Teil der Pb-Zn-Vererzung von Raibl im stratigraphischen Niveau der Fischschiefer liegt und genetisch als submarin-hydrothermale Bildung gedeutet wird. Diese lagerstättenbildende Erzanreicherung ist zum Teil an syndiagenetische Spaltensysteme gebunden, tritt aber auch in schichtparallelen Lagen als Sedimentärerz auf (DI COLBERTALDO, 1948, ROMAGNOLI, 1966, SCHULZ, 1964, 1966).

12. Bitumen, Kohle, (Pflanzenhäcksel): Bitumen tritt teils in homogener Verteilung, teils tröpfchenförmig oder in Gesteinsfugen angereichert auf. Vor allem die Fischschichten sind reich an Bitumen, doch ist es auch in den anderen Sedimenten mehr oder weniger enthalten. Ähnliches gilt für inkohlten Pflanzenhäcksel.

Zusammenfassung für Teil I

Die über 1000 m mächtige Schichtfolge der Typus-Lokalität Raibl ist lithologisch grob zu gliedern in eine liegende sapropelitische, dolomitisch-kalkige, schwach mergelige Fazies mit Tonzwischenlagen (1. Raibler Fischschiefer), in mehrere hundert Meter mächtige, kalkig-mergelige und Mergel-Schichten, die nur von einer relativ geringmächtigen Kalkbank unterbrochen werden (2. Untere Mergelserie — 3. Kalkbank — 4. Obere Mergelserie), in eine kalkig-tonige, dann dolomitische Zwischenbank von über 260 m Mächtigkeit (5. Karbonatgesteinsserie) und in die kalkig-mergelig-tonige Serie der Torer Schichten (6).

Die vor allem gegenüber Faziesausbildungen der Nördlichen Kalkalpen (vgl. JERZ, 1965), des Drauzuges (KRAUS, 1968), aber auch gegenüber südalpinen Faziesausbildungen außerordentlich mächtige karnische Sedimentabfolge der Raibler Schichten setzt bei Raibl konkordant über dem ladinischen Erzdolomit mit einer sapropelitischen, zum Teil fossilreichen, dolomitisch-mergeligen Sedimentserie ein. Ihre lithologische Ausbildung unterscheidet sich wesentlich von der der Sedimente der nördlicheren Bereiche. In der bituminösen Abfolge der Fischschiefer (1) erinnern nur die häufigen, aber geringmächtigen Tonzwischenlagen an die mächtigen Tonbildungen der nördlicheren Faziesgebiete. Geringe Zinkgehalte könnten auf die submarin-hydrothermale Zufuhr in den Sedimentationsraum bezogen werden, da es in diesen liegenden Horizonten des Karn zu starken Erzanlagerungen gekommen ist. Die Ablagerungen dürften in einem ruhigen, auf Grund der Mitbeteiligung von Algenstromatolithen sehr seichten, aber verhältnismäßig küstenfernen, im allgemeinen lebensfeindlichen Faulschlammilieu zustande gekommen sein, welches durch untermeerische, hydrothermale Lösungszufuhren beeinflusst wurde. Die Sedimente beinhalten aber bankweise eine reiche Crustaceen- und Fischfauna sowie Pflanzenreste. Die Tongehalte dürften teils detritischer Herkunft sein, teils ist aber auch, wie SCHROLL, 1967, auf Grund hoher K/Rb-Werte zeigt, möglicherweise eine authigene Entstehung des Illitmaterials aus Tuffiten im marinen Milieu in Betracht zu ziehen.

Die folgenden mächtigen, verhältnismäßig fossilarmen Mergelserien (2) und (4) lassen in Hangendabschnitten durch quarzsandige Einlagerungen z. T. rhythmische Detrituszufuhr vom Land erkennen. Aber auch die Herkunft des reichen illitischen Tonmaterials, häufig begleitet von Kaolinit, dürfte nach geochemischen Befunden hauptsächlich detritischer Natur sein. Zudem spielt auch die mechanische und biogene Anlagerung von Karbonaten eine beträchtliche Rolle, vor allem in einer der mächtigen Mergelserie zwischengeschalteten Kalkbank (3). Bemerkenswert ist der Aragonitgehalt in der unteren Mergelserie und der damit gehende Sr-Gehalt (SCHROLL). Die Ursache dürfte in Fossilschälchen (Foraminiferen, Lamelli-branchiaten, Algen) zu suchen sein. In der unteren Mergelserie kann auf Grund

reliktischer Algenstromatolithe auf sehr seichte Flachseebildungen geschlossen werden. Die tonreichen Ablagerungen unmittelbar liegend und hangend der Kalkbank (3), und große Anteile der oberen Mergelserie dürften Sedimente eines doch etwas tieferen, ruhigen Flachwasserbeckens darstellen, die einer ständigen Feindetrituszufuhr (Tonminerale) vom Lande her unterlagen. Ob die teilweise raumrhythmisch bald mehr kalkigen, bald mehr tonigen Schichten durch rhythmische Einschaltungen der Algenrasen bei gleichbleibender Tonzufuhr oder durch zeitrhythmisch stärkere Tonzufuhr entstand, der zufolge die Lebensbedingungen für die Algen ungünstig wurden, muß offen bleiben. Zumindest geringe Anzeichen von Gytta-Bildungen kommen immer wieder zur Geltung.

In der Überlagerung folgen nun bituminöse, z. T. fossilreiche, kalkreiche Ablagerungen mit mergelig-tonigen Zwischenlagen und morphologisch stark hervortretende, dolomitische Bänke mit einer Mächtigkeit von insgesamt über 260 m (5). Diese in tieferen Abschnitten z. T. also mehr sapropelitisch beeinflusste kalkige Fazies, teilweise vor allem mit Lamellibranchiatenfauna, wird von einer dolomitischen Fazies abgelöst. Wenn auch gerade hier die diagenetische Sammelkristallisation das primäre Gefüge der Sedimente verwischt hat, so könnte man doch auf Grund immer wieder feststellbarer Relikte auf die wesentliche Mitbeteiligung von flächig weit ausgedehnten Algengesteinsdecken schließen. Derartige Algen sind, nach heutigen Kenntnissen, durch die biogene Anlagerung von Mg-reichem Calcit gekennzeichnet, was für die diagenetische Dolomitisierung ausschlaggebend ist. Möglicherweise besteht aber auch zwischen der Dolomitbildung und höherer Salinität des Wassers ein Zusammenhang. (Geochemische Untersuchungen liegen hier noch nicht vor.) Die Ablagerungen sind offenbar Bildungen sehr seichter Meeresbereiche. Das Auftreten von Megalodonten ist als Hinweis für brandungsreiche Seichtwasserregionen zu werten. Dem entspricht auch das Vorhandensein einiger zwischengeschalteter Lumachellenbänke.

In krassem lithologischen Gegensatz zur Camgitzwischenbank (5) stehen die darüber liegenden fossilreichen, stark pyritführenden, z. T. bituminösen mergeligen Kalke, Mergel und Schiefertone der Torer Schichten (6), deren Hangendgrenze zum norischen Hauptdolomit ebenso deutlich lithologisch wie morphologisch auffällt. Sie stellen allenfalls relativ stärker von einem Festland beeinflusste Seichtwasserbildungen, teilweise mit Halbfaulschlammfazies dar, in denen sich Sanddetrituszufuhr vom Lande stärker bemerkbar macht. Im gesamten betrachtet, spielt aber die Zufuhr detritischen Sandmaterials, also vorwiegend von Quarz, in den Raibler Schichten von Raibl eine sehr geringe Rolle.

Für die ursprüngliche Bildung des gesamten Raibler Sedimentes ist teils die mechanische Anlagerung im Meer ausgefallter Stoffe und von Resedimenten z. T. zusammen mit terrigener Substanz (Ton, Quarzsand), teils die biogene Anlagerung in Betracht zu ziehen. Die Mitbeteiligung biogener Anlagerung durch Algenstromatolithe kommt im untersuchten Bereich hauptsächlich für die Camgitzwischenbank, aber auch für die Fischschieferserie und für die untere Mergelserie in Betracht. Syndiagenetische, chemische Internanlagerung, und zwar sowohl metasomatische Prozesse, als auch Lösungsumlagerungen mit nachfolgender Kristallausscheidung in Hohlräumen, haben das Primärsediment z. T. beträchtlich

verändert. Am stärksten betroffen wurden dabei rein dolomitische Sedimente, aber auch kalkreiche Partien. Gerade in feingeschichteten Karbonat-Ton-Sedimenten macht sich eine selektive Sammelkristallisation bemerkbar, wobei die camgitischen Partien bedeutend stärker verändert wurden, in tonreichen Lagen der Kalk-Dolomikrit-Anteil aber mehr verschont wurde. Für die Tonminerale selbst ist teils terrigene Herkunft, teils Entstehung aus tuffitischen Ausgangsprodukten (Liegenserie: Fischschiefer) anzunehmen.

Syndiagenetische Veränderungen durch chemische Anlagerungsvorgänge haben auch in fallweise auftretenden Hornsteineinlagerungen stattgefunden. Ein einheitliches Schema über metasomatische Prozesse mit teilweise pseudomorphem Ersatz von Mineralien oder von Biodetritus läßt sich nicht aufstellen.

Postdiagenetisch-tektonische Formungen haben das Gestein im Kleinbereich nur unbedeutend beeinflusst. Dabei wird in manchen Camgitgefügen die Empfindlichkeit des Calcits zur Druckzwillingsbildung gegenüber Dolomit wahrnehmbar. Die Deformation am Dolomit kommt in undulöser Auslöschung der Körner zur Geltung.

Ein großer Teil der mächtigen karnischen Sedimente von Raibl dürfte in einem küstenferneren Ablagerungsraum mit ruhigem Flachwasser gebildet worden sein, welcher durch stärkeres epirogenes Absinken und dementsprechend größere Sedimentationsgeschwindigkeit gekennzeichnet war. Dies betrifft vor allem die viele hundert Meter mächtigen Mergelabsätze. Diesen Ablagerungen einer Art Beckenfazies stehen hauptsächlich Dolomit- und Camgitbildungen eines sehr seichten Flachwassermilieus als Unterbrechung gegenüber.

Teil II: Gailtaler Alpen (Rubland)

Die Aufsammlung der Probestücke und die Zusammenstellung des Profils erfolgten nach Obertags- und Untertagskartierungen im, bzw. aus der Umgebung des Bergbaues Rubland südlich von Paternion im Drautal (Kärnten). Zum Vergleich liegen petrographische Ergebnisse aus dem südlich anschließenden Bergbau Bleiberg-Kreuth (vgl. auch SCHULZ, 1960), sowie eine stratigraphische Übersicht der karnischen Sedimente in den östlichen Gailtaler Alpen von HOLLER, 1951, vor.

Grenze Wettersteinkalk—Raibler Schichten

Im auffallenden Gegensatz zu der Ausbildung des karnischen Sedimentkomplexes in Raibl setzt in den Gailtaler Alpen über den ladinischen Kalken bzw. Dolomiten eine rund zwei Dekameter mächtige Schiefertons- und Sandstein-Serie (= 1. Schiefer) ein. Damit gleichen hier die lithologischen Verhältnisse denen der Raibler Schichten der Nordtiroler Kalkalpen. Der Gesteinsunterschied Wettersteinkalk zu 1. Raibler Schiefer kommt hier wie dort auch im Landschaftsbild auffallend zur Geltung.

Der FeS_2 -Gehalt nimmt in den hangendsten Wettersteinkalk-Schichten auffallend zu und erreicht an der Grenze Karbonatgestein—Tongestein das Maximum. Auch in dieser Grenzschicht gleichen sich die analogen Ablagerungen in den Nordtiroler Kalkalpen und in den Gailtaler Alpen. Eine weitere Ähnlichkeit

besteht in der Aufgliederung der Sedimentserie in mehrere Schiefertonghorizonte und Karbonatgesteinsserien.

Unter der Kiesschwarte bildet eine mm-Dolomitrhythmit-Bank den Abschluß des „Wettersteinkalk“-Horizontes. Das feinschichtig-raumrhythmische Parallelgefüge aus hauptsächlich Dolokryptit und -mikrit ist gekräuselt, weist zahlreiche spatisierte mm-Kleinhöhlen auf und ist durch Zusammenwirken biogener, mechanischer und chemischer Anlagerung zustande gekommen. Es handelt sich um wahrscheinlich schon primär gekräuselte Dolomit-Algenstromatolithe, in welchen sich teils homogen verteilt, teils in Suturen flächig angereichert, teils auch in manchen Lagen innerhalb von Kleinhöhlen und weiters noch konkretionär auffallend viel Eisenbisulfid befindet. Calcit tritt nur in den jüngsten nachweisbaren Fugen auf.

a) Erste Schiefertong- und Sandsteinserie

(= 1. [Cardita-]Schiefer)

Die hier 3-dm-mächtig entwickelte Kiesschichte („Kiesoolith“) ist mikrofaziell wie folgt zu kennzeichnen:

G-Onk 1: „Kiesschwarte“: Pyrit-Markasit-reicher, feinonkolithischer Camgit-Psammpelit

Calcpelit führt massenhaft psammitische Rundkörperchen, die teils als Algenpellets, teils als umkristallisierte Foraminiferenrelikte deutbar sind. Außerdem sind größere Bioklasten enthalten. Das aus viel Resediment bestehende psammpelitische Sediment mit reichlicher Mikrospatitbildung scheint ursprünglich beträchtliche Dolomitanteile gehabt zu haben. Das stark kalkige Gestein enthält nämlich Dolomitspatitnester als Relikte, die teils an Mikrofossilschälchen gebunden sind, teils an Zementationsspatit erinnern. Der Konturenverlauf Calcit-Dolomit läßt auf weitgehende metasomatische Verkalkung schließen. Quarz tritt sporadisch in Form mikron- bis dezimikronkörniger, euhedraaler, langsäuliger Kriställchen auf. Sie sind hier authigenen Ursprungs, worauf die Gestalt und die häufig gezackt erscheinenden Begrenzungskonturen deuten. Innerhalb dieser kiesreichen Schichte treten Pyrit und Markasit im Biocamgitpelit feinschichtig stark angereichert sowie homogen verteilt auf, doch liegt stellenweise auch ein geschlossenes, schichtparalleles FeS_2 -Gefüge mit verschiedener, nämlich mm- bis cm-Mächtigkeit vor. Dies ist hauptsächlich in der untersten, noch reichlich kalkigen, etwa bis 20 cm mächtigen Bank der Fall. Feinschichtig angereichert findet man bis 0,03 mm große Pyritwürfelchen und -polyeder sowie Gelpyrit (Melnikovit) mit charakteristischen Trockenrissen und nicht ganz gleichmäßigem Reflexionsvermögen. Markasit tritt zum Teil in einzelnen, max. 0,07 mm langen Kriställchen, vielmehr aber in rundlichen Kristallaggregaten von 0,5 mm Größe auf, wobei fallweise Pyrit als Umkrustung mitbeteiligt ist. Diese rundlichen Aggregate treten auch dicht gepackt auf und bilden so ein geschlossenes FeS_2 -Gefüge, wobei der Pyritanteil überhand nimmt. Innerhalb feinkörniger Markasitaggregate ist Sammelkristallisation zu größeren Kristallen nachweisbar.

Die Mitbeteiligung von Zinkblende an der Kiesschwarte wird nur

mikroskopisch sichtbar. Es handelt sich hauptsächlich um grobkörnige Restlumenfüllungen zusammen mit grobspätigen Karbonaten in Pyrit-Markasit-Gefügen, jedoch kommt sie auch allein, ohne Vergesellschaftung mit FeS_2 vor.

Anderenorts, so vor allem auch in den Bleiberger Vorkommen, dominieren in der Kiesschwarte die Algenonkoide, die infolge weitgehender Pyritisierung zur Bezeichnung „Kiesoolith“ Anlaß gaben. In diesen Fällen enthält eine biotritusreiche mergelig-camgitische Pelitmatrix reichlich, bis zu 1 cm große Sphaerocodien-Onkoide (*Sphaerocodium Bornemanni* ROTHPLETZ), die unterschiedliche, bereichsweise intensive Verkiesung aufweisen. An Biodetritus sind hauptsächlich Echinodermenfragmente vertreten, die vielfach den von den Algen umwachsenen Kern der Onkoide bilden.

Sind in der Kiesschwarte noch vorwiegend Camgitaphanite mit authigenen Pyrit-Markasit- und Quarzbildungen vertreten, so ist über derselben der Tonreichtum und das Zurücktreten der Karbonate auffallend.

Die als „1. Schiefer“ zusammengefaßten, rund 20 m mächtigen Sedimente sind hauptsächlich Schiefertone, und zwar nach der Einteilung von CORRENS petrographisch meist mergelige Tone und Mergeltone, in denen lagenweise sandige und mergelige Einschaltungen sowie mm-mächtige schichtparallele FeS_2 -Lagen und oft auffallend große FeS_2 -Konkretionen eingeschaltet sind. Ein häufig verteilter Sedimenttyp ist folgender:

Typ G-To 1: Mergeliger Illitton- bis Mergeltonpelit

Das feindisperse Material besteht vorwiegend aus Illit, daneben sind Kaolinit, Serizit, Kalkpelit und Pyrit immer vertreten. Die Tonblättchen zeigen scharfe Einregelung in s und ergeben ein homogenes Parallelgefüge. Darüber hinaus tritt Schichtung, also inhomogenes Parallelgefüge, durch Materialwechsel fallweise hervor. Gelegentlich auftretender Quarzdetritus (0,02 mm) liegt meist weit unter 1%.

Im höheren Abschnitt des Schieferpaketes allerdings kündigt sich detritusreiche polymikte Sedimentation in Form von einer 5 cm mächtigen Sandsteinschicht schon im Aufschluß sichtbar an. Sie tritt dann im Hangenden des 1. Cardita-schiefers mit einer 2 m mächtigen Sandsteinbank — gelegentlich verbunden mit Feinoolith — noch auffallender in Erscheinung. Nach HOLLER, 1951, ist sie mit schwankender Mächtigkeit regional weit verbreitet und als Leitschicht des 1. Schiefers zu bezeichnen.

Typ G-Sa 1: Pyritreicher polymikter Quarzpsammit und Quarz-Feldspat-Psammit mit tonigem Bindemittel, z. T. glaukonitführend

Der polymikte Kornbestand weist auf: allothigenen Quarz bis etwa 30% (ca. 0,03—0,1 mm Korngröße), Illit, Kaolinit, Serizit, Muskovit, Chlorit, gebleichten Biotit, Spuren von Orthoklas und Plagioklas im nicht zersetzten Zustand, dazu vielfach stark zersetzte Feldspäte (Illit, Kaolinit, Serizit), Apatit, Zirkon; authigen: spärlich spätiger Calcit als Bindemittel, fallweise etwas Glaukonit sowie viel Pyrit

und Melnikovitpyrit, Illit (?), Serizit (?), Kaolinit (?). Darüber hinaus sind fallweise kohlige Körnchen vertreten.

Durch Wechsel von verschiedenem mechanisch angelagertem Material, vor allem von Tonmineralen und Quarz, aber auch durch feinschichtige Beteiligung der chemisch angelagerten Pyrite entsteht in der Abfolge deutliche Schichtung, wobei neben paralleler Anlagerung häufig auch Schräg- und Kreuzschichtung vorliegt. An Biodetritus sind Phosphorit-Fragmente zu finden, vermutlich sind es Fischrelikte. Die Tonminerale treten einerseits als Detritus auf und bilden dann sandarme oder sandfreie Feinlagen mit exakter Einregelung nach der Gestalt oder aber sie sind in stark verwitterten Feldspäten wirrblättrig enthalten und möglicherweise als authigene Verwitterungsneubildung deutbar.

Der Pyrit, meist feinschichtig angereichert, tritt auf in Form von würfeligen und polyedrischen mikronkörnigen Einzelkriställchen, in Form der verzerrten Bakterienkolonien und in Form von bis cm-großen Zusammenballungen solcher Aggregate, verbunden mit Sammelkristallisation sowie als Gelpyrit mit Trockenrissen. Im Falle heterometrischer Ausbildung des Gelpyrits ist eine Längung in der Schichtfläche auffallend.

Stellenweise treten mit dem Sandstein bzw. mit diesem wechsellagernd centimikronkörnige Feinoide auf, entstanden durch chemische Anlagerung um einen detritischen Kern. Sammelkristallisation führte z. T. zur Verwischung derartiger Gefüge (vgl. Typ G-Onk 2).

b) Untere Karbonatgesteinsserie

(= 1. Zwischendolomit)

Die zwischen 1. und 2. Schiefer vorhandene Camgitserie kann im Profil Rubland auf folgende Weise näher gekennzeichnet werden. Über der Sandsteinbank folgt ein deutlich gebankter dunkelbraungrauer, fallweise schwach mergeliger, immer bituminöser Dolomit, innerhalb welchem durch Einschaltung mergeliger Feinlagen und durch lagig wechselnde Korngrößen subtile Feinschichtung erkennbar ist. Auch ein sehr geringer Gehalt an detritischem Quarz ist feststellbar.

Typ G-Do 1: Bituminöser, schichtweise schwach mergeliger Dolomikrit — (z. T. Algenstromatolith)

Das Gestein besteht hauptsächlich aus einem subhedral- bis anhedralkörnigen Mosaikgefüge (Dolomitspatit mit Korngrößen 0,01 und 0,09 mm) in welchem teils schichtig angeordnet, teils regellos verteilt mikritische Lagen (0,001—0,002 mm) als Relikte vermutlich weit ausgedehnter Algenstromatolithe auftreten. Fallweise eingeschaltete Lagen mit Algenpellets und -fragmenten als Resedimente in der mikritischen Matrix bestätigen dies. Der Gehalt an Tonmineralen ist gering, sie sind schichtig und in schichtparallelen Suturen angereichert. Stets minimal vorhandener Pyrit ist homogen verteilt. Weit unter 1% der spätigen Dolomitmikrit weisen Zwillingslamellen auf. Calcitspatit ist nur in tektonischen Fugen zu finden, damit verbunden ist fallweise auch belteropore Kalkspatitisation selektiv in mm-

bis cm-mächtigen Feinlagen. Es ist anzunehmen, daß es sich bei diesem Sedimenttyp um Wechsellagerung von biogenen, flächig ausgedehnten Krusten und pelitischen, z. T. psammopelitischen Feinschichten handelt, wobei Resedimentation für das Zustandekommen des feinklastischen Materials maßgeblich beteiligt sein dürfte. Natürlich ist auch gleichzeitige biogene und mechanische Anlagerung bei der Bildung der Algenkrusten zu erwarten. Allenfalls hat mikropatitische Sammelkristallisation sowie Makropatitbildung als Sammelkristallisation und Zementation für das Zustandekommen des vorliegenden Gefügetyps wesentliche Bedeutung.

Das Dolomitgestein vom Typ G-Do 1 enthält mehrfach, vor allem einige Meter im Hangenden der Sandsteinbank cm-mächtige, in der Schichtung immer wieder auskeilende, mitunter infolge geringer schichtparalleler Ausdehnung knollig aussehende, hellgraue Hornsteindolomiteinlagerungen (G-H 1).

Innerhalb der vorwiegend dunkel gefärbten Dolomite tritt bei 40 m im Profil eine 1 m mächtige milchigweiße, bituminöse Dolomitrhythmitbank auf. Dieser Sedimenttyp dominiert schließlich in den mittleren Abschnitten der Unteren Karbonatgesteinsserie von etwa 45–58 m und wird nur stellenweise von geringmächtigen, infolge Ton-Bitumen- und FeS_2 -Gehaltes dunkleren, Rhythmiten unterbrochen.

G-Do 2: Bituminöser Dolomit-Algenstromatolith

Primär gekräuselte, aus Dolomikrit und Mikropatit bestehende mm-Feinschichten deuten auf relikte, durch biogene Anlagerung entstandene Algenstrukturen. Sie wechsellagern mit dezimikronkörnigen Dolomitspatitlagen und ergeben so ein raumrhythmisches Parallelgefüge. In manchen Feinschichten ist belteropore Kalkspatanlagerung im mm-Kleinhöhlen zu sehen. Auch diskordant zur Schichtung orientierte Haarrisse weisen Calcitzementation auf. Das Gestein ist reich an Porenhöhlräumen. Mechanische Schlammanlagerung ist nicht nachweisbar, aber zu vermuten.

G-H 1: Hornsteindolomit

In biotritischem Dolomikrit und -kryptit (spärlich nicht figuriert Schälchendetritus) mit Makropatitarenalen liegt homogen verteilt mikro- bis kryptokristallines Quarzkorngefüge vor. Verschiedentlich insulare Reste von Dolomitaphanit im Quarz-Chalcedongefüge lassen die Mitbeteiligung von metasomatischem Platztausch erkennen. Andererseits beweisen einzeln in den Hornsteinarenalen liegende Dolomitrhomboederchen zeitlich nachfolgende Dolomitmetasomatoze. Calcit tritt nur in jüngsten Haarriszen auf.

Die Algendolomitrhythmite enthalten mitunter syndiagenetisch deformierte Lagen, z. B. im Profil bei 45 und 57 m. Sie sind gekennzeichnet durch zerbrochene, z. T. desorientiert liegende isometrische und schollenförmige Fragmente unterschiedlicher Größe, nämlich von cm- bis m-Ausmaßen. Die Mächtigkeit derartiger Breccienhorizonte beträgt bis 1,5 m. In einigen Fällen ist das Eindringen überlagernden Schlammes in die Fugen und Spalten des zerbrochenen Algendolomits auffallend.

G-Do 3: Algendeformationsbreccie (Algentrümmer-dolomit)

Dolomitalgenkrusten vom Typ G-Do 2 sind in Fragmente (syndiagenetische Inhomogenitätsbreccie) zerbrochen und liegen in kleinspätigem (0,02 mm), anhedralkörnigem Dolomitmosaikgefüge. Sehr spärlich finden sich rund 0,1 mm große Kieselareale vom Typ G-H 1. Das Gestein ist durch Kalkspatiation in Kleinhöhlen und Fugen schwach verkalkt.

In höheren Abschnitten des 1. Zwischendolomits dominiert ein mittel- bis dunkelbraungrauer, bituminöser Feinschichtdolomit, wie er in dem im mittleren Abschnitt vorherrschenden hellen Dolomitrhythmit nur stellenweise zwischengeschaltet ist.

G-Do 4: Bituminöser Feinschicht-Dolomikrit und -spatit

Die die Feinschichtung abbildenden Lamina bestehen aus wechsellagernden, relativ dunkleren, mehr dolomikritischen und helleren, makrospatitischen Lagen mit subhedral- bis anhedralkörnigem Dolomitmosaikgefüge. In diesem sind mikritische Areale unregelmäßig und in pelletsähnlicher Form verteilt, die als Relikte nach der Umkristallisation deutbar sind. Relativ viel homogen verteilter Pyrit in Einzelkriställchen (0,01—0,02 mm) und in Aggregaten sowie Pyrit- und Bitumensuturen parallel und schräg zur Schichtung kennzeichnen weiters das Gestein. Biodetritus konnte nur selten gefunden werden, wobei es sich vermutlich um Ostrakoden- und Foraminiferenrelikte handeln dürfte.

Die obersten Meter des 1. Zwischendolomites vor Einsetzen einer neuerlichen Tonsedimentation werden von einem, dem Typ G-Do 4 ganz ähnlichen, jedoch weniger deutlich geschichteten Dolomitgestein eingenommen. Schiefernahe Abschnitte weisen geringmächtige, aber immerhin stärkere als in den liegenden Abschnitten beobachtbare, schichtparallele Tonanreicherungen auf und sind als Vorläufer des 2. Carditaschiefers zu betrachten.

c) 2. Schiefertons- und Sandsteinserie

(= 2. [Cardita-]Schiefer)

Im Liegenden des eigentlichen zweiten Schiefertonslagers tritt bereichsweise eine bis 50 cm mächtige sandige Lumachellenbank auf. Sie enthält reichlich Makrofossilien.

G-Onk 2: FeS₂-reicher quarzpsammitisch-mergeliger, feinoolithischer Lumachellen-Kalkspatit

In einer mergelig-quarzsandigen Matrix liegen massenhaft Foraminiferen, Phosphoritkörner und -platten, Schalen von Makrofossilien, u. a. von Echinodermen und Mollusken. Die Tonbestandteile Illit, etwas Serizit und Chlorit sind als Detritus zu deuten und zeigen deutlich gestaltliche Einregelung in s. Der Quarzsand weist eine Korngröße von rund 0,03 mm auf. Diese fossilreiche Schichte enthält zahlreiche Feinoide und auch Algenonkoide, wobei es sich um Umkrustungen des Biodetritus handelt. Die Größe der Rundkörperchen über-

steigt hier im allgemeinen nicht 0,3 mm. Der bemerkenswerte Gehalt an Eisenbisulfid besteht aus viel Markasit neben Pyrit. Große isometrische Erzkörner bestehen meist aus Markasitaggregaten oder aus Markasit-Pyrit-Verwachsungen. Mikronkörnige Kriställchen erweisen sich als Pyrit. Er tritt in dieser Art auch innerhalb von Schalenteilen auf, ferner als vererzte Bakterien. Es liegen Pseudomorphosen von Markasit nach Onkoiden vor.

Mit raschem, aber nicht unvermittelt scharfem Übergang folgt über der Oolithbank der Schieferhorizont. Wie durch die Benennung zum Ausdruck gebracht ist, handelt es sich auch bei diesem Tonsediment wie beim 1. und 3. Schiefer um ein heute feinblättrig-schieferiges Gestein, in welchem schon im Aufschluß durch quarzsandige und karbonatische Einschaltungen erkennbare Änderungen durch größere Widerstandsfähigkeit in Erscheinung treten. Dem Chemismus und Mineralbestand nach wird man am häufigsten mergelige Tone, Mergeltone und Mergel vorliegen haben, doch sind auch Partien hochprozentiger Tone und Mergelkalke vertreten. Die Mergellagen scheinen mehr in hangenden Partien auf. Die Quarzsandeinlagerungen sind sehr unterschiedlich und unregelmäßig. Sie kommen hauptsächlich erst im mikroskopischen Bild, ebenso wie die FeS_2 -Beteiligung zur Geltung. In den Sandsteinschichten kommen häufig schräg- und diagonalgeschichtete Partien vor. Mergeliger Illitton- bis Mergeltonpelit (G-To 1)

Ergänzend zu den unter G-To 1 beschriebenen Daten fällt hier noch auf: neben vorwiegend detritischem Quarz finden sich, wenn auch selten, euhedrale, säulenförmige Kriställchen. Die in vielen Lagen beobachtbare mm- und cm-Feinschichtung entsteht durch wechselnden Anteil von mechanisch angelagerten Tonmineralen, Quarz und Calcipelit sowie von chemisch angelagertem (authigenem) Markasit, Pyrit und Calcit. Es wechsellagern reine Tonlagen mit verschiedenen kalkhaltigen (mergeligen) Feinschichten, quarzreichen Partien und Quarzsandschichten mit tonigem Bindemittel. Die Mächtigkeit derselben beträgt oft nur 0,5 mm, manchmal noch weniger. Außer raumrhythmischer tritt arhythmische Anlagerung, bereichsweise auch nur homogenes Parallelgefüge durch die Parallelorientierung der Tonblättchen, heterometrischen Biodetritus und subparallel angeordnete heterometrische FeS_2 -Areale in Erscheinung.

Im Biodetritus, es handelt sich vorwiegend um Kalkfilamente, sind auch relativ viel Phosphoritfragmente enthalten. Die Größe dieser meist heterometrischen Bruchstücke schwankt in weiten Grenzen, das größte beobachtbare Stück war im Querschnitt $1,3 \times 0,17$ mm groß. Wahrscheinlich handelt es sich um Fischrelikte.

Beim FeS_2 -Anteil überwiegt Markasit bei weitem. Vielfach sind flächig in s liegende Markasitaggregate von mm-Ausmaßen vorhanden, die an ursprüngliche Gelbildungen mit Trockenrissen erinnern. Sie bestehen aus isometrischen, meist zwillingslamellierten Körnern, doch treten auch Aggregate mikronkörniger schuppenförmiger Kriställchen auf.

Außerdem findet man noch einzeln im Tonschlamm liegende mikronkörnige Markasitkriställchen. Die Fugen zerbrochener Markasitaggregate sind mit späti-gem Calcit gefüllt. Pyrit ist in Form von würfeligen und polyedrischen

Kriställchen (um 0,005 mm) vorhanden, dazu kommen noch die stets vorhandenen vererzten Bakterien. Das Eisenbisulfid vertritt in vielen Fällen Schalenreste pseudomorph, wie z. B. röhrenförmige Gebilde.

G-To 2: Kalkmergelpelit mit Quarzpsammit

Der Mineralbestand entspricht weitgehend dem Typ G-To 1, doch tritt hier der Anteil von Calcipelit stärker in Erscheinung. Abgesehen von schichtförmiger Anreicherung liegt der Kalkanteil auch in homogener Verteilung vor. Innerhalb des illitisch-kaolinitisch-calcipelitischen Tongesteins findet man auch detritischen Quarz (ca. 0,05 mm) mit Serizit sowie authigenen Markasit und Pyrit teils homogen verteilt, teils in Feinschichten deutlich hervortretend. Plagioklas ist schwach vertreten. Der spärliche Biodekritus besteht hauptsächlich aus Foraminiferengehäusen, Ostrakoden und Phosphoritfragmenten.

Pyritreicher, polymikter Quarz-Feldspat-Psammit (Typ G-Sa 1) mit viel Glaukonit

Auffallend ist der Gehalt an ca. 0,1 mm großen Glaukonitklümpchen. Die Parallel-, Schräg- und Diagonalschichtung wird durch wechselnde mechanische Anlagerung von hauptsächlich Quarz, (Feldspat) und Ton sowie durch chemische Anlagerung von Pyrit abgebildet.

Im obersten Meter des 2. Carditaschiefers fällt die Einschaltung einer 30 cm starken mergeligen Kalksteinbank auf.

G-Ka 1: Bituminöser, quarzpsammitischer, mergeliger feinoolithischer Biocalcipelit

Feiner Calcipelit mit homogen verteiltem Illit und Bitumen enthält etwas detritischen Quarz (unter 1%) und massenhaft, z. T. spatisierte Rundkörperchen (bis 0,5 mm Größe). Sie zeigen z. T. Rinde und peliterfüllten Kern. Es handelt sich hierbei offenbar z. T. um echte Ooide mit verschieden starker Umkristallisation, z. T. aber auch wahrscheinlich um Kotpillen. Schichtweise sind noch reichlich Algenpellets und Lumps vertreten. Stets vorhandener Pyrit ist z. T. unmittelbar am Schalenbau der Ooide beteiligt.

d) Mittlere Karbonatgesteinsserie

Die zwischen dem 2. und 3. Carditaschiefer vorliegenden Camgite sind in eine untere, mehr kalkig-camgitische Serie mit etwa 25 m Mächtigkeit und in eine obere, rund 35 m mächtige Dolomitserie zu gliedern. HOLLER, 1951, bezeichnet die untere Schichtfolge als „teils fein-, teils grobbankige Plattenkalke“, die obere als „meist ungebankte bituminöse Dolomite“.

„Plattenkalke“

Die Schichtfolge beginnt mit einem 6 m mächtigen sehr grob gebankten, mehr oder weniger dolomitisierten Kalkstein.

G-Ka 2: Schwach bituminöser Biocalcipelit

In Calcipelit mit sehr spärlich mechanisch angelagertem, terrigenem Quarz liegen zahlreiche Foraminiferen, die z. T. durch mikropatitische Kristallisation zu Rundkörperchen umgewandelt wurden, nadelige Gebilde aus Chalcedon und Dolomit sowie Ostrakoden und massenhaft resedimentierte feinsammitische Algenpellets und grobsammitische Algenfragmente. Diese sind als Calcikryptit und -mikrit erhalten. Es sind auch wenige größere Schalenfragmente enthalten. Kalkspatiation ist hauptsächlich auf den Biodetritus beschränkt, doch liegen auch Schalengefüge ursprünglich biogener Bildung vor. Dolomit tritt weniger als Mikrit, mehr als subhedralkörniger Spatit auf. Bevorzugt in gewissen Schichtflächen ist innerhalb von mm-Kleinhöhlen nach der chemisch internen Dolomitanlagerung noch eine jüngere chemische Anlagerung von Quarzin, z. T. in kugeligen Aggregaten, festzustellen.

Der im Profil nunmehr erst einsetzende eigentliche „Plattenkalk“ mit charakteristischem muscheligen Bruch weist infolge Zwischenschaltung oft nur mm-dünner Tonhäute oder Pyritlagen teils feine, teils grobe Bankung auf. Er variiert in der Färbung in weiten Grenzen zwischen hellgrau, bläulichgrau und dunkelbraungrau, ist teilweise bituminös und führt in manchen Bänken etwas Ton, so daß dann ein mergeliger Kalkstein bis Kalkmergel vorliegt. In den tonfreien bzw. tonarmen Schichten tritt der Pyritgehalt stark zurück. In den obersten Abschnitten des „Plattenkalkes“ treten z. T. mit diesem wechsellagernd rau anwitternde Camgite auf, in welchen stellenweise minimale Gipsführung festgestellt wurde.

Mikrofazies: Die Ausbildung entspricht teilweise dem Typ G-Ka 2. Biogene treten teils stärker, teils schwächer hervor, terrigener Quarz findet sich fast immer in Spuren, fallweise in der Abfolge beteiligte Tonminerale (wie bisher vorwiegend Illit, daneben Kaolinit) sind entweder in nur mm-mächtigen Schichten angereichert und bewirken so die Bankung des Gesteins, oder sie liefern bei mehr homogener Verteilung im Calcipelit infolge ihrer Einregelung in die Anlagerungsebenen ein homogenes oder subtil inhomogenes Parallelgefüge (Mergeliger Kalkstein bis Kalkmergel). Im Gestein sind mehr oder weniger aus Dolomitspatit bestehende Rundkörperchen (z. T. Ostrakoden?, meist 0,1–0,2 mm) enthalten. Gelegentlich kommen bis ca. 0,6 mm große, möglicherweise als psammitisches Resediment deutbare Algenknöllchen vor. Ein bituminöser Biocamgit enthält mm-große Gipsareale. Gips tritt als letzte Lumenfüllung nach spätem Dolomit ebenso wie dieser als chemische Internanlagerung, z. T. diesen verdrängend auf (Pseudomorphosen Gips nach Dolomit).

Nur mit geringer Mächtigkeit vertreten ist der Faziestyp:

G-Ka 3: Feingeschichteter, schwach bituminöser mergeliger Camgitpelit

Calci- und Dolopelit treten zum Teil in homogener Verteilung, häufiger aber feinschichtig getrennt auf. Dabei erscheint der Kalkschlamm zusammen mit der Tonkomponente. Zum Teil liegt gradierte Schichtung vor, erzeugt durch starkes

Einsetzen von Kalkschlamm mit illitisch-kaolinitischem Ton und allmähliches Nachlassen der Tonsedimentation mit Übergang zu tonarmem Dolomitschlamm. Oft treten gewellte s-Flächen auf. Als Spatit ist nur Calcit spärlich vertreten, u. zw. in mm-Kleinhöhlen und in diskordant zur Schichtung orientierten Rupturen. Gefüge, die auf die Mitbeteiligung von Algenkrusten hinweisen, waren nicht feststellbar.

Der Mikrofaziestyp G-Ka 1 tritt vor dem Einsetzen der nun folgenden Dolomitgesteinsserie nochmals auf. Foraminiferen, Ostrakoden, Nadeln, Filamente und Rundkörperchen erscheinen z. T. lagenweise angereichert. Pyrit tritt nur sporadisch auf. Gips Spuren wurden beobachtet.

„Dolomite“

Die nun im Profil bis zum 3. Carditaschiefer folgenden Dolomitgesteine mit, durch Ton- und Pyritsuturen verursachter Bankung im 5–50 cm Abstand, lassen teilweise auch im Aufschluß Feinschichtung erkennen. Die meist mittel- bis dunkelbraungrau gefärbten, z. T. löchrig-kavernös verwitterten Dolomite — es handelt sich wohl hauptsächlich um biogene Algenkrusten — sind immer bituminös.

Im Hangendabschnitt tritt als Zwischenschicht nochmals ein primär kalkiges Sediment vom Typus des „Plattenkalkes“ auf. Dieser Biocalcipelit enthält reichlich Foraminiferen, Ostrakoden, Nadeln, Filamente, Rundkörperchen, alles kalkig- oder dolomitisch-spätig, ferner mikrokristalline rundliche und fetzenförmige dunkle Komponenten, die infolge ihrer Verteilung und Einregelung in s ein homogenes Parallelgefüge bewirken. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um resedimentierte Algenkrusten.

Die Dolomitgesteine dieser oberen Abfolge zwischen 2. und 3. Schiefer entsprechen etwa dem Mikrofaziestyp

G-Do 2: Bituminöser Dolomit-Algenstromatolith, wobei Übergangsstadien von feinschichtig-krustenförmigen Dolokryptiten und -mikriten zu Mikrospatit und subhedral- bis anhedralkörnigen Makrospatiten vorliegen. Es handelt sich hauptsächlich um ursprüngliche Algenstromatolithe, die von Resedimentlagen (Pelit und Psammopelit) wiederholt abgelöst werden. An Biodetritus findet man verschieden schlecht erhaltene Foraminiferen, Ostrakoden und Filamente. Die Schichtung entsteht durch lagenweise auftretende Biogene und durch den Wechsel in der Korngröße, wobei dieser z. T. erst sekundär durch den Grad der Spatitbildung zur Geltung kommt.

Die Dolomite der mittleren Karbonatgesteinsserie gleichen mikrofaziell weitgehend den vom 1. Zwischendolomit beschriebenen Dolomiten.

e) 3. Schiefertons- und Sandsteinserie

(= 3. [Cardita-]Schiefer)

Eine bemerkenswerte Änderung der Sedimentation setzt mit der „Kalklumachelle“ (HOLLER, 1951) bzw. = „Groboolithbank“ (GEYER, 1901) im Liegenden des 3. Schiefers ein.

Innerhalb dieser hier mit 3,0—3,2 m Mächtigkeit entwickelten Lumachellen-Onkolithbank ist eine Untergliederung wie folgt möglich: Die unteren 0,8 m und die oberen 1,3 m stellen den typischen Algenonkolith mit bis 2 cm großen Onkoiden dar, während dazwischen ein etwas onkoidärmeres, pelitreicheres Sediment und eine dolomitische Partie ganz geringer Mächtigkeit aufscheint. Die „Grob-onkolithbank“ führt viel Markasit bzw. sekundär Goethit.

G-Onk 3: Markasitreicher mergeliger Algenonkolith mit viel Biodetritus

In kalkigem bzw. dolomitischem Mikro- und Makrospatit mit reichlich Foraminiferen, Ostrakoden und besonders viel Echinodermenresten liegen dicht gepackte Algenonkoide (*Sphaerocodium Bornemanni*, 1—2 cm groß), welche die verschiedensten Schalenrelikte netzartig umkrusten. Die Onkoide sind teils calcit-, teils dolokryptitisch und mikritisch ausgebildet, was den Eindruck erweckt, daß zumindest teilweise eine syngenetische (syngenetische bis syndiagenetische) Dolomitbildung vorlag. Im biogen angelagerten Algennetzwerk mit zahlreich erhaltenen Thalli sind auch mechanisch angelagerte Quarzkörnchen (0,007—0,03—0,06 mm) wie in der Matrix, sowie authigen durch chemische Anlagerung entstandene anhedralkörnige, girlandenförmige Quarzaggregate mit eingebaut. Diese Gefüge treten auch als Umrahmung von Schalendetritus auf. Euhedrale Quarzkriställchen findet man selten.

In fein- und grobpetitischen, meist in s ausgedehnten Arealen sind Illit und Kaolinit angereichert. Das durchwegs authigene Eisenbisulfid besteht überwiegend aus Markasit. Neben einzelnen, isoliert auftretenden Täfelchen (Querschnitte $0,007 \times 0,028$ mm — $0,014 \times 0,056$ mm) findet man parallelblättrige und divergentblättrige Aggregate sowie isometrische Kornaggregate aus zwillingslamellierten Körnern. Pyrit ist zu finden in Form von 0,005 bis 0,01 mm großen euhedralen Einzelkriställchen sowie in Aggregaten, in diesem Fall meist als Pseudomorphose nach Schalenfragmenten zusammen mit Markasit. Pyrit erscheint außerdem noch in Form der verzerten Bakterien und deren Kolonien, z. B. auch Schwärmen von rund 0,0007 mm großen Pünktchen in spätigen Schalenrelikten. Eisenbisulfid ist ferner noch in den Algenonkoiden zu finden, zusammen mit Quarz und Dolokryptit und -mikrit das biogene Anlagerungsgefüge abbildend.

Das primär wahrscheinlich doch vorwiegend kalkige Sediment läßt allenfalls mehr oder weniger weitgehende Kalk- und Dolomitspatisation als Sammelkristallisation und Metasomatose erkennen. Abgesehen von nachtektonischer Kristallisation in den Gesteinsfugen ist als jüngste syndiagenetische Kristallisation chemische Internanlagerung von Kalkspat zu finden, und zwar „frei“ wandständig als Restlumenzementation in den von Dolomitspat ausgekleideten Kleinhöhlen, ferner auch metasomatisch im Rhomboederchondolomit.

In Calcitkristallen, einschließlich in den charakteristischen Echinodermen-Einkristallen ist nicht selten Zwillingsamellierung feststellbar.

Der nun im Hangenden folgende eigentliche „3. Schiefer“ mit rund 20 m Mächtigkeit entspricht dem Mineralbestand nach dem 2. und 1. Schiefer. Das betrifft auch die sandigen Einschaltungen, die hier allerdings reichlich im oberen

Abschnitt des Schieferpaketes und in Wechsellagerung mit sandarmem Tonpelit vorliegen. Die weicheren und härteren Schichtbänke treten auch morphologisch auffallend hervor, vor allem eine im Hangenden entwickelte Sandsteinbank. Es finden sich auch sandige Mergel- und Kalkmergelschichten.

Mikrofazies:

Mergeliger Illitton vom Typ G-To 1. Der vorwiegend illitische Pelit mit etwas Kaolinit und Serizit enthält meist etwas, aber immer unter 1%, detritischen Feinsand-Quarz. An Biogenen findet man hauptsächlich Foraminiferen und Chalcedonnadeln. Als authigene Bildungen sind vorwiegend Pyrit und Calcit zu verzeichnen. Durch Beteiligung bzw. Zunahme des Calcipelits sind auch Mergel- und Kalkmergelpelite vertreten.

Pyritreicher, polymikter Quarz-Feldspat-Psammit vom Typ G-Sa 1 mit Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas, alle meist stark zersetzt, Glaukonit und Zirkon, Rutil, Apatit, Titanit, Leukoxen, Granat, gebleichter Biotit, Muskowit, Serizit, Illit, Kaolinit, Chlorit, Turmalin, Magnetit und Biodetritus (Phosphoritfragmente als Fischrelikte, Kalkschalenreste hauptsächlich von Echinodermen, Bryozoen?), alles in sandiger Kornfraktion mechanisch angelagert. Dazu kommen authigener Pyrit, Calcit und Dolomit.

G-Sa 2: Arkosesandstein mit Glaukonit und dem unter G-Sa 1 genannten Mineralbestand. Der Quarzgehalt beträgt rund 30%, der Gehalt an nicht verwitterten und mehr oder weniger stark zersetzten Feldspäten rund 50%. Tonminerale sind außer den in den Feldspäten als Neubildung auftretenden auch als Detritus vorhanden, was man aus s-parallelen, eingeregelter Tonfasern ablesen kann. Das schließt eine Entstehung derselben im Stadium der Diagenese(?) nicht aus.

f) Obere Karbonatgesteinsserie

Die Ton-Mergel-Sandsteinserie wird im Hangenden abgelöst von Kalk- und Camgitgesteinen. Die erste Karbonatgesteinssbank setzt bereits im obersten Schieferhorizont ein, wird dann von dünnblättrigen Kalkmergeln mit 1 m Mächtigkeit überlagert und dominiert dann vier Dekameter. Es sind hauptsächlich undeutlich gebankte bituminöse Kalkalgenkrusten und deren Aufarbeitungsprodukte.

G-Ka 4: Bituminöser Calcimikrit und -spatit mit Dolomitspatisation

Meist kalkiger, weniger dolomitischer Mikrit mit etwas Foraminiferen und Filamenten läßt durch krustenförmiges Gefüge und Pellets auf biogene Anlagerung durch Kalkalgen schließen. Nach Sammelkristallisation zu Mikro- und Makrokalkspatit trat eine in Teilbereichen verschieden starke Dolomitspatisation ein, die neuerdings von einer Kalkspatisation, allerdings nur in Fugen, nachgefolgt wurde.

Die darüber lagernden Kalksedimente weisen nun deutliche Bankung im 5–10 cm Abstand auf. Sie wird gewöhnlich durch geringmächtige Pyrit-

lagen bzw. Tonhäute bewirkt. Es handelt sich um etwas Biodetritus-führende, z. T. spatisierte Calcipelite mit gelegentlich auftretenden dezimikronkörnigen Dolomitarealen (Biogene?) mit spärlichem Gehalt von Quarzdetritus. Das Sediment ähnelt dem Typ G-Ka 2.

Auch cm- bis dm-blättrige mergelige Kalkgesteine treten zwischen 3. Schiefer und Hauptdolomit auf.

G-Ka 5: Mergeliger Calcipelit-Rhythmus mit mm-raumrhythmischer Wechsellagerung von Illit- und Calcipelit. Auch die Einschaltung sehr geringer Mengen (immer unter 1%) von Quarzfeinsand und Serizit erfolgte feinschichtig. Kugelförmige Gebilde aus Calci- und Dolomikrit könnten als Algenpellets deutbar sein. Es scheinen auch umkristallisierte Foraminiferen- und Ostrakodenrelikte vorzuliegen. Der Pyritgehalt ist sehr minimal.

Die obersten zwei Meterzehner der Raibler Sedimentserie werden hier von, im dm- und m-Abstand gebankten, z. T. bituminösen, z. T. mergeligen Kalksteinen gebildet, die teils durch selektive Anwitterung erkennbare mm-Feinschichtung erkennen lassen, teils infolge muscheligen Bruches dem „Plattenkalk“ ähneln. Außer dem Faziestyp G-Ka 2 ist noch folgendes Sediment vertreten.

G-Ka 6: Biocalcipelit und mergeliger, bituminöser Biocalcipelit

In einem feinsandigen Quarzdetritus-führenden Calcipelit mit bankweise wechselndem Gehalt an Tonmineralen ist reichlich Biodetritus enthalten u. zw. Relikte von Foraminiferen, Ostrakoden, Echinodermen, Mollusken, Algen, Filamente, Nadeln, Rundkörperchen und Chalcedonsplitterchen. Der Biodetritus ist spatisiert. Spätiger Dolomit tritt nur in Spuren auf, u. zw. mit euhedralen und subhedralen Kriställchen homogen verteilt im Pelit sowie belteropor in Fugen. Charakteristisch ist, daß das Eisenbisulfid in diesem Sediment nur als Pyrit auftritt.

Dieser gut gebankte Kalkstein bildet anscheinend nach oben hin den Abschluß der Raibler Schichten. Die im Hangenden auftretenden Dolomitgesteine zeigen eine lithologisch abweichende Ausbildung, was sich auch in anderem morphologischen Verhalten auswirkt. Es besteht kein Zweifel, daß es sich dabei bereits um den Hauptdolomit handelt, dessen mikroskopische Beurteilung der zuunterst auftretenden Schichten folgendes ergibt:

Bituminöser Dolomitspatit, bestehend aus euhedral- und subhedralkörnigem Mosaikgefüge (Korngrößen um 0,12 mm, Körner ohne Zwillingslamellen). Spuren primär mikritischen Gefüges treten nur sporadisch auf, doch ist auch nach der durchgreifenden Spatisation mm-Feinschichtung erhalten geblieben. Ihre Ursache liegt in stratiformen Einschaltungen von etwas Ton, Bitumen oder Pyrit bzw. in unterschiedlicher Größenordnung der Spatitkörner, was wieder auf feinschichtige Unterschiede im primär angelagerten Material zurückzuführen sein kann. Primäre Algenstromatolithe sind als Ausgangssediment zu vermuten.

Im Anschluß an die Beschreibung des Sedimentprofils der Raibler Schichten im Bereich Rubland (Paternion, Drautal) können vergleichbare Notizen über die Ausbildung dieser karnischen Abfolge im südlich benachbarten Gebiet Bleiberg—Kreuth gegeben werden. In der mittleren Trias vorhandene Faziesunterschiede sind in den Camgiten des oberen Ladins mehr und mehr verwischt, so daß die obersten Dekameter des „Wettersteinkalkes“ beider Bereiche auffallende Ähnlichkeit aufweisen. Die Sedimentation im Karn ist in beiden Bereichen und darüber hinaus auch in anderen Gebieten der östlichen Gailtaler Alpen von beachtlicher Gleichmäßigkeit, wie HOLLER, 1951, und neuerdings ausführlich KRAUS, 1968*), zeigten. Das betrifft nicht nur die mögliche Teilung in drei Schiefer- und drei Karbonatgesteinshorizonte im großen, sondern auch die Ausbildung von auffallenden Details im kleinen innerhalb der einzelnen Serien.

Geringe regionale Unterschiede zeigen sich in der Entwicklung der „Kiesoolithbank“, die nicht nur in der Mächtigkeit und im FeS_2 -Gehalt, sondern auch in der Beteiligung der häufig stark verkiesten Sphaerocodien-Onkoide zum Ausdruck kommen. In Rubland tritt der für weite Bereiche so charakteristische verkieste Algenonkolith weitgehend zurück und wird hier mehr von einem Pyrit-Markasit-reichen, pseudoolithischen Psammopelit („Kieskalk“, HOLLER, 1951) vertreten. Diese Ausbildung wurde allerdings auch in der Grube Bleiberg—Kreuth stellenweise angetroffen. Zu den reichlichen Fossilfunden im 1. Schiefer von Bleiberg—Kreuth gehört auch die im Ramser Einbaulauflauf in Kreuth unter der Bezeichnung „Bleiberger Muschelmarmor“ bekanntgewordene Lumachelle. Etwa im Mittelteil des 1. Schiefers tritt auch andernorts häufig eine mehrere Dezimeter mächtige Bank mit reichlich Lamellibranchiaten und Ammoniten auf, unter welchen sich nach freundlicher Mitteilung von Berginspektor Dipl.-Ing. H. Rainer vereinzelt immer wieder opalisierende Schalenfragmente befinden.

Zwischen dem 1. und 2. Schiefer sind die Gesteine beider Bereiche insofern einander ähnlich, als in dieser Camgitserie vorwiegend bituminöse, z. T. auch mergelige feingeschichtete Dolomitgesteine beteiligt sind, in denen primär Algenstromatolithe und deren Resedimente beträchtlichen Anteil haben. Allenfalls haben aber Umkristallisationen die Primärgefüge unterschiedlich verändert.

Weitgehende Ähnlichkeit, wenn nicht Übereinstimmung, besteht in der Ausbildung der kiesreichen oolithisch-onkolithischen Sand-Kalk-Lumachelle und des 2. Schiefers.

Die Aufgliederung der mittleren Karbonatgesteinsserie in eine untere Abteilung mit Plattenkalken und in eine obere mit bituminösen Dolomiten ist nach HOLLER ebenfalls in Bleiberg—Kreuth, Rubland und Mitterberg möglich, wobei sich auch die mikrofazielle Ausbildung der Sedimente weitgehend gleicht.

Als Leithorizont betrachtet HOLLER die im Liegenden des 3. Schiefers überall entwickelte Lumachellen-Onkolithbank mit ihrem Reichtum an Makrofossilien,

*) Während der Fertigstellung der vorliegenden Publikation erhielt der Verfasser eine Kopie der noch nicht publizierten Arbeit von O. KRAUS (1968). In dieser im Druck befindlichen Arbeit werden Ergebnisse lithofazieller, sedimentpetrographischer und paläogeographischer Untersuchungen der Raibler Schichten des Drauzuges mitgeteilt.

deren Bruchstücke von Algennetzwerk umkrustet sind. Bei sonst gleicher Entwicklung der Tonsedimente des 3. Schiefers weist HOLLER auf eine Besonderheit in Rubland: Es ist die nahe dem Hangenden dieser Schiefertonserie auftretende „feinkörnige Sandsteinbank“.

Gewisse Unterschiede zwischen Bleiberg—Kreuth und Rubland sind dann allerdings in der oberen Karbonatgesteinsserie feststellbar.

Es wird diesbezüglich auf die regional ausgedehnten Betrachtungen von HOLLER, 1952, und auf die Neubearbeitung von KRAUS, 1968, verwiesen. Eine petrographische Durchsicht, vor allem liegender Abschnitte der Raibler Schichten von Bleiberg—Kreuth, die für die Pb-Zn-Vererzung wichtige Horizonte darstellen, liegt seit 1960 (SCHULZ) vor.

Teil III: Karwendel (Großer Gschnierkopf)

Das Detailprofil und das Gesteinsmaterial, welches für die lithologische Beschreibung herangezogen wurde, stammt vom Gebiet Großer Gschnierkopf (Bereich Halleranger-Haus). Vergleichsmaterial wurde aus dem Bergbau Lafatsch, vom Überscholljoch, vom Reps, von der Gumpenrinne und vom Hochgleirsch bei Scharnitz bezogen. Bezüglich der Gliederung wird versucht an die bisherigen Einteilungsvorschläge (insbesondere H. JERZ, 1966) anzuschließen.

Grenze Wettersteinkalk—Raibler Schichten

Ähnlich der lithologischen Ausbildung in den Gailtaler Alpen ist auch im obersten Wettersteinkalk im Karwendel eine Zunahme des FeS_2 -Gehaltes zu verzeichnen. Dies macht sich hauptsächlich in den „Zwischenschichten“ (SANDER, 1936) bemerkbar, die im frischen Bruch (Grubenaufschlüsse) grau bis dunkelgrau, im Gelände gelb- bis rotbraun erscheinen und selektiv stärker verwittern als die dazwischenliegenden ungeschichteten Kalkbänke.

Den oberen Abschluß des Wettersteinkalkes bildet eine 1 m mächtige, massig entwickelte Kalkbank mit bis 6 cm großen Megalodonten. In diesem Biocalcipelit bewirkt teils diffus verteilter, teils in Suturen angereicherter Pyrit Graufärbung des frischen Gesteins. Pyrit ist vielfach auch als Umkrustung der Megalodusschalen vorhanden. Der makroskopisch diffus verteilt erscheinende Eisenbisulfidgehalt besteht z. T. aus einem sehr feinen Pyritnetzwerk: 0,0004—0,001 mm dünne Pyritüberzüge auf 0,003 bis 0,01 mm großen, anhedralen pelitischen Calcitkörnern bilden zusammenhängende Areale. Außerdem sind euhedrale Pyritkriställchen (meist Hexaederchen) von 0,002 mm Größe aufwärts mit sehr verschiedener Korngröße zahlreich vertreten. Mitunter sind auch ca. 0,01 mm große, kugelförmige Kornhaufen, bestehend aus 0,0008 mm großen Körnchen vertreten — es sind die vererzten Bakterien. Im Falle intensiver Pyritführung zeigen die wolkenförmigen Areale mit Erznetzen eine randlich stärkere Pyritumrahmung. Bei Überblicksbetrachtung kommt ein genereller Schichtparallelismus des Pyritgehaltes zum Ausdruck.

a) 1. Schiefertons- und Sandsteinserie

(= 1. Raibler Schiefer)

(zu I. Untere Abteilung = Cardita-Schichten i. e. S. nach JERZ, 1966)

Über dem vererzten Kalkschlamm folgt zunächst die eigentliche Kiesschwarte (= FeS_2 -Schicht, = Raibler Grenzlager), die Grenzschichte, die weit geringmächtigere Ausbildung als in den Gailtaler Alpen, nämlich nur wenige Zentimeter, aufweist. Stellenweise fehlt sie hier auch ganz. Das Pyritnetzwerk im Karbonatschlammilieu wird stärker, was mit Verdrängungen des Karbonates verbunden ist, es häufen sich isometrische Pyritkörnchen (von etwa 0,008 mm Größe aufwärts), z. T. mit euhedralem Gestalt, und stellenweise zeigen sich kleine konkretionäre Pyritaggregate. Mit der stets lagigen Änderung des Gefüges zeichnet sich mikroskopisch die s-Fläche ab.

Die freisichtig wahrnehmbare Feinschichtung in der Kiesschwarte wird hauptsächlich durch zwei verschiedene Gefügetypen gebildet: durch schichtig gelförmige Krusten und durch kleine Kiesonkoide (Abb. 5 a, b und 6). Die früher beschriebenen Pyritgefüge treten nur in feinen Zwischenlagen zusammen mit Karbonatpelit, Spuren von Quarz und Tonmineralen auf. Die s-parallelen, dünn-schichtigen, höchstens 0,5 mm mächtigen Pyritkrusten zeigen typisches Kolloidgefüge mit Trockenrissen. Es handelt sich um Gelpyrit = Melnikovitpyrit, jetzt bestehend aus hypidiomorphen Kristallen sehr verschiedener Korngröße. Das feinkololithische Sediment besteht aus kugeligen bis eiförmigen Pyritonkoiden von meist 0,3–0,5 mm Größe. Lagenweise sind auch kleinere Kügelchen (z. B. 0,1 mm Durchmesser) angereichert. Ihr Aufbau ist teils schalig mit verschiedenem Pyritanteil und manchmal mit Karbonatkern, teils kompakt pyritisch. Auch verkiester Schälchendetritus ist in der Kiesschwarte enthalten.

Bei den Kiesonkoiden handelt es sich um verkieste Kalkalgen (*Sphaerocodium bornemanni* ROTHPLETZ), die häufig um Schalenfragmente, diese einhüllend, gewachsen sind. Sofern nur gering verkiester Biodetritus vorliegt, fallen besonders zahlreiche Crinoidenstielglieder (*Encrinus*) auf.

In der Pyritgrenzschichte tritt vielfach geopetale Anlagerung in Erscheinung, und zwar durch sackartige Vertiefungen der Anlagerungsebene, die durch Kiesonkoide und Gelpyritkrusten aufgefüllt sind, Beispiele also für Zusammenwirken von mechanischer (Detritus), chemischer (Kolloidbildungen, Verkiesung) und biogener (Algenonkoide) Anlagerung. Im Gegensatz zur Kiesoolithbank von Rubland und Bleiberg war hier allein Pyrit, kein Markasit feststellbar. ANGERMEIER-PÖSCHL-SCHNEIDER, 1963, erwähnen die beobachtete nachträgliche Umwandlung von Pyrit in Markasit im „Raibler Grenzlager“ der östlichen Chiemgauer Alpen.

Schon nach wenigen Tagen zeigen frisch gebrochene Stücke der kiesreichen Grenzschichte im Freien Verwitterungserscheinungen. Die Grenze Wettersteinkalk–Raibler Schichten tritt daher im Gelände durch intensive Rotbraunfärbung besonders deutlich hervor. Unter dem Mikroskop zeigt sich die Beteiligung der Eisenhydroxyde Goethit (Nadeleisenerz) und Lepidokrokit (Rubinglimmer). Teils herrscht Goethit vor, teils treten beide intensiv miteinander verwachsen auf. Auch Wechsellagerung von Goethit und Lepidokrokit ist zu

finden, wobei oft gekröseartig verschlungene, feinste Krusten von wenigen μ Dicke gebildet werden. In diesem Fall wird die Unterscheidung beider Eisenhydroxyde infolge extrem kleiner Korngröße (unter 0,001 mm) problematisch. Besonders auffallende Rotfärbung von Gesteinspartien im Gelände rührt von der Anwesenheit von Lepidokrokit her.

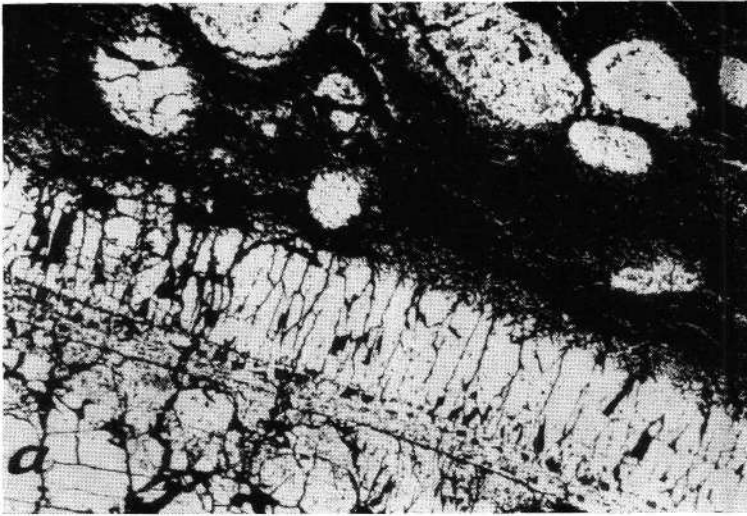


Abb. 5 a.

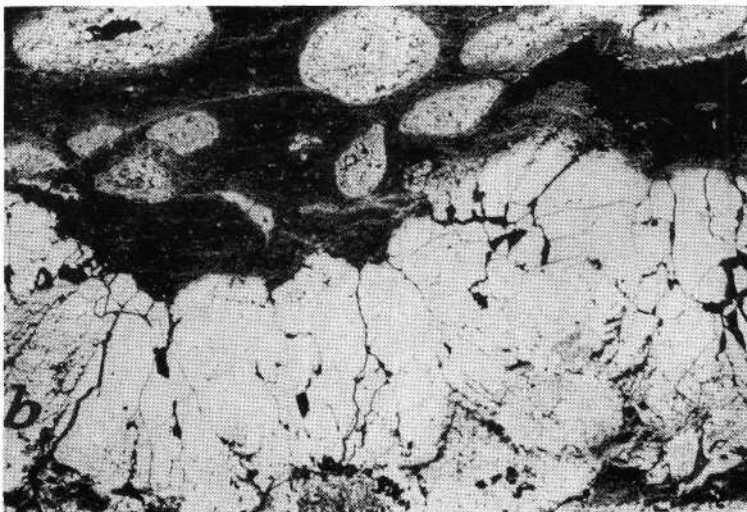


Abb. 5 b.

Abb. 5 a, b: Zwei Ausschnitte aus der Kiesschwarte (= Raibler Grenzlager), Lafatsch-Reps. In den Bildern a und b jeweils unten Melnikovitpyrit-Lage (weiß) und jeweils oben intensiv verkieste Sphaerocodien-Onkoide (weiß) in mergeligem Calcipelit (schwarz). Polierter Anschliff; nur Polarisor. Nat. Größe des Bildausschnittes je $1,50 \times 1,01$ mm.

Das Raibler Grenzlager, also die Kiesonkolithschichte, geht nach oben in eine Feinonkolithbank (Algenonkolith) von ca. 30 cm Mächtigkeit über, womit sich eine weitere Ähnlichkeit zur Entwicklung analoger Schichten in den Gailtaler Alpen zeigt (dort mit G - O n k 1 bezeichnet).

K - O n k 1: Foraminiferenreicher, quarzsandig-mergeliger, pyritreicher, feinonkolithischer Biocalcipelit

Das Sediment ist im Hangenden pyritärmer aber tonreicher und geht in die eigentlichen Schiefertone über. Die Onkolithbank zeigt infolge des Pyritgehaltes im Gelände gelblichbraune Anwitterungsfarben. Sie ist außerordentlich fossilreich, und zwar sind vor allem Algen (*Sphaerocodium bornemanni* ROTHPLETZ), Foraminiferen, Echinodermen (Cidaridenstacheln, Crinoidenstielglieder, z. B. von *Pentacrinus* sp.) und Mollusken enthalten. Die Algenonkoide — es handelt sich in den meisten Fällen um, von einem feinen Netzwerk konzentrisch eingehüllten Biodetritus — sind hier meist sehr klein ausgebildet. Über 0,5 mm große Rundkörperchen (max. etwa bis 5 mm) sind seltener. Unter den Feinonkoiden befinden sich viele, die auf Grund ihres konzentrisch-regelmäßigen Schalenbaues und fehlenden Kernes zunächst wohl durch chemische Anlagerung als Ooide entstanden sind und erst nachträglich die biogene Umkrustung als Onkoide erhalten haben. Es gibt aber auch Beispiele, bei denen derartige Rundkörperchen im Kern eine manchmal schon etwas umkristallisierte Foraminifere enthalten.

Beispiele für resedimentierte Onkolithfragmente liegen vor. Unter dem feinsammitisch-pelitischen eingeschwemmten Detritus finden sich neben vorwiegend Quarz auch etwas Feldspat und Hellglimmer. Sofern Pyrit enthalten ist, kommt

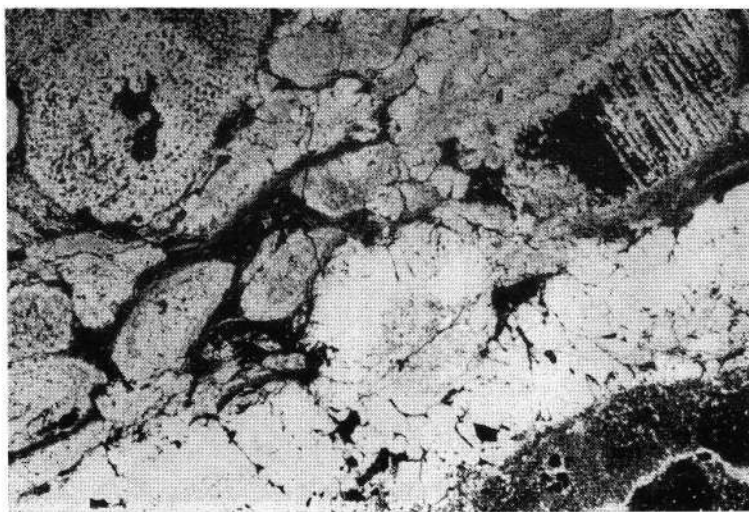


Abb. 6: Pseudomorphosen von Pyrit nach Biodetritus in der Kiesschwarte (= Raibler Grenzlager), Lafatsch-Reps. Gelpyrit (weiß, unten), stark pyritisierte Sphaerocodien-Onkoide (Mitte links) und Echinodermenfragmente (links und rechts oben) mit Abbildung der primären Feinstruktur. Polierter Anschliff; nur Polarisator. Nat. Größe des Bildausschnittes 1,50 × 1,01 mm.

er außer in der schon beschriebenen Form auch als Intergranularfüllung zwischen Onkoiden vor, das Karbonat häufig verdrängend.

Die im aufgenommenen Detailprofil 42 m mächtige Schiefertonsabfolge (i. w. S.) des 1. Schiefers besteht aus Ton- bis Mergelgesteinen, in denen vielfach cm- bis dm-mächtige Sandsteinlagen sowie drei durch starke Fossilführung hervortretende kalkige Einschaltungen feststellbar sind.

Der Schiefertons i. e. S. kann mit dem Mikrofaziestyp G-To 1 des in den Gailtaler Alpen aufgenommenen Profils verglichen werden: K = G-To 1 Mergeliger Illitton bis -Mergelton mit dem Mineralbestand Illit, Kaolinit, Nontronit, Serizit, Karbonatpelit, Quarz und Pyrit.

Die zahlreichen Feinsandeinschaltungen entsprechen weitgehend dem

Typ G = K-Sa 1: Pyritreicher polymikter Quarzpsamm-
mit und Quarz-Feldspat-Psamm mit
tonigem Bindemittel (z. T. glaukonitführend)

Der polymikte Kornbestand umfaßt hier: allothigenen Quarz (alles Feinsand), Illit, Kaolinit, Nontronit, hellen Glimmer einschließlich Serizit, Chlorit, dunklen Glimmer u. zw. teils gebleicht, teils chloritisiert, Orthoklas, Plagioklas (An_{25-35}), Mikroklin, authigen besonders viel Pyrit; ferner treten auf Zirkon, Granat, Apatit, Titanit, Rutil, Glaukonit (dieser authigen), kohlige Substanz (Pflanzenhäcksel), auch resedimentierte Algenpellets, insbesondere Sphaerocodien-Onkolithfragmente. Diese sind vor allem in der Überlagerung von Algenonkolithen stark angereichert. Selten beobachteter kryptokristalliner Quarz dürfte als Biodetritus deutbar sein. Cristobalit wurde in wenigen Fällen röntgenographisch nachgewiesen. Schwermineraluntersuchungen von JERZ, 1966, ergaben auch die Mitbeteiligung von Turmalin und Spuren von Staurolith, Epidot, Disthen, Spinell, Zoisit und Brookit. Authigener Calcit als Bindemittel ist sehr verschieden stark vertreten, er fehlt in manchen Lagen auch vollkommen. Im karbonatischen Bindemittel machen sich stellenweise außer authigenem Calcit auch Dolomit und Ankerit bemerkbar. Im Ankerit der verwitterten Gesteine sind die üblichen Goethitausscheidungen in den Spaltrissen nachzuweisen. Die für gewisse Raibler Horizonte charakteristische Gelbfärbung in oberflächennahen Partien geht im übrigen auf die mehr oder weniger vollkommene Umwandlung des Pyrits in Goethit zurück.

Die Schichtung wird — abgesehen vom Korngrößenwechsel — überwiegend durch Schwankungen im Ton-, Karbonat- und Pyritanteil verursacht. Bezeichnend für die Sandsteineinlagerungen im Schiefer sind Schräg- und Kreuzschichtungen. In manchen Arealen ist eventuell vorhanden gewesene Schichtung durch die Wühl- und Grabtätigkeit von Organismen zerstört worden.

Der „1. Raibler Schiefer“ enthält außer den erwähnten Sandsteineinlagerungen wenige cm-mächtige Kalklumachellschichten, die im weichen Tongestein als härtere Rippen morphologisch hervortreten. Es besteht petrographisch gewisse Ähnlichkeit zum sandigen Lumachellentyp G-Onk 2 von Rubland, es fehlen allerdings die Algenumkrustungen, sowie Ähnlichkeit zu den

Lumachellen-Peliten J-Lu 3, 4 und 5 der Torer Schichten von Raibl. Bei dem im Karwendel vorliegenden Gesteinstyp handelt es sich um eine

quarzpsammitische, pyritreiche Kalklumachelle K-Lu 1:

In schwach mergeliger, hauptsächlich calcipelitischer Matrix sind massenhaft Schalenfragmente von mm-Länge angereichert, die u. a. von Crinoideen, Lamelli-branchiaten, Ostrakoden, Foraminiferen, möglicherweise auch von Algen und Bryozoen stammen. Der Biodetritus ist gestaltlich in s eingeregelt.

Das Bindemittel enthält als feinsammitische Einschwemmungen hauptsächlich Quarz, daneben Hellglimmer, Chlorit, Orthoklas, Plagioklas und als authigene Bildungen Calcit, weniger Dolomit und Baryt. Der Baryt liegt in kleintafeligen Kristallen, die zu blättrigen und divergent strahligen Aggregaten vereinigt sind, vor. Es gibt massenhaft Pyrit (bzw. Goethit), der als authigene Bildung in μ -großen Körnchen die Schalenfragmente pseudomorph verdrängt und abbildet, weiters in Form der vererzten Bakterien auftritt und auch mit größeren euhedralen Kriställchen vertreten ist.

Nach JERZ, 1966 (S. 25) tritt in liegenden Schichten der Schieferserie des mittleren und südlichen Karwendels Hydrargillit auf. Es handelt sich hierbei um das von PICHLER, 1867 (S. 51), 1875 (S. 51), aus der Zirler Klamm beschriebene Mineral „Zirlit“ (= Gibbsit [Hydrargillit] MEIXNER, 1961).

Knollige Partien innerhalb von Mergellagen erwiesen sich als stoffliche Zusammenballungen infolge subaquatischer Gleitungen, also als syndiagenetische Bildungen.

Zwei wegen des Inhaltes von Makrofossilien seit jeher wichtige Horizonte liegen innerhalb des 1. Schiefers bei 21 und bei 27 m über dem Wettersteinkalk. Es sind die gelblich anwitternden Raibler Sphaerocodien-Oolithe. Im untersuchten Profil beträgt die Mächtigkeit der liegenden Bank 0,3 m, die der hangenden 1,0 m. Derart auffallende Fossilhorizonte sind in hangenderen Schichten nur mehr an einer Stelle, nämlich bei Profilmeter 154 im „3. Schiefer“ zu finden.

Die „Oolithbänke“ gleichen weitgehend den im Profil Rubland aus dem Liegenden des 2. Schiefers beschriebenen Faziestyp G-Onk 3, wobei hier im Karwendelprofil lediglich höherer Kalkgehalt, dafür niedriger Ton- und FeS₂-Gehalt auffällt.

K-Onk 2 (ähnlich G-Onk 3): Schwach mergeliger Algen- onkolith mit viel Biodetritus

Es finden sich massenhaft Mikro- und Makrofossilien, insbesondere *Cardita crenata* u. a. Bivalven, Crinoideenfragmente, Cidaridenstacheln, Korallen, Foraminiferen, wobei die Umkrustung des Biodetritus durch Sphaerocodien-Algen auffällig in Erscheinung tritt. Von den relativ wenigen feindetritischen Einschwemmungen fallen nur Quarzsplitter auf; in Spuren vertreten sind Illit, Nontronit, Chlorit, Chaledon, Cristobalith (?). An authigenen Bildungen sind Glaukonit und Pyrit vorhanden, dieser teils in Form von Kriställchen (bis 0,03 mm Größe) und Kristallaggregaten, teils als vererzte Bakterien. Außer den

bis über 1 cm großen Algenonkoiden, die z. T. schwache Verkiesung zeigen, sind auch feinoolithische Areale (Ooide mit 0,1 mm Größe) vorhanden. Alle genannten Minerale und Biogene liegen in calcipelitischer Matrix.

Wie in der Schichtfolge in den Gailtaler Alpen endet der 1. Raibler Schiefer nach oben mit einer Sandsteinbank, u. zw. hier mit 2 m Mächtigkeit. Das Gestein entspricht auch hier annähernd dem Typ G = K-Sa 1. Dieser faziellen Ähnlichkeit ist aber infolge der sehr unterschiedlichen Horizontbeständigkeit kaum Bedeutung zuzumessen.

Wenngleich sich im darüber sedimentierten Areal zunächst noch ein geringer Anteil von eingeschwemmtem Detritus bemerkbar macht, so fällt die Grenze zur

b) Unteren Karbonatgesteinsserie

(= 1. Zwischendolomit)

lithologisch deutlich auf. Analog dem Befund in den Gailtaler Alpen (Bleiberg) enthält eine mehrere Meter mächtige Camgitbank — hier im Karwendel ist sie rund 5,0 m mächtig — noch mehr oder weniger Quarzfeinsand, zersetzte Feldspäte und chloritisierte Dunkelglimmer. Ebenfalls als Ausklang der tonig-sandigen Fazies ist der reichlich vorhandene authigene Pyrit zu bewerten. Das camgitische Gestein ist hier am besten als

dezimikronkörniger Ankeritspatit (0,04 mm) mit z. T. ausgeprägter Kalkspatiation zu bezeichnen (= K - C g 1).

In der weiteren Schichtfolge des 1. Zwischendolomits bleibt die Detrituszufuhr aus und es wechsellagern folgende Faziestypen:

K - D o 1: (Relative Ähnlichkeit mit G-Do 1 Gailtaler Alpen) Feinkristallisierter Dolospatit, z. T. mit Biodetritus (Nadeln, Foraminiferen, Feinooide),

weist bereichsweise ± weitgehende Kalkspatiation auf, wobei die dolomitischen Biogene als Relikte teilweise erhalten blieben. Hinweise über die Herkunft dieser Camgite sind infolge der durchgreifenden Spatiation (Dolomit, Calcit) im allgemeinen nicht zu bekommen. Nur in Einzelfällen sind mikronkörnige, annähernd s-parallele Dolomitreliktgefüge vorhanden, die an Algenrasen erinnern. Der FeS₂-Gehalt ist äußerst minimal oder fehlt vollkommen. Im großen und im kleinen häufig hervortretende Schichtung ist auf unterschiedliche Spatiation und vermutlich auch auf lagig wechselnden geringen Bitumengehalt zurückzuführen.

Der Gesteinstyp tritt hauptsächlich in unteren und mittleren Abschnitten des Zwischendolomits auf und gehört teilweise zu den morphologisch als härtere Partien im Gelände hervortretenden Felsteilen. Mitunter aber weist dieses Gestein auch viele Poren Hohlräume auf und ist viel weicher, was sich im Gelände selektiv bemerkbar macht. Das Auftreten derartiger Dolomitspatite mit Mächtigkeiten von 2—4 m ist innerhalb des ganzen Camgitkomplexes arhythmisch.

Ein häufig vertretener Faziestyp ist ein im Gelände meist in Form von Felsrippen hervortretender, geschichteter, löchrig-porös anwitternder Kalkstein. Das

oberflächlich rauhwackig aussehende Gestein zeigt zahlreiche unregelmäßig geformte Lösungskavernen und erinnert an die „Messerstichkalke“ des Wettersteinkalkes:

K - Ka 1: Sehr ähnlich dem Mikrofaziestyp G - Ka 2 der Gailtaler Serie:

Verschieden stark spatierter Biocalcipelit mit etwas Kleinfauuna (z. B. Foraminiferen, Ostrakoden, Röhrchendetritus) und zahlreichen resedimentierten Algenknöllchen. Bankweise und feinschichtig enthält das Gestein etwas Bitumen.

Ein ähnlicher, nur gering abweichender Typ, der aber auch wegen des Quarzgehaltes an Typ G - Ka 2 erinnert, ist folgender: Makro- und mikroskopisch ungeschichteter Calcipelit mit Spuren detritischen Quarzes und zahlreichen isometrischen Arealen von subhedralkörnigem, manchmal schwach undulosem Quarz (Korngröße um 0,2 mm). Diese authigenen Quarzbildungen sind, wie Übergänge beweisen, auf Umkristallisation von kieseligem Biodetritus zurückzuführen. Es finden sich nämlich vereinzelt im Querschnitt etwa 0,7 mm große konzentrisch und radialfaserig gebaute Quarzaggregate, die vielleicht auf Spongiennadeln deuten.

K - Ka 2: Bituminöser, feingeschichteter Biocalcipelit

Zahlreicher schlecht figurierter Schälchendetritus (vermutlich sehr kleine Bivalven, Ostrakoden, röhrchenförmige Stücke von Algen und Bryozoen) und vermutliche Algenpellets sind im Kalkschlamm eingebettet. Der Pelit zeigt s-parallele Wechsellagerung mikronkörniger und dezimikronkörniger Lagen, wobei sich gelegentlich auch schwache Pyritanlagerung bemerkbar macht. Die Mitbeteiligung biogener Krusten, allerdings durch Umkristallisation verändert, ist möglich.

Eine nur gering abweichende Variante ist Typ K - Ka 3: Gut geschichteter Biocalcipelit mit massenhaft Röhrchendetritus von Kalkalgen, feinem Schälchendetritus und Feinooïden. Feinschichtig verteilt ist schwacher Bitumengehalt.

Durch fortschreitende Umkristallisation von K - Ka 2 entsteht der Mikrofaziestyp K - Cg 2: Bituminöser, pelitischer, spatierter Camgit; zu vermuten sind stark veränderte, ursprünglich resedimentierte Algenklümpchen. Das Gestein ist weich und verwittert leicht.

Die beiden zuletzt genannten Kalksteinarten treten im oberen Abschnitt des Zwischendolomits mit mehreren Bänken von 4 bis zu 8 m Mächtigkeit auf.

Nur eine untergeordnete Rolle im Gesteinsverband zwischen 1. und 2. Schiefer spielen die nun folgenden Faziestypen.

K - Ka 4: Rauhwackenartig anwitternder, pyritreicher Calcipelit

Calcipelit ohne ausgeprägte Gefügedetails enthält massenhaft Pyrit, der zu oberflächlicher Limonitbildung (Goethit) und daher Gelbbraunfärbung des Gesteins Anlaß gibt. Der Pyrit (bzw. Goethit) ist in Form feinsten authigener Kriställchen teils homogen im Pelit enthalten, teils zu kleineren und größeren Aggregaten gehäuft. Diese oft über cm-großen Limonitfüllungen sind sehr weich und wittern aus, wodurch in diesem Fall die „Rauhwacke“ entsteht.

Über einer FeS₂-führenden bituminösen Kalkbank mit bioklastischem Calcipelit setzt ziemlich unvermittelt die 2. Schiefertons-Serie, hier mit 9 m Mächtigkeit ein.

c) 2. Schiefertons- und Sandsteinserie

(= 2. Raibler Schiefer)

Im untersuchten Profil liegt eine rund 9 m mächtige „Schieferabfolge“ mit Illitton G = K-To 1 und illitischem Mergelton vor, in welcher nur wenige, ähnlich dem 1. Schiefer geringmächtige Einschaltungen von Sand- und Lumachellenlagen enthalten sind.

Bei den relativ gleichkörnigen, feinsandigen (Korngrößen teils 0,1, teils 0,2 mm) Einlagerungen handelt es sich um polymikte, pyritreiche Quarz-Feldspat-Psammite ähnlich Typ K-Sa 1 mit Calcitbindemittel. Die Feldspäte sind teils Plagioklase, teils Orthoklase, wobei auch euhedrale Kristalle von Orthoklas bestimmt wurden. Die Mitbeteiligung von Chalcedonkörnchen ist optisch sichergestellt. Röntgenographisch fällt Cristobalit auf. Die Feldspäte sind mehr oder weniger weitgehend serizitisiert. Im übrigen ist der detritische Mineralbestand innerhalb der Schieferabfolge hier nicht so reichhaltig wie in der 1. Schieferserie. Pyrit mit lagenweise wechselnder Beteiligung ist obertags vielfach in Eisenhydroxyde umgewandelt. Häufig sind auch vererzte Bakterien enthalten mit Aggregatdurchmesser bis zu 0,05 mm. Diese Aggregate bestehen aus 0,0005 bis 0,005 mm großen Einzelkörnchen. Neben dem authigenen spätigen Calcitbindemittel sind vereinzelte Kalkschlammgeröllchen feststellbar.

Eine dünne pyritreiche Kalkmergel-Lumachellenlage K-Lu 2 besteht aus zerbrochenen und exakt eingeregelt, hauptsächlich Lamellibranchiatenschalen (0,5–1 cm Länge) und röhrenförmigen Gebilden, die in illithältigem Kalkschlamm eingebettet sind. Vereinzelt findet sich detritischer Quarz. Der Schlamm enthält reichlich Pyrit (bzw. Goethit) u. zw. in verschiedener Gefügeform: authigene Einkriställchen, Kristallaggregate sowie reichlich vererzte Bakterien, u. zw. nicht nur in Kugelform.

Im Hangendbereich dieser Schieferserie treten pyritreiche Kalkmergel K-To 2 (ähnlich G-To 2) auf. Der Illit-Calcit-Schlamm enthält nur wenig Kalkspatitäreale und spatisierte Fugenfüllungen.

d) Mittlere Karbonatgesteinsserie

(Alles Folgende zu II. Obere Abteilung = Torer Schichten nach JERZ, 1966)

Ein im Hangenden des 2. Schiefers folgendes 32 m mächtiges Schichtpaket besteht nahezu ausschließlich aus Kalkschichten.

Am stärksten vertreten ist ein Kalkgestein nachfolgend beschriebenen Typs. Es bildet mehrere wenig geschichtete Bänke von vielen Metern Mächtigkeit und ragt als relativ harte Serie morphologisch innerhalb der Kalkabfolge zwischen 2. und 3. Schiefer hervor.

K-Ka 5: Bituminöser Calcipelit

Im Pelit findet man vereinzelt Foraminiferen und Pellets (ca. 0,3 mm), von

denen viele feinste Pyrit-(Goethit) Körnchen und Fläsern (0,001 mm) enthalten. Bitumen scheint bereichsweise an die pyritreichen Rundkörperchen gebunden zu sein.

K-Ka 6: Bituminöser Biocalcipelit mit starker Kalk- und geringer Dolomitspatisation

Infolge starker Sammelkristallisation sind die zahlreich vertretenen Mikroorganismen fast zur Gänze unkenntlich geworden. Die Beteiligung von Algendetritus ist auffallend hoch. Übergänge zu weniger spatisierten Lagen zeigen zahlreiche Algenpellets, die z. T. sicher aus dem Liegenden stammen, also resedimentiertes Material darstellen, ferner Filamente und anderen Biodetritus. Phosphoritbruchstücke sind als Wirbeltierreste (Fischzähne, Schuppen u. a.) deutbar.

Außerdem tritt der Sedimenttyp K-Ka 2 auf, wobei die Feinschichtung auf Wechsellagerung pelitischer und spatasierter Bereiche und die fallweise Anlagerung von Algenpellets zurückzuführen ist.

Die beiden Kalkgesteine K-Ka 6 und Ka 2 wittern rauhwackenartig an. Hinweise für die Entstehung der Lösungskavernen liegen in diesem Fall nicht vor.

Die hangenden 2 m der mittleren Kalkgesteins-Serie — ausgenommen die oberste, 0,4 m mächtige Bank — sind durch zunehmenden Pyrit- und Tongehalt ausgezeichnet, wodurch sich ein erstes Anzeichen für die nunmehr wieder stark einsetzende Ton-Sand-Sedimentation des 3. Schiefers anzeigt. Die unmittelbare Grenze zum Tonstein ist relativ scharf ausgeprägt.

K-Cg 3: Bituminöser, mergeliger, pyritreicher Biocalcipelit

Anscheinend primär dolomitischer, Bitumen- und etwas Ton-(Illit?)-führender Pelit enthält zahlreichen Schälchendetritus von Ostrakoden, Foraminiferen sowie nicht figurierte Mikroschälchen, ferner Echinodermenreste und Röhrchendetritus. Lagenweise sind resedimentierte Pellets enthalten. Mikronkörniger Pyrit zeigt annähernd schichtige Verteilung, er tritt auch in s-parallelen Suturen auf und ist zweifellos authigen entstanden. Das offenbar primär dolomitische Sediment zeigt diffuse und belteropore Verkalkung durch Metasomatose sowie Dolomitspatisation. Der späte Calcit ist häufig zwillingslamelliert.

K-Cg 4: Feinschichtiger, bituminöser Biocalcipelit und -psammit mit geringem Pyritgehalt

In pelitischer Matrix sind massenhaft feiner Schälchendetritus von Foraminiferen, Ostrakoden, Bivalven, Echinodermen, vermutlich auch Algen sowie nicht figurierten Biodetritus und Pellets enthalten. Pelletsreiche Feinlagen psammitischer Korngrößen, die wohl größtenteils Resediment darstellen, scheinen schon primär durch Spatisation zementiert worden zu sein. Die Feinschichtung des Gesteins entsteht durch lagenweise wechselnde Korngrößen, nämlich Wechsellagerung mehr pelitischer und mehr psammitischer Schichten, durch Unterschiede im Spatitgehalt und durch Einschaltung pyrithaltiger Feinschichten.

e) 3. Schieferton- und Sandsteinserie (= 3. Raibler Schiefer)

Ein lithologisch deutlich sich abhebender Schiefer-tonkomplex mit rund 20 m Mächtigkeit folgt im Hangenden der beschriebenen Kalkserie. Das Schichtpaket besteht im wesentlichen aus dem dunkelgrauen Tongestein, wie es schon beim 1. Schieferhorizont beschrieben wurde, wenn auch hier allgemein ein höherer Kalkgehalt vorliegt. Es handelt sich also auch hier um den Typ der Illit-Tonsteine G = K-To 1, innerhalb der eine Vielzahl von sandigen, kalkigen, oolithischen und Muschelschill-reichen Zwischenlagen von cm- bis zu 1 m Mächtigkeit auffallen. Als erstes zur Schieferabfolge zu rechnendes, vermittelndes Schichtglied ist ein quarzpsammitischer toniger Biocalcipelit (Mergelkalk) K-Me 1 zu nennen, der einen Großteil jenes terrigenen Detritus enthält, der in den eigentlichen Sandsteinrippen den Hauptanteil ausmacht. Ein illitisch-kaolinitisch-kalkiger Pelit enthält massenhaft Biode-tritus, nämlich Foraminiferen, Ostrakoden, Echinodermenreste, röhren-förmige Fragmente, feine Filamente vermutlich von Mollusken, Phosphorit-splitter und -plättchen als Vertebratenreste und Rundkörperchen, vermutlich Codiaceen-Thalli. An feinsandigen Einschwemmungen sind hauptsächlich Quarz, daneben verwitterte Orthoklase, Plagioklase und heller Glimmer enthalten. Neben Spuren von Glaukonit ist reichlich authigener Pyrit vertreten.

Die freisichtig wahrnehmbare Feinschichtung wird durch die wechselnden terri-genen Einstreuungen verursacht. Kreuzschichtung ist, wie allgemein in den Psammitlegen, verbreitet. Dieser Sedimenttyp tritt in der weiteren Abfolge des Schiefers mehrfach auf. Eine Variante mit Zurücktreten des terrigenen Materials, die ebenfalls in einigen bis zu 1,5 m mächtigen Zwischenlagen im 3. Schiefer zu beobachten ist, kann als

z. T. bituminöser, schwach quarzführender, toniger Biocalcipelit (Mergelkalk und Kalkmergel) K - Me 2 bezeichnet werden. Auch diese Ablagerungen zeigen Kreuzschichtung. In mechanisch angelager-tem Kalkschlamm mit meist feinschichtig angereichertem Ton sind hauptsächlich Foraminiferen, Ostrakoden und Echinodermenrelikte, lagenweise Pellets sowie figurierte Filamente (Mollusken) und nicht figurierte Schälchendetritus einge-bettet. Gelegentlich findet sich eingestreuter Quarz und etwas Pyrit. Der Anteil an spätigem Karbonat ist, abgesehen von den Schalenteilen und den chemisch internen Spatitbildungen in den Biogenen sehr gering. Außerordentlich selten ist Dolomit-spatisation.

In den Mergelbänken sind verschiedentlich etwa bis faustgroße knollige, ellipsoidförmige und gestaltlich in s eingeregelter Gebilde zu bemerken. Diese sind pyrit- und sandreich und erweisen sich, wie aus der stofflichen Änderung der Feinlagen hervorgeht, als subaquatisch gefaltete Teilbereiche mit entsprechendem Gefügedetails an Gleitfalten, Erosion und geopetaler Überlagerung.

Als geringmächtige Zwischenschaltungen treten auch

Pyritreiche, feinonkolithische tonige Biocalcipelite und -psammite (K-Onk 3) auf.

0,1—0,2 mm große Onkoide, Pellets und Foraminiferen sowie Ostrakoden, Phosphoritbruchstücke, zahlreiche Echinodermenfragmente (z. B. Echinoideenstacheln, Crinoideenfragmente) und Makrofilamente, vermutlich auch resedimentierte Algenknöllchen sind in schwach tonigem Kalkschlamm eingebettet.

Kalkspatisation ist in mäßigem Ausmaß zu bemerken. Der mikronkörnige Pyrit ist teils im Pelit, teils in die Schalenrelikte, besonders in die Foraminiferen eingebaut.

K-Sa 2: Polymikte, z. T. bioklastische, glaukonitische Quarz-Feldspat-Psammite bis -Arkosen

In feinschichtig wechselnd calcitisch-mergeligem Bindemittel sind terrigene Feinsande (0,2 mm) eingestreut. Den Bestand an Tonmineralen bilden Illit und Kaolinit. Als Hauptkornbestand sind schwach kantengerundete Quarze zu nennen, daneben kommen verwitterte Feldspäte, helle und dunkle Glimmer und Chlorit vor. In manchen dieser feinklastischen Sedimente sind Feldspäte beträchtlich angereichert. An Biodetritus findet man analoges Material wie in den mergeligen Begleitsedimenten, allerdings gegenüber dem terrigenen Sand zurücktretend. Auffallend sind vor allem Foraminiferen und zahlreiche, vermutlich resedimentierte Algenpellets. Häufig sind auch Phosphoritfragmente zu finden. Authigen tritt neben Calcit Glaukonit in Form häufig 0,1 mm großer Klümpchen auf. Sehr vereinzelt euhedrale Orthoklaskriställchen deuten auf authigene Herkunft. Die Rolle des Pyrits wurde in den vorangegangenen Typenbeschreibungen gekennzeichnet.

Eine charakteristische, aber geringmächtige Einschaltung wird durch Lumachelnkalke repräsentiert.

K-Lu 3: Bituminöse, glaukonitreiche, quarzsandige Mergelkalk-Lumachelle

In tonigem Kalkschlamm sind dicht gehäuft in s gestaltlich eingeregelter Schalenrelikte von Makrofossilien, ferner Mikrofossilschälchen, Phosphoritetritus und resedimentierte Pellets enthalten. Eine charakteristische Vertretung bildet *Ostrea montis caprili*. Die feinsandige Matrix enthält hauptsächlich Quarz, daneben entsprechend geringe Anteile des üblichen Detritus. Bemerkenswert ist der Gehalt an Glaukonit. Geringer authigener Pyritgehalt ist in diesem Sediment infolge Verwitterung zu Goethit für die gelblichbraune Färbung des Gesteinsmaterials maßgeblich. Spatit ist höchstens spärlich vertreten. Die Schalenreste weisen fast durchwegs den ursprünglichen Bau auf.

Eine ganz besonders auffallende harte Zwischenschicht im 3. Schiefer bildet ein 1 m mächtiger sandig-mergeliger Sphärocodienskalk.

K-Onk 4: Quarzsandig-mergeliger, Pyrit- und Glaukonit-führender, biodetrischer Kalkkonolith

In tonig-sandigem Calcipelit sind die zahlreichen Schalenfragmente (hauptsächlich Mollusken und Echinodermen) durch die Algen *Spaerocodium Bornemannii* umkrustet. Das biogen angelagerte kryptitische Algengeflecht mit meist

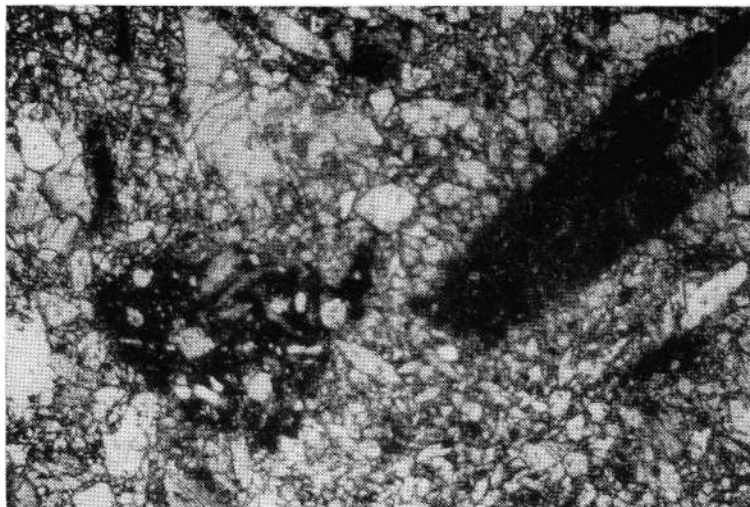


Abb. 7: Kryptitisches Algenfragment (dunkel, rechts) und Mergelknöllchen (dunkel, links) mit eingeschlossenen Pyrit-, Quarz-, Quarzit- und Calcitkörnern, als Resedimente in mergelig-sandiger Zwischenmasse eines Sphaerocodien-Kalkkonkoliths aus dem 3. Schiefer, Gr. Gschnierkopf. Quarz, Chlorit, Calcit weiß und weißgrau, Kryptit und Tonminerale dunkelgrau bis grauschwarz, Pyrit schwarz. Dünnschliff, nur Polarisator. Nat. Größe des Bildausschnittes $2,26 \times 1,51$ mm.

stärkerem Pyritgehalt läßt Gefügedetails erkennen. Die illitisch-kaolinitische Kalkschlammatrix enthält neben Biogenen (Mikroschälchen, Foraminiferen u. a.) feinsandigen Detritus (hauptsächlich Quarz, daneben Quarzit, teilweise verwitterte Orthoklase, Plagioklase, hellen und dunklen Glimmer, Chlorit), sowie authigenen Pyrit und Glaukonit (Abb. 7). Glaukonit ist mit zahlreichen ellipsoidförmigen Körnern (um 0,1 mm) vertreten.

Der Gehalt an den bis cm-großen Algenonkolithen wechselt mehr oder weniger schichtig, es treten dann mehr Schlamme mit Biodetritus, u. a. auch mit resedimentierten Algenpellets auf. Mehrfache Wiederanlagerung (zumindest Zweifachresedimentation) ist in Einzelfällen nachzuweisen. Das ergibt die Typvariante: Mergeliger, pyritführender Biocalcipelit mit einzelnen Algenonkoiden.

Durch Zunahme des Sandgehaltes und Abnahme des Onkoidgehaltes entsteht eine andere ebenfalls vertretene Variante:

Mergeliger, pyrit- und glaukonitführender biodetritischer, polymikter Feinsammit mit viel Resediment und einzelnen Algenonkoiden.

In diesem Fall enthält der polymikt zusammengesetzte Psammit zahlreiche resedimentierte Algenonkoidfragmente, z. T. zu Algenpellets gerundet, z. T. auch Schlamm pellets durch Resedimentation mergeliger Teilbereiche. Die Knöllchenkonturen werden durch die härteren Sandkörner der Matrix diktiert. Eine ge-



Abb. 8: In das Gefüge eines Sphaerocodium-Onkoides eingebaute Mikrofossilschälchen (Foraminiferen, weiß umrandet, links oben) und detritische Quarzkörnchen (weiß, homogen verteilt). Auch späterer Calcit weiß, Mikrit dunkelgrau bis grauschwarz, Pyrit schwarz. Sphaerocodiumonkolith aus 3. Schiefer, Gr. Gschnierkopf. Dünnschliff, nur Polarisator. Nat. Größe des Bildausschnittes $2,26 \times 1,51$ mm.

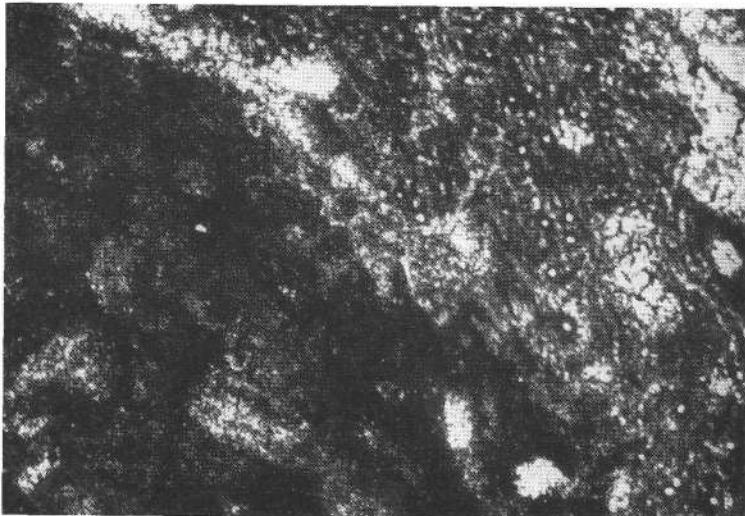


Abb. 9: Erkennbare Feinstruktur im Kryptit und Mikrit eines Sphaerocodiumonkoides. Rechts oben zahlreiche Algenhalli. Sandiger Sphaerocodium-Kalkonkolith aus 3. Schiefer, Gr. Gschnierkopf. Dünnschliff, nur Polarisator. Nat. Größe des Bildausschnittes $0,57 \times 0,38$ mm.

wisse Längung der Knöllchen kommt zur Geltung, was teils auf gestaltliche Einregelung, teils auf die Kompaktion zurückgeführt werden kann.

Abgesehen von Ausnahmen, ist der Spatitanteil in den meisten Onkolithtypen sehr gering. Lediglich in den sandigen Varianten ist spätiger Calcit als Zement vorhanden. Dolomit fällt in keiner Weise auf.

Der in die Onkoide konzentrisch-schalig eingebaute Pyrit (Markasit wurde nie beobachtet) tritt in Form mikronkörniger Kriställchen (etwa 0,006 mm) oder Schwärmen von der Form nach nicht deutbarer Fünkchen von etwa 0,0007 mm Größe auf (Bakterien?). Dasselbe gilt auch für den außerhalb des Algenflechtes in der Sandmatrix enthaltenen Pyrit, doch sind hier auch etwas größere Kriställchen (bis etwa 0,02 mm), sowie vererzte Bakterienkolonien enthalten.

Im unmittelbaren Liegenden der Algenonkolithbank ist gebietsweise eine Mergelkalklage mit reichlich Bivalven (unter anderem *Ostrea montis caprillis*) ausgebildet.

In dem über dem 3. Schiefer folgenden 10-m-mächtigen mergeligen Kalkabschnitt

f) Karbonatgesteinsserie

sind Tonsteinlagen nur in ganz minimalem Ausmaße zwischengeschaltet. Es handelt sich teils um mergelige „Kalkschiefer“, (mergelige Calcipelite) mit mehr oder weniger Mikro- und Makrofossildetritus und mit Anteilen von aufgearbeiteten Algenpellets), teils um fossilärmere Kalkpelite. Die Dolomitgehalt tritt nach wie vor sehr zurück oder fehlt.

Über dieser Kalkzwischenbank setzt abermals eine Tonsteinserie, allerdings nur mit 5 m Mächtigkeit ein, die man als

g) 4. Schiefer

bezeichnen könnte, sofern man sie nicht noch zum 3. Schiefer i. w. S. zählt. Den Hauptanteil haben wie in den anderen Tongesteinshorizonten illitreiche Pelite, in welchen kalkige und sandige Einschaltungen vorliegen. Eine 0,3 m mächtige Bank mit tonhändigem, polymiktem Quarz-Feldspat-Sandstein bildet die Hangendgrenze dieses 4. Schiefers. Dieser Psammit enthält als Detritus Quarz, mehr oder weniger zersetzte Orthoklase und Plagioklase, Glimmer und authigenen Pyrit als Hauptgemengteile.

In der weiteren Sedimentabfolge scheinen bemerkenswerte Tonanreicherungen nicht mehr auf. Es folgt mit über 80 m Mächtigkeit eine aus Kalk- und Dolomitgesteinen zusammengesetzte Serie, die schließlich zu den eigentlichen charakteristischen Dolomitgesteinen des Hauptdolomits überleitet.

h) Obere Karbonatgesteinsserie

Über dem 4. Schiefer setzt eine mächtige Serie von zunächst überwiegend Kalkgesteinen ein. Das Gestein hebt sich im Gelände als kompakte Abfolge von den weicheren Tongesteinen im Liegenden und dem relativ leicht zerbröckelnden Hauptdolomit im Hangenden auffällig ab.

Größten Anteil haben massige, wenig gebankte graue, hellgraue bis hellbräunlichgraue Kalksteine, die mehrfach Bankmächtigkeiten von 4 bis 5 m erreichen. Es handelt sich um folgenden Gesteinstyp:

K - Ka 7: z.T. schwach pyritführender, z.T. feingeschichteter Biocalcipelit mit mehr oder weniger Dolomitspatisation

Die fallweise entwickelte Feinschichtung wird durch Wechsel feinerer und größerer Pelite (z. B. 0,008 und 0,02 mm) und durch Pyriteinlagerungen verursacht. An Biogenen sind Foraminiferen, Ostrakoden, Echinodermenfragmente, Mikrofilamente, Spiculae und (Algen?) Pellets vorhanden. Pyrit ist teils in Form der vererzten Bakterien, und zwar s-parallel, manchmal zusammen mit Spuren von Tonmineralen angereichert, teils homogen im Sediment verteilt. Abschnittsweise fehlt der Pyrit völlig. In manchen Lagen treten die Biogene bis zum Verschwinden zurück.

Der Pelit scheint mechanisch angelagert worden und nachher durch chemische Anlagerung zum geschlossenen Calcitgefüge weitergewachsen zu sein.

Dolomitspatisation ist bald auffallend hervortretend, bald fast gar nicht nachzuweisen. Stellenweise ist sie feinschichtig stärker und schwächer vertreten, andernorts diffus verteilt. Es scheinen sowohl Einzelrhomboederchen (häufig 0,03—0,04 mm), als auch kleine Spatitnester auf. Manchmal ist diese metasomatische Internanlagerung auf bestimmte Biogene, wie z. B. Foraminiferen und Ostrakoden, auswählend beschränkt und erfasst nicht die im selben Milieu vorhandenen Echinodermenrelikte.

Innerhalb der beschriebenen Kalkbänke treten sehr vereinzelt schichtig verteilte, knollenförmige Anreicherungen von Hornsteinkalk und -Dolomit auf. Das Gestein erinnert an die im Rubland-Profil (G-H 1) und Raibler Profil (J-H 1) beschriebenen Kieselgesteine.

K - H 1: Hornsteincamgit

0,01—0,02 mm große Calcitkörnchen sind mehr oder weniger stark durchsetzt mit etwa ebenso großen Quarzaggregaten (Feinquarzit). In diesen treten bis mm-große Nester mit größeren Quarz- und Quarzinaggregaten auf. Mehrfach sind Querschnitte durch Rundkörperchen (0,08 mm) und vermutlich Nadeln, bestehend aus Chalcedonfasern, vorhanden. Zu vermuten sind Relikte von Spongien und Radiolarien. Die Intensität der zweifellos großenteils metasomatischen Verkieselung ist verschieden.

Metasomatische Dolomitisierung trat anscheinend als letztes Ereignis auf. Es finden sich im Kalkpelit und in den Quarz-Chalcedon-Arealen einzelne Dolomitrhomboederchen (0,03—0,1 mm), sowie größere Spatitbereiche. Der Pyritgehalt ist gering.

Weitere, meist nur Dezimeter- bis wenige Meter-mächtige Einlagerungen im massigen K-Ka 7 sind:

K-Ka 8: Schwach mergeliger Calcipelit mit mm-Feinschichtung

Die Feinschichtung entsteht durch Wechsellagerung von schwach tonigem Camgit (Calcipelit 0,004—0,01 mm mit mäßiger Dolomitspatisation) und gröberkörnigem Calcipelit (0,02 mm) mit geringer Dolomitspatisation. Feinster Pyrit ist homogen verteilt oder in den Feinpelitlagen angereichert. Fallweise treten auch Spuren feinsandigen, detritischen Quarzes auf.

Variante: Biocalcipelit mit Feinschichtung

Der geringe Tonanteil von K-Ka 8 kann ausbleiben. Besonders die Pelitfeinschichten enthalten Foraminiferen, Ostrakoden und Pellets. Die Mitbeteiligung biogener Anlagerung in kryptitisch-mikritischen Lagen ist wahrscheinlich (Algenmatten?). In diesen Lamina tritt bevorzugt Dolomitspatisation auf.

K-Do 2: Dolomit-Algenstromatolith, mehr oder weniger verkalkt

Primär dolomitischer Mikrit und Kryptit sind feinschichtig angeordnet und leicht gekräuselt. Dieses Gefüge wird durch Spatisation mehr oder weniger stark verändert zu Mikrospatit (0,01—0,03 mm) und nachfolgend auch noch durch Kalkspatmetasomatose und Calcit-Hohlraumzementierung beeinflusst. In der Verkalkung zeichnen sich belteropore Gefüge ungefähr parallel s ab. Das Gestein enthält lagenweise auch resedimentierte Pellets.

Eine Variante von K-Do 2 enthält im überwiegend kalkigen (verkalkten?) Resedimentmilieu Foraminiferen, Ostrakoden, Algenpellets und Schälchendetritus in Kalkschlamm eingebettet.

K-Ka 9: Syndiagenetische Deformationsbreccie in schwach mergeligem Kalk-Algenstromatolith

Feinschichtig gebautes, tonig (illitisch)-calcikryptitisch zusammengesetztes, vermutlich durch biogene und mechanische Anlagerung entstandenes Sediment wechsellagert mit mechanisch angelagertem Biocalcipelit, welcher etwas Foraminiferen, Ostrakoden und Pellets enthält. Die teilbeweglichere Kalkpelitmatrix umgibt die schollenförmig zerbrochenen Fragmente des illitisch-calcitischen Kryptits und zeigt mehr oder weniger starke metasomatische Dolomitierung durch Rhomboederchen-Spatisation (0,02—0,03 mm).

Dieses Gestein wittert rauwackenartig an.

K-Ka 10: Kalkspatisierter Biopsammopelit mit geringer Dolomitspatisation

Starke Kalkspatsammelkristallisation hat die im Kalkschlamm vermutlich reichlich vorgelegenen Algenpellets sowie Foraminiferen, Ostrakoden, Echinodermenfragmente u. a. Schälchendetritus stark verändert, so daß meist nur mehr kryptitisch-mikritische Umrandungen beobachtet werden können. Die Echinodermteile sind relativ wenig verändert, auch sind noch einzelne Algenpellets (um 0,6 mm) relativ gut erkennbar. Es liegt somit ein feinkörniger „Pseudoolith“ vor. Metasomatische Dolomitspatisation tritt homogen mit Einzelrhomboederchen

(um 0,03 mm) oder mit unregelmäßig verteilten Aggregaten als jüngste Kristallisation in Erscheinung. Pyrit ist mit kleinen Kristallaggregaten, z. T. auch in Suturen angereichert vertreten.

Eine Variante stellt folgendes Sediment dar:

Resediment-Psammomikrit:

Massenhaft Pellets (Algenresedimente?) werden von s-parallel orientierten mikritischen Fasern und Feinlagen (= Algenrasen?) verbunden. Mikrospatit ist stark vertreten. Die Spatisation (manchmal Calcit, manchmal Dolomit) nimmt in den Intergranularen den Anfang. Dieser Gesteinstyp zeigt Übergänge zu K-Ka 10.

K-Do 3: Bituminöser (z. T. etwas pyrithaltiger) Dolomit-Mikrospatit

In mikrospatitischer Dolomitmatrix wird homogenes Parallelgefüge durch wenige, s-parallel ausgerichtete Bitumen- und Tonfasern bewirkt. Feinkörniger Pyrit ist teils homogen verteilt, teils in cm-Abständen auch in s schichtig angereichert, fehlt in manchen Schichten aber auch vollkommen. Kalkspat ist nur als jüngste Rupturenfüllung vorhanden.

Eine etwas gröberkörnigere, aber immer noch „Mikrospatit“-Variante zeigt lagenweise Inhomogenität im cm-Bereich durch Wechsellagerung von feiner- und gröberkörnigem Dolomit-Mikrospatit. Lagenweise ist auch die Mitbeteiligung von ebenso körnigem Kalk-Mikrospatit (Metasomatose?) gegeben (= Camgit-Mikrospatit).

Das makroskopisch feinkristallin aussehende Gestein ist relativ weich und meist von lichtgrauer Farbe. Es könnte sich um ursprüngliche Algen-Stromatolithe handeln.

In den oberen 30 Metern dieser Karbonatgesteins-Serie tritt eine engstündigere Wechsellagerung als im bisher besprochenen Komplex auf. Immer wieder sind Biocalcipelite mit verschiedenen Varianten vertreten, doch sind in Abständen von 1—3 m Zwischenschichten mit 0,3—3 m Mächtigkeit eingeschaltet. Diese Zwischenschichten setzen sich wie folgt zusammen:

K-Cg 5: Feingeschichteter, bituminöser, schwach toniger Biocamgit-Pelit (ähnlich K-Cg 3), wobei das primär calcipelitische Sediment meist diffus metasomatisch von Dolomit-Mikrospatit verschieden intensiv verdrängt wird. Das Bitumen ist mit den spärlichen Toneinschaltungen zusammen mit etwas Pyrit in s-parallelen Suturen fein- oder grobschichtig angereichert. Vereinzelt ist feinsandiger Quarzdetritus enthalten.

Ferner treten bituminöse Camgit-Mikrospatite und bituminöse Dolomit-Mikrospatite, von dem bereits beschriebenen Typus K-Cg 5 und feingeschichtete, stark bituminöse, schwach tonige Biodolomitpelite auf. Im Biodetritus überwiegt nichtfigurierter Schälchendetritus.

Je weiter man in das Hangende fortschreitet, um so stärker treten Dolomitgesteinsanteile hervor und sie dominieren schließlich gegenüber den Kalklagen. Auch der Bitumengehalt nimmt zu. Im kartierten Detailprofil treten von 260 m an vielfach Dolomitbreccien auf, die zum leicht zerbröckelnden, grusig zerfallenden Hauptdolomit überleiten. Es handelt sich größtenteils um Resedimentbreccien, in geringerem Ausmaß dürften auch syndiagenetische Deformationsbreccien beteiligt sein. Die Komponenten sind dolomitisch, das Bindemittel camgitisch bis kalkig.

Diese Breccienabfolge ist lithologisch eher dem Hauptdolomit zuzurechnen als der Raibler Serie (vgl. PFEIFFER, 1961). Eine paläontologisch belegte Grenze Karn—Nor liegt allerdings nicht vor.

Mineralbestand der Raibler Schichten von Rubland (Drauzug) und Gr. Gschnierkopf (Karwendel)

a) Mineralbildungen im marinen Milieu

Mechanisch angelagert (nach Karbonatfällung und durch Resedimentation):

Calcit, Dolomit

Biotritus (karbonatisch, kieselig, phosphoritisch)

Glaukonit (? resedimentiert)

Chemisch angelagert (Sammelkristallisationen, Metasomatosen, Pseudomorphosen nach anderen Mineralen, freie Intern- und Externanlagerungen):

Calcit, Dolomit, Anherit

Chalcedon, Quarzin, Quarz

Pyrit, Melnikovitpyrit, Markasit

Glaukonit, Gips

Ferner: Zinkblende, Bleiglanz; Orthoklas; Apatit; Baryt; Tonminerale?, Chlorit?, Phosphorit.

außerdem: Bitumen

Biogen angelagert: Calcit, Mg-reicher Calcit, Dolomit, Chalcedon, Phosphorit.

b) Eingeschwemmter Detritus: alles mechanisch angelagert: Quarz (Quarzit); Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas; Illit, Kaolinit, Nontronit; heller Glimmer einschließlich Serizit, dunkler Glimmer; Chlorit. Ferner untergeordnet: Turmalin, Granat, Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon, Staurolith, Magnetit, Epidot, Zoisit, Disthen, Spinell, Brookit. Pflanzenhäcksels.

c) Sekundär: Goethit, Lepidokrokit.

Vergleich der drei Profile (Raibl, Rubland, Gschnierkopf)

Im obersten Ladin herrschten in allen drei zum Vergleich herangezogenen Bereichen relativ ähnliche Sedimentationsbedingungen. Vor allem das Karwendel- und das Drauzug-Beispiel (Rubland, Bleiberg) gleichen sich stark, was aus der Wechselfolge kalkiger und dolomitischer Ablagerungen einer Lagunenfazies hervorgeht. In diesen Fällen handelt es sich um charakteristische Einschaltungen von Feinschicht-Rhythmiten, nämlich von Algenstromatolithen, innerhalb von undeut-

lich gebankten Biocalcipelit-psammit-Bänken. Die analoge Sedimentabfolge von Raibl dagegen läßt infolge weitgehender Verwischung der Primärgefüge (Mikro- und Makrospatite) keine näheren Einzelheiten erkennen, es scheinen aber grundsätzlich Dolomitgesteine auf.

Die auffallende FeS_2 -Anlagerung an der Grenze des ladinischen Dolomits zu den Raibler Schichten ist in den östlichen Gailtaler Alpen weitgehend ähnlich wie im Karwendel entwickelt. Hier beginnt nun die Besonderheit in der Ausbildung karnischer Sedimente deutlich zu werden: Die Verschiedenheit der Ablagerungen bzw. die differierenden Sedimentationsbedingungen in den nördlicheren Faziesgebieten (Beispiele östliche Gailtaler Alpen, Karwendelgebirge) und im südlicher gelegenen Bereich der Julischen Alpen kommt von hier an auffallend zur Geltung und bleibt so das ganze Karn hindurch bis zum Beginn der Dolomitbildungen des Hauptdolomits. Der krasse lithologische Gegensatz, der durch die bedeutende Tonsedimentation über den fast „reinen“ Kalk-Dolomitgesteinen entsteht und der sich in weiten Bereichen der Kalkalpen übrigens auch im Gefügerelief der Landschaft deutlich abbildet, scheint in den Sedimenten von Raibl überhaupt nicht auf. Während die erste Schiefertonsandstein-Serie mit reichlichem FeS_2 -Gehalt und einander ähnlicher Fauna den Profilen Rubland-Bleiberg und Großer Gschnierkopf ein auffallendes Gepräge geben, sind schwache Tonschichtchen als Zwischenlagen in den mergeligen Dolomiten und Mergeldolomiten der Raibler Fischschiefer in Raibl ein recht bescheidenes Anzeichen von Änderungen der Sedimentationsbedingungen.

Auffallend ist die Tatsache, daß die erwähnten Kiesanreicherungen an der Basis der Raibler Schichten des Drauzuges sowohl Pyrit als auch Markasit u. zw. zusammen enthalten, während bei der entsprechenden Bildung im Karwendel-Beispiel lediglich Pyrit aufscheint. In beiden Fällen haben Gelpyrite (Melnikovitpyrite) beträchtlichen Anteil. Für die Herkunft des Eisens könnte man, infolge des vereinzelt gemeinsamen Auftretens von Pyrit-Markasit, Zinkblende und Bleiglanz in Bleiberg-Kreuth und Rubland, eine Stoffbelieferung durch, wenn auch schwache, submarine Exhalationen oder Thermen annehmen. Das ist eine Erklärung, die durch die Pb-Zn-Erzführung oberster Wettersteinkalke in den Gailtaler Alpen und im Karwendel auch für das „Raibler Grenzlager“ des Karwendelgebirges plausibel erscheint. Einer Fe-Zufuhr durch Verwitterungslösungen vom Lande her wäre demnach geringere Bedeutung zuzumessen. Die „Kiesschwarten“ sind unter reduzierenden Bedingungen im Seichtwassermilieu entstanden, wobei offenbar geringe Schwankungen im pH und der S-Aktivität für die Kristallisation der kubischen oder rhombischen Modifikation ausschlaggebend waren. Für die Pyritausscheidung im Falle des Kiesgrenzlagers im Karwendel darf auf neutrales bis basisches Fällungsmittel geschlossen werden. Die Pyrit- und Markasitbildungen von Rubland und Bleiberg deuten vermutlich auf ein neutrales bis schwach saures Milieu. Anzeichen, die für eine eventuell auch nur vorübergehende Trockenlegung der Anlagerungsflächen sprechen würden, waren nicht feststellbar.

Der analoge Sedimentbereich in Raibl bietet als FeS_2 -Vertreter fast nur Pyrit, doch ist es zu keiner bemerkenswerten Anreicherung gekommen. Markasit ist nur in Spuren vorhanden.

Das Angebot an psammopelitischem Detritus bei der Bildung der ersten Schiefer-ton-Serie ist in den untersuchten Bereichen des Karwendels einerseits und in Rubland-Bleiberg andererseits auffallend ähnlich. Die im Ton dominierenden Illite sind nach der Auffassung von SCHROLL, 1967, vorwiegend als detritäre Glimmerreste bzw. als kontinentale Verwitterungsbildungen infolge niedriger K/Rb-Werte aufzufassen. Ein vulkanischer Einfluß, wie er vom genannten Autor für Illit-Anteile der Fischschiefer von Raibl auf Grund hoher K/Rb-Werte und Ähnlichkeit der K/Ti-Werte mit ladinischen Tuffen aus Raibl und Vulkaniten der näheren Umgebung in Betracht gezogen wird, kommt also hier nicht zur Geltung.

Die polymikten sandigen Einstreuungen weisen sogar recht ähnlichen Mineralbestand auf. Hauptkomponente ist der Quarz, doch sind fallweise auch reichlich \pm zersetzte Feldspäte sowie helle und dunkle Glimmer vertreten. Infolge der Feinkörnigkeit der psammitischen Komponenten in den untersuchten Teilgebieten ist Gesteinsdetritus eine Seltenheit: Der Mineralbestand der Feinsande läßt für beide Beispiele auf kristalline Liefergebiete mit Plutoniten oder Metamorphiten granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung sowie auf andere, vermutlich epi- und mesozonale Metamorphite schließen.

Ein charakteristischer authigener Bestandteil der Sandsteine ist Glaukonit, der, wenn auch nicht in großen Mengen, doch zumindest in Spuren immer vertreten ist. Bemerkenswert sind die ebenfalls in diesen feinklastischen Sedimenten auftretenden Kohlekörnchen infolge Einschwemmung von Pflanzenhäcksel. Neben feinschichtig-paralleler Anlagerung ist für alle Psammitlagen Diagonalschichtung kennzeichnend, sofern nicht durch wühlende Organismen derartige Inhomogenitäten zerstört wurden. Es fällt auf, daß die immer mit den Ton- und Sandablagerungen vergesellschafteten, mehr kalkig-mergeligen Onkolith-Oolith- und Lumachellenlagen — Zeugen eines gut durchlüfteten, bewegten Ablagerungsmilieus — in Bleiberg und Rubland im wesentlichen auf die jeweiligen Liegendabschnitte der drei Schieferhorizonte beschränkt sind, während dies in der Karwendelausbildung mit Ausnahme der Grenzoolithbank nicht der Fall ist.

Für das Zustandekommen der Ton- und Sandsteinablagerungen kann man sich stark terrigen beeinflusste Absätze aus bewegten, verhältnismäßig seichten, warmen Gewässern vorstellen, in welchen bei normaler Salinität teilweise, vor allem aber bei der Bildung der Onkoid- und Lumachellenkalke, ein lebensfreundliches Milieu bestand zumindest so lange, bis allzu starke terrigene Schüttungen diese Bedingungen ungünstig beeinflussten. Direkt damit vergleichbare Sedimentgruppen sind im mächtigen Profil von Raibl nicht vertreten.

Die unteren Karbonatgesteinsserien der beiden nordalpinen Profilserien unterscheiden sich durch den qualitativen Karbonatgehalt. An den Beispielen Rubland und Bleiberg-Kreuth erkennt man die nahezu ausschließliche Dolomitgesteinsbildung, während im Beispiel Karwendel doch Kalksteine stärkere Verbreitung haben. Soweit in den vielfach intensiv spatisierten Dolomiten Reliktgefüge erhalten sind, ergeben sich Hinweise für ursprünglich reiche Algenstromatolith-Verbreitung. Dasselbe gilt nur zum Teil für einige Kalksteinabschnitte des Profils Gschnierkopf. Andernfalls handelt es sich bei den Kalksteinen meist um Biocalci-

pelite und -psammopelite einer wechselnden, aber eher bewegteren, für eine Faunaentwicklung günstigeren Flachseefazies.

Für die biogenen Bildungen der Algegesteinskrusten nimmt man sehr seichtes und wie durch vielfach vertretene Resedimente hervorgeht, immer wieder bewegtes Wasser an. Entscheidende Anzeichen für zeitweise kurzfristige Trockenlegung etwa im Bereich der Gezeitenzone ließen sich nicht finden. In diesen Sedimenten ist eine verhältnismäßig sehr spärliche Kleinf fauna vertreten.

Auffallende Stromatolith-Trümmerhorizonte im mittleren bis höheren Abschnitt des Rubland-Zwischendolomits erinnern an ähnliche, noch auffallendere Deformationsbreccien von Kreuth, die dort in mittelbarem oder unmittelbarem Zusammenhang mit der ZnS-PbS-Mineralisation stehen und als syndiagenetische Bildungen durch Bodenunruhen gedeutet werden (SCHULZ, 1960).

Der unteren Karbonatgesteinsserie analoge Ablagerungen im mächtigen Profil von Raibl gibt es nicht. Würde man für Raibl eine viermal so starke Sedimentationsrate als für die nordalpinen Räume annehmen, so fielen in den entsprechenden Abschnitt die untere Mergelserie, die Kalkbank und Anteile der oberen Mergelserie; Gesteine also, die mit dem Bleiberg-Kreuth- und Rubland-Zwischendolomit keine Ähnlichkeit aufweisen. Doch ist die Tatsache bemerkenswert, daß die in Raibl intensiv hydrothermal-synsedimentär vererzten bituminösen Raibler Schichten dem Fischschiefer-Abschnitt angehören (ROMAGNOLI, 1966, SCHULZ, 1964, 1966), und diese sind den in Bleiberg-Kreuth erzführenden bituminösen Feinschichtdolomiten im Liegenden des 2. Schiefers noch relativ ähnlich (SCHULZ, 1960). Kann eine zeitlich annähernd gleiche Vererzungsphase in Betracht gezogen werden?

Als weiterer Versuch, die Ablagerungen von Raibl mit den beiden anderen Beispielen zu vergleichen, bestünde darin, die untere Mergelserie von Raibl dem 1. Schiefer, die Kalkbank von Raibl der unteren Karbonatgesteinsserie und die mächtige obere Mergelserie von Raibl dem 2. Schiefer gleichzusetzen; dann käme analog die Karbonatgesteinsserie von Raibl zur mittleren Karbonatgesteinsserie der nordalpinen Faziesräume und die Torer Serie müßte mit den oberen Schiefer- und Sandsteinhorizonten verglichen werden. Aber auch dies stellt eine Zwangsmaßnahme dar.

Sieht man von Einzelheiten ab, so sind die tonig-sandig-onkolithischen Sedimente der mittleren und oberen Ton- und Sandstein-Serien (Rubland, Großer Gschnierkopf) einander relativ ähnlich. Der detritische Mineralbestand läßt auf ähnliche Liefergebiete und die mikrofaziellen Befunde auf analoge Sedimentationsbedingungen wie beim 1. Schiefer schließen.

In der mittleren Karbonatgesteinsserie im Drauzug-Beispiel ist eine Zweiteilung in Kalke und Dolomite möglich, während im Karwendel-Beispiel fast ausschließlich Kalkgesteine diesen Raum einnehmen. Unter dem bioklastischen Material im Kalkschlamm finden sich häufig auch resedimentierte Algenpellets, so daß zumindest in Nachbarbereichen Algenkrusten angelagert worden sein dürften. Im übrigen sind reichlich Calcipelite vorhanden, die in einem ruhigen, lebensfreundlichen Flachwassermilieu entstanden sein dürften. Die dolomitischen Sedimente dagegen gehen zu einem beträchtlichen Teil auf biogen angelagerte Algenstroma-

tolithen zurück, wobei nur in einzelnen Zwischenlagen auf Grund enthaltener Kleinfauuna auf günstigere Lebensbedingungen geschlossen werden kann. Diese Feststellungen treffen auch für camgitische Schichten und mergelige Kalkbänke über dem 3. Schiefer zu. Im Karwendel-Profilbeispiel beginnt diese oberste Karbonatgesteinsserie mit feinen Biodetritus-führenden Kalkschlammgesteinen, in welchen nach dem Hangenden zunehmend Dolomitbänke mit Algenmatten zwischengeschaltet sind bzw. metasomatische Dolomitisierung der Kalksedimente erfolgt ist. Es ist eine kontinuierliche Zunahme des Bitumengehaltes vom Liegenden zum Hangenden wahrnehmbar, so daß die zum Hauptdolomit mit unscharfer Grenze überleitenden Camgite und Dolomite schon als stark bituminös zu bezeichnen sind. Es weisen aber auch die anderen Karbonatgesteinsserien, im Drauzug-Beispiel vor allem schon der 1. Carditadolomit, merklichen Bitumengehalt auf.

Nach SCHROLL, 1967, ist im Gschnierkopf-Profil auch eine Zunahme des Strontiumgehaltes vom Liegenden zum Hangenden festzustellen, womit auch ein Anstieg des Borgehaltes verknüpft ist. Dies bringt SCHROLL mit einer Zunahme der Salinität in Zusammenhang, was durch z. T. lagerstättenbildende Gips-Anhydrit-Ablagerungen in den nördlichen und westlichen Bereichen der Nordtiroler Kalkalpen in oberen Karnischen Sedimenten zum Ausdruck kommt.

Im Profil Rubland ist nach geochemischer Untersuchung ein analoger Anstieg der Salinität kaum bemerkbar, doch sind abgesehen von rezenten Bildungen in den Schiefertönen untergeordnet Gipsausscheidungen in den Plattenkalken der mittleren Karbonatgesteins-Serie zu finden.

Im gesamten betrachtet scheint die annähernd großraumrhythmisch wechselnde Ton- bzw. Sand- und Karbonatsedimentation durch zeitrhythmische Krustenbewegungen verursacht worden zu sein. Die im Drauzug-Profil reichlich auftretenden Dolomite sprechen für extrem seichte Bildungen; das gilt für alle drei Karbonatgesteinsserien, während derartige Schlüsse im Falle der aus dem Karwendelgebirge beschriebenen Sedimente nur für Abschnitte der unteren und für hangende Bereiche der oberen Karbonatgesteins-Serie gezogen werden können. Dementsprechend stellen dann die Sand- und Tonablagerungen feinklastische Bildungen eines doch etwas tieferen, wenn auch noch immer relativ seichten Sedimentationsraumes dar. Das enorme Angebot an detritischem Material könnte, abgesehen von Verschiebungen der Strandlinien, auch durch langfristige klimatische Änderungen, z. B. erhöhte Niederschläge, Winde, verursacht worden sein. Derartige Änderungen sind nun sowohl am Nordtiroler- als auch am Drauzug-Beispiel nicht nur auffallend stark, sondern auch überraschend ähnlich markiert. Eine Tatsache, die nicht zu übersehen ist, doch sollen und können von hier aus keine deckentheoretischen Erwägungen angeschlossen werden. Es besteht allenfalls eine nahe Verwandtschaft der Ablagerungen, so daß man auf recht ähnliche Sedimentationsbedingungen und relative Nachbarschaft von getrennten oder vielleicht indirekt miteinander in Verbindung gestandenen, ursprünglichen Meeresräumen schließen kann. Hier wird auf die großräumigen paläogeographischen Untersuchungen und Betrachtungen von JERZ, 1966, und KRAUS, 1968, verwiesen.

Der Rhythmus, der durch Sedimentation bald vorwiegend mechanisch angelagerten terrigenen Materials, bald durch biogene Anlagerung, bald durch chemische Fällung und mechanische Anlagerung dieser Produkte und durch Resedimentation entstand, konnte in den küstenferneren Ablagerungen von Raibl nicht zur Geltung kommen. Doch konnte immerhin SCHROLL durch die geochemischen Untersuchungen auf Grund erhöhter Kalium- und Titanwerte einen rhythmischen Ablauf der terrigenen Detrituszufuhr im Profil bei ca. 20, 200 und 400 m finden; es liegen derzeit aber erst geochemische Befunde für die untere Hälfte des Profils vor. In den höheren Abschnitten der oberen Mergelserie und dann nochmals in den Torer Schichten tritt detritischer Quarzfeinsand neben dem auch in den anderen Serien vorhandenen terrigenen Ton merklich in Erscheinung. Andere Detrituszufuhr vom Lande fällt nicht auf.

Auf Grund der generell starken lithologischen und faziellen Gegensätze zwischen den Raibler Schichten des Karwendelgebirges und des Drauzuges einerseits und denen des Beispiels von Raibl aus den Julischen Alpen andererseits, dürfte auf eine ursprünglich doch weiträumige Trennung der Ablagerungsräume geschlossen werden. Die mächtigen karnischen Sedimente einer vorwiegenden Beckenfazies von Raibl müßten von den gleich alten Ablagerungen des Drauzuges beträchtlich größere Entfernungen aufgewiesen haben, als dies heute der Fall ist. Das Gegenteil jedoch ergibt sich für die heute weit voneinander getrennten Raibler Serien der Gailtaler Alpen und des Karwendelgebirges. Das Gepräge des feststellbaren mehrfachen großraumrhythmischen Fazieswechsels bei den karnischen Ablagerungen des Karwendels und des Drauzuges scheint zum Teil durch zeitrhythmische Krustenbewegungen, zum Teil wahrscheinlich auch klimatisch diktiert worden zu sein, während die Sedimente der Typuslokalität Raibl in einem, über lange Zeit stark absinkenden Meeresbecken zustandekamen.

Zusammenfassung

Durch Feldvermessung mit geologischer Detailkartierung wurden im Raume von Raibl = Cave del Predil (Julische Alpen), im Gebiet von Rubland (Gailtaler Alpen, Drauzug) und am Großen Gschnierkopf (Hinteraulalpe, Karwendelgebirge) drei Profile der Raibler Schichten (Karnische Stufe der Trias) aufgenommen. Die vergleichenden petrographischen Untersuchungen ergaben große Ähnlichkeit des Beispiels aus dem Karwendel mit dem des Drauzuges. Im Gegensatz dazu steht die weit davon abweichende Schichtfolge der Typuslokalität Raibl.

Die mit über 1000 m sehr mächtigen Raibler Schichten von Raibl sind lithologisch grob zu gliedern in eine liegende sapropelitische, schwach mergelige Dolomit-Kalk-Serie (Raibler Fischschiefer), in eine Untere Mergelserie, die durch eine Kalkbank von einer Oberen Mergelserie getrennt ist, ferner in eine, hauptsächlich dolomitische Karbonatgesteinsserie und schließlich in die kalkig-mergelig-tonige Schichtfolge der Torer Schichten.

Die Abfolge beginnt über dem ladinischen Erzdolomit mit dolomitisch-mergeligen Ablagerungen einer Sapropelfazies eines relativ küstenfernen, ruhigen, sehr seichten, vermutlich von Exhalationen oder Hydrothermen beeinflussten

Schelfmeeres. Der feinpelitische Illitton dürfte teils detritischer Herkunft sein, teils möglicherweise aus Tuffiten im marinen Milieu entstanden sein.

Ein Großteil der mächtigen kalkig-mergeligen Sedimente mit detritischem Illit-, untergeordnet Kaolinit-Ton wird für etwas tiefere, ruhige, auf Grund teilweiser Mitbeteiligung von Algenstromatolithen aber immer noch Flachwasserbildungen gehalten. Nur selten haben feinsandige Quarzeinschwemmungen geringe Bedeutung. Schwache Anzeichen einer Halbfaulschlammfazies kommen durchlaufend zur Geltung.

Eine starke Karbonatgesteinsserie bietet zu einem kleinen Teil sapropelitisch kalkig-mergelige, hauptsächlich aber stark sammelkristallisierte Dolomitgesteine. Relikte Algengefüge sprechen für ursprünglich weit ausgedehnte, mächtig entwickelte Algengesteinsdecken — biogene Bildungen sehr seichter salinarer Gewässer.

Mit auffallendem lithologischen Gegensatz folgen über dieser Karbonatgesteinsserie nun mit oftmaligem und raschem Fazieswechsel bituminöse, meist pyritreiche mergelige Kalke, Mergel und Tonmergel, z. T. mit Fossilreichtum besonders in Lumachellenzwischen-schichten und mit merklichem Quarzsandgehalt. Diese Torer Schichten scheinen Sedimente eines stärker vom Festland beeinflussten seichten Schelfmeeres mit Anzeichen einer Halbfaulschlammfazies zu sein. Sie bilden nach oben den Abschluß der Raibler Schichten und werden vom norischen Hauptdolomit überlagert.

Gänzlich verschieden davon sind die zwei anderen gezeigten Raibler Profile (Rubland-Bleiberg und Großer Gschnierkopf). Diese sind in Mächtigkeit und Ausbildung einander auffallend ähnlich. Eine stark Pyrit- bzw. Markasit-führende Onkolithschicht trennt den ladinischen Wettersteinkalk von dem mit stark hervortretendem lithologischen Gegensatz beginnenden Tonhorizont der Raibler Schichten. Es ergibt sich die Möglichkeit einer Unterteilung der Raibler Schichten in drei Schiefer-ton-Sandstein-Serien und drei Karbonatgesteinsserien, die sich großrhythmisch ablösen. Die Schiefer-serien bestehen aus vorwiegend Illit, polymikten Quarz-Feldspat-Sandsteinen und enthalten auch Lumachellen- und Onkolith-Zwischenlagen. Die Illite stellen wahrscheinlich detritäre Glimmerreste bzw. kontinentale Verwitterungsbildungen dar. Der Sanddetritus deutet auf kristalline Liefergebiete mit Plutoniten oder Metamorphiten granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung und auf andere metamorphe Gesteine. Diese so stark terrigen beeinflussten Sedimente dürften Ablagerungen einer bewegten, warmen, z. T. für Organismenentwicklung günstigen Flachsee darstellen. Die Karbonatgesteinsserien bestehen teils aus bituminösen Dolomiten, die sich vorwiegend als verschieden stark umkristallisierte Algenstromatolithen erweisen, teils aus Biocalcipeliten und -psammopeliten einer wahrscheinlich bewegten, lebensfreundlichen Flachseefazies. Beweise für Trockenlegungen der Anlagerungsebenen waren vom Gesteinsgefüge her nicht zu erbringen.

Im Drauzug-Beispiel lagenweise auftretende Horizonte mit Inhomogenitätsbrekzien lassen auf syndiagenetische Bodenunruhen schließen. Aus den obersten meist schon etwas dolomitischen Raibler Schichten entwickelt sich ohne auffallender lithologischer Grenze der norische Hauptdolomit.

Für das Zustandekommen der raumrhythmischen Ton-Sand- bzw. Karbonat-sedimentation werden zeitrhythmische Krustenbewegungen mit Verschiebungen der Küsten und klimatische Veränderungen vermutet. Für die heute weit voneinander getrennt liegenden, miteinander verglichenen Raibler Sedimentserien vom Karwendel und vom Drauzug wird auf Grund naher Verwandtschaft der Ablagerungen auf sehr ähnliche Sedimentationsbedingungen und auf eine mögliche engere Nachbarschaft der ursprünglichen Ablagerungsräume geschlossen.

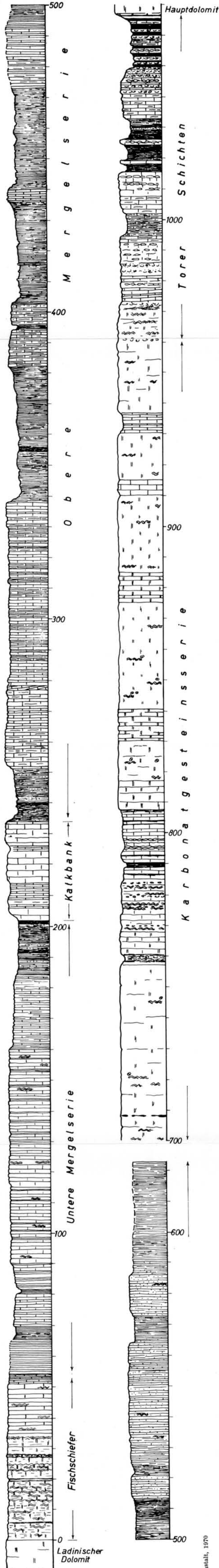
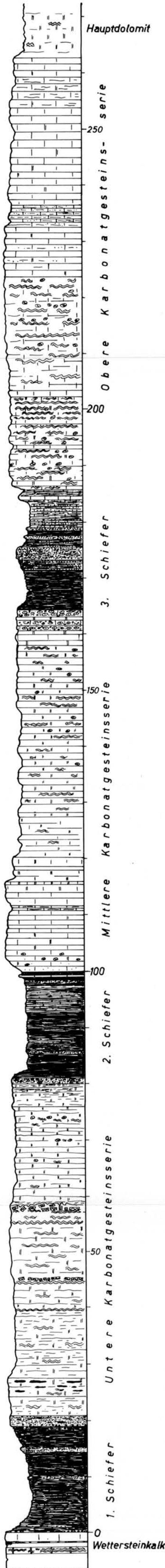
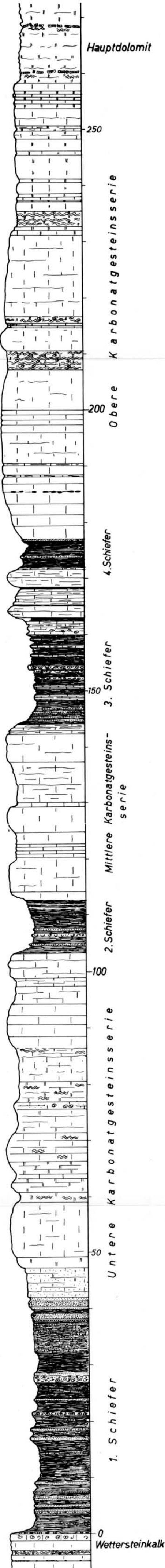
Die lithologischen und faziellen Unterschiede aber zwischen dem Karwendel- und Draukalkalpen-Beispiel einerseits und der Typuslokalität Raibl andererseits sprechen eher für ursprünglich weiträumige Trennung der Ablagerungsräume, was besonders angesichts der heutigen unmittelbaren Nähe von Raibl und Rubland-Bleiberg bemerkenswert ist. Der Sedimentationsrhythmus durch teils vorwiegend mechanische Anlagerung detritischen Materials, teils biogene Anlagerung, teils durch Karbonatfällung, wie er in den zwei Beispielen aus einem labilen, sehr seichten Schelfmeer zum Ausdruck kommt, hat sich in dem durch kräftige Senkungserscheinungen und starke Sedimentation gekennzeichneten landferneren Sedimentationsraum von Raibl nicht ausgewirkt.

Literatur

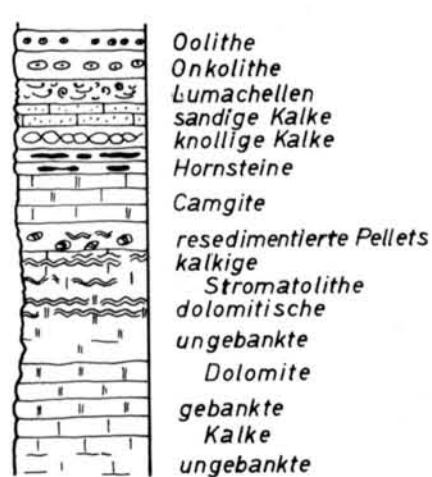
- ANGERMEIER, H. O., PÖSCHL, A., und SCHNEIDER, H. J.: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. — Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. hist. Geol., 3, S. 83—105, München 1963.
- BITTNER, A.: Zur Stellung der Raibler Schichten. — Verh. Geol. R.-A., 1885, S. 59—70, Wien 1885.
- BRINKMANN, R., u. a. Autoren: Lehrbuch der allgemeinen Geologie I. — Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1964.
- BRONN, H. G.: Beiträge zur triassischen Fauna und Flora der bituminösen Schiefer von Raibl. — N. Jb. Min., Geogn., Geol., Petrefaktenk., Stuttgart 1858.
- CAROZZI, A. V., und TEXTORIS, D. A.: Paleozoic carbonate microfacies of the Eastern Stable Interior. — E. J. Brill, Leiden 1967.
- CAYEUX, M. L.: Introduction à l'Etude Petrographique des Roches Sedimentaires. — Imprimerie Nationale. Paris 1931.
- COLBERTALDO, D. DI: Il Giacimento Piombo Zincifero di Raibl in Friuli (Italia). — Rep. of the Internat. Geol. Congr. London, XVIII. Sess., 149 S., London 1948.
- CORRENS, C. W.: Einführung in die Mineralogie. — Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York 1968.
- DIENER, C.: Grundzüge der Biostratigraphie. — Franz-Deuticke-Verlag, Leipzig-Wien 1925.
- FABRICIUS, F. H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — E. J. Brill, Leiden 1966.
- FABRICIUS, F. H.: Die Strukturen des „Rogenpyrits“ (Kössener Schichten, Rät) als Beitrag zum Problem der „Vererzten Bakterien“. — Geol. Rundsch., 51, S. 647—657, Stuttgart 1961.
- FLÜGEL, E.: Zur Mikrofazies der alpinen Trias. — Jb. Geol. B.-A., Bd. 106, S. 205—228, Wien, Mai 1963.
- FLÜGEL, E.: Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen. — Carinthia II, 78, bzw. 158. Jg., S. 38—65. Naturw. Verein f. Kärnten, Klagenfurt 1968.
- FLÜGEL, E., und KIRCHMAYER, M.: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., S. 113—123, Stuttgart 1962.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12, S. 605—613, Hamburg 1959.

- FÜCHTBAUER, H.: Sedimentpetrologie, Teil II, Die Sedimentgesteine. — Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, im Druck.
- GERMANN, K.: Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). — Diss. Univ. München 1966.
- HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — Berg- u. Hüttenm. Mh., 96, S. 69—75, Springer-Verlag, Wien 1951.
- JACOBSSHAGEN, V.: Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 477—483, Stuttgart 1961.
- JERZ, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. G., S. 171—183, Wien 1965.
- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Geologica Bavarica, 56, S. 3—102, München 1966.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1935.
- KRAUS, M.: Das staatliche Blei-Zinkerz-Bergbaurrain bei Raibl in Kärnten. — Berg- u. Hüttenm. Jb., LXXI. Bd., 1. u. 2. Hft., Manz'sche k. u. k. Hof-, Verlags- u. Universitäts-Buchhandlung, Wien 1913.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. Diss. Techn. Hochsch. München 1968, (im Druck, Jb. Geol. B.-A.).
- Lethaea Geognostica (v. G. ARTHABER) 2/1, 1903—1908, Stuttgart.
- MEIXNER, H.: Über den „Zirlit“ (= Gibbsite, = Hydrargillit) von Zirl, Tirol. — Der Karinthiner, 42, S. 148—153, Naturw. Verein f. Kärnten, Klagenfurt 1961.
- Microfacies Italiane (dal carbonifero al miocene medio). — AGIP MINERARIA, S. Donato Milanese, 1959.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W. U., und TOSCHEK, P. H.: Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise). — Veröff. d. Universität Innsbruck, Alpenkundl. Studien, Innsbruck 1969.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geologie Tirols. Cardita-Schichten und Hauptdolomit. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 16, S. 73—81, Wien 1866.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. VI. Keuperpflanzen der „oberen Cardita-Schichten“; VII. Tonerdehydrat von Zirl. — Verh. k. k. Geol. R.-A., S. 50—51, Wien 1867.
- PICHLER, A.: Zirlit, ein neues Mineral (Zirl, Nassereith, Bolus von Rovereto). — N. Jb. Mineral. usw., S. 51, Stuttgart 1875.
- PFEIFFER, H.: Sedimentpetrographische Untersuchung am Hauptdolomit im Bereich der Nordtiroler Kalkalpen. — Diss. Univ. Innsbruck 1961.
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. — Akademie-Verlag, Berlin 1960.
- ROMAGNOLI, P. L.: Contributo alla conoscenza del giacimento di Raibl. — Atti del Symposium Internazionale sui giacimenti minerali delle Alpi, Vol. 1, Saturnia, Trento 1966.
- ROTHPLETZ, A.: Über Sphaerocodium Bornemannii, eine neue fossile Kalkalge aus den Raibler Schichten der Ostalpen. — Bot. Cbl., 41, H. 9, Cassel 1890.
- ROTHPLETZ, A.: Fossile Kalkalgen aus den Familien der Codiaceen und Corallineen. — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 43, S. 295—322, Berlin 1891.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). — Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 48, S. 27—139, Leipzig 1936.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I und II, Springer-Verlag, Wien 1948—1950.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — Verh. Geol. B.-A., H. 1/2, Wien 1965.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — I. Fortsetzung, Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, Bd. 54, S. 33—59, Innsbruck 1966.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. — Geol. Rdsch., Bd. 56, S. 116—127, Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart 1967.

- SCHROLL, E.: Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile der Ostalpinen Trias. — *Geologický Sborník* XVIII, 2, Slovenskej Akademie Vied, S. 315—330, Bratislava 1967.
- SCHULZ, O.: Ein neuer Aufschluß der stratigraphischen Grenze Wettersteinkalk—Raibler-Schichten. — *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, 100, H. 2, Springer-Verlag, Wien 1955.
- SCHULZ, O.: Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max) als Beispiel submariner Lagerstättenbildung. *Carinthia* II, 22. Sonderh., Klagenfurt 1960.
- SCHULZ, O.: Mechanische Erzanlagerungsgefüge in den Pb-Zn-Lagerstätten Mezica-Mies (Jugoslawien) und Cave del Predil = Raibl (Italien). — *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, 109, H. 12, Springer-Verlag, Wien 1964.
- SCHULZ, O.: Diskussionsbemerkung zu: Meeting sul giacimento di Raibl. — *Atti del Symposium Internazionale sui giacimenti minerali delle Alpi*, Vol. I, S. 71—72, Saturnia, Trento 1966.
- Suess, E., und Mojsisovics, E. v.: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. Nr. I Raibl. — *Jb. d. k. k. R.-A.*, XVII, S. 553, Wien 1867.
- TOLLMANN, A.: Ostalpinsynthese, Deuticke-Verlag, 1963.
- TOSCHEK, P. H., und MÜLLER-JUNGBLUTH, W. U.: Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise). — *Veröff. d. Universität Innsbruck, Alpenkundl. Studien*, Innsbruck 1969.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1 u. 2. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1959 und 1967.
- WÖHRMANN, S. Frh. v.: Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — *Jb. d. k. k. Geol. R.-A.*, XLIII. Bd., S. 617—768, Wien 1893.



LEGENDE



SÄULENPROFILE
DER
RAIBLER
SCHICHTEN