©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer		
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 317-333	Wien, März 1992

Mikrofazies und Diagenese der oberordovizischen Cystoideen-Kalke (Wolayerkalk) und ihrer Schuttfazies (Uggwakalk) in den Karnischen Alpen

Von WOLF-CHRISTIAN DULLO*)

Mit 4 Abbildungen und 4 Tafeln (1 Farbbeilage)

Österreichisch Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Österreich
Italien
Karnische Alpen
Ordovizium
Cystoideen-Kalk
Wolayerkalk
Uggwakalk
Mikrofazies
Diagenese
Kathodolumineszenz

Inhalt

Zusammenfassung . . . 317
Abstract . . . 318
1. Einleitung . . . 318
2. Darstellung der untersuchten Geländepunkte . . . 319
2.1. Der Seekopfsockel . . . 319
2.2. Der Rauchkofelboden . . . 319
2.3. Das Valentintörl . . . 320
2.4. Die Basis der Hohen Warte . . . 320
2.5. Der Cellonetta-Lawinenriß am Plöckenpaß . . . 320
3. Die mikrofazielle Entwicklung der Wolayer- und Uggwakalke . . . 320
4. Korngrößenbestimmungen an Echinodermen . . . 321
5. Diagenese und Zementstratigraphie . . . 324
5.1. Marine Zemente . . . 325
5.2. Vadose Zemente . . . 325
5.3. Syntaxialer Echinodermen-Zement und Blockzement I . . . 325
5.4. Blockzement II . . . 325
5.5. Blockzement III . . . 326
6. Ablagerungsmodell . . . 326
Dank . . . 326
Literatur . . . 327

Zusammenfassung

Im Oberordovizium der Karnischen Alpen treten massige, ungeschichtete, echinodermenreiche Kalke auf, die als Wolayerkalk bezeichnet werden. Es handelt sich um den parautochthonen Schutt von Pelmatozoen-Mounds, in denen Cystoideen zusammen mit Bryozoen die Baffler-Gemeinschaft darstellen. Zeitgleich zu diesen Mounds sind tiefere Beckenkalke entwickelt, die Uggwakalke, in denen Echinodermen als transportierte Bioklasten auftreten. Korngrößenuntersuchungen an den Echinodermenklasten belegen diese Unterschiede. Die weltweit gegen Ende des Ashgill einsetzende Regression zeigt sich in einer erhöhten Aufarbeitung der Moundkalke, begleitet von Auftauchphasen, die sich in erhaltenen Hundezahnzementen der Wolayerkalke dokumentieren. Das Ablagerungsmilieu der Wolayerkalke wird einer gemäßigten bis kühlen Klimazone zugeschrieben, vergleichbar dem rezenten Karbonatanalogon auf dem südaustralischen Schelf.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. WOLF-CHRISTIAN DULLO, GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstraße 1-3, D-2300 Kiel 14.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Microfacies and Diagenesis of Upper Ordovician Cystoidean Limestones (Wolayer Limestone) and their Detrital Facies (Uggwa Limestone) in the Carnic Alps

Abstract

Massive limestones occur within the Upper Ordovician strata of the Carnic Alps, known as Wolayer limestone. They are composed of parautochthonous bioclasts derived from pelmatozoan mounds in which cystoideans together with bryozoans comprise the baffling community. Coeval, well bedded limestones, named Uggwa limestone, represent the corresponding basinal deposits. Echinoderms occur there as transported bioclasts, which is shown by grain size analysis of the cystoidean fragments. The global regression at the end of Ashgillian time is documented by erosion of the mounds and recorded vadose dog tooth cements within the upper Wolayer limestones. The depositional environment was located within a boreal or even cool climatic zone, comparable to the modern carbonate environment of the southern shelf of Australia.

1. Einleitung

Die ältesten sedimentären Schichtglieder in den Karnischen Alpen werden seit STACHE (1874) in das Caradoc eingestuft. Diese klassische stratigraphische Einteilung wurde durch die neueren Fossilaufsammlungen (SCHÖNLAUB, 1979; PRIEWALDER, 1987) immer wieder bestätigt. Bereits in diesen ältesten Sedimenten ist eine fazielle Differenzierung in einen tieferen beckenähnlichen Ablagerungsraum im E und einen seichteren und damit auch höher energetischen Bereich im W zu beobachten. Dieser Unterschied bleibt in den Sedimenten des darüberfolgenden Ashgill noch bestehen. Die siliziklastischen Sedimente des Caradoc werden durch dickbankige Kalke mit tonig mergeligen Zwischenlagen im E abgelöst, die als Uggwakalke bezeichnet werden. Demgegenüber ist im Westen zeitgleich als Flachwasserfazies der Wolayerkalk entwickelt (SCHÖNLAUB, 1971, 1988; VAI, 1971).

Die bisherigen Kenntnisse über die fazielle Entwicklung der ordovizischen Kalke ist nur gering. Die stets im dm-Bereich gebankten Uggwakalke im Cellonetta-Lawinenriß wurden durch v. GAERTNER (1931) als hellgraue, braun anwitternde, reine Kalke und Tonflaserkalke beschrieben. Mikrofazielle Untersuchungen durch H.W. FLÜGEL (1965) ergaben eine Karbonatklassifizierung als Biomikrite bis Dismikrite. Im Übergang zur überlagernden Plöckenformation, die nach SCHÖNLAUB (1985) dem höchsten Ashgill entspricht, werden die Kalke zunächst deutlich toniger, und reine Kalke sind auf linsen- bis bankartige Vorkommen begrenzt. Erst die Plöckenformation sensu strictu ist wieder karbonatisch entwickelt und ist faziell den unteren und mittleren Uggwakalken ähnlich, doch finden sich neben Biomikriten auch bereits ausgewaschene Bereiche mit Biospariten; die Häufigkeit der Echinodermen nimmt zu (H.W. FLÜGEL, l.c.). Insgesamt ist jedoch ein stärkerer siliziklastischer Einfluß erkennbar (SCHÖNLAUB, 1985).

Der Wolayerkalk dagegen ist fast immer massig bis dickbankig ausgebildet und zeigt makroskopisch nur wenige Strukturen. Gelegentlich lassen sich vereinzelte Cystoideenfragmente (Thekenquerschnitte, Stielglieder) darauf erkennen; sie sind aber nicht so häufig im Gelände sichtbar wie in den überlagernden Schichten des Silur und Devon, obwohl sie mengenmäßig im Wolayerkalk an erster Stelle der Biogenhäufigkeit stehen. Eine Karbonatklassifizierung im Handstück ist, durch die starke Diagenese bedingt, sehr schwierig. Es überwiegen feine und grobe Schuttkalke (grain- bis rudstones, untergeordnet auch packstones).

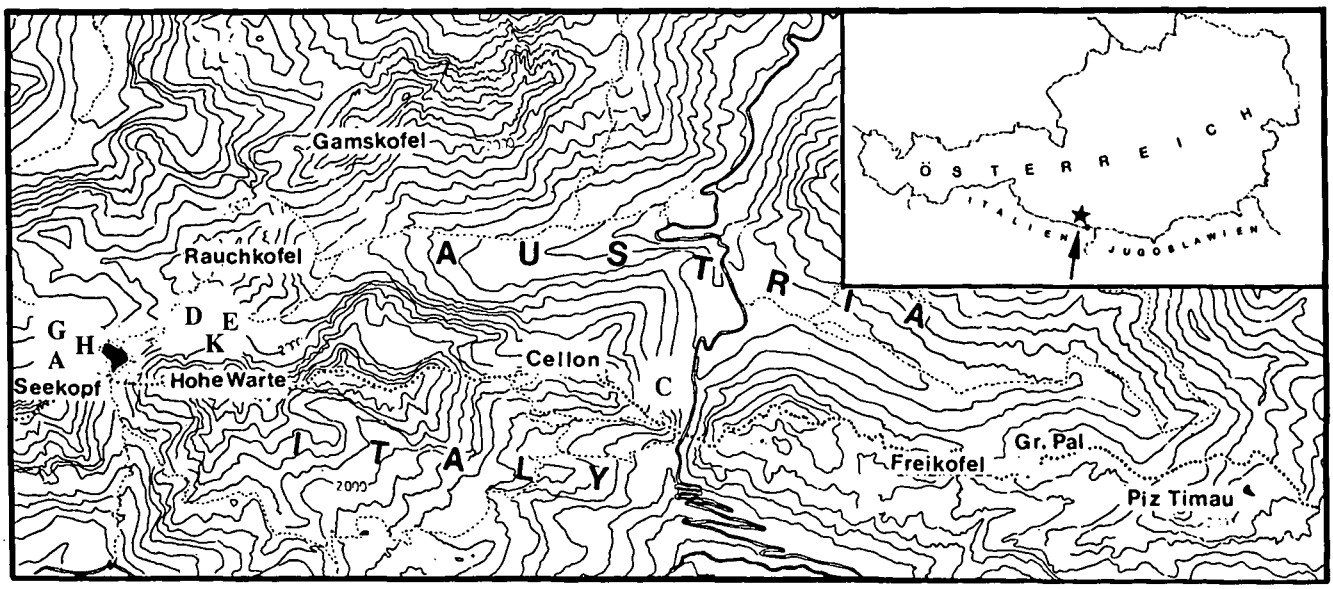


Abb. 1.
Lage der untersuchten Profile.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

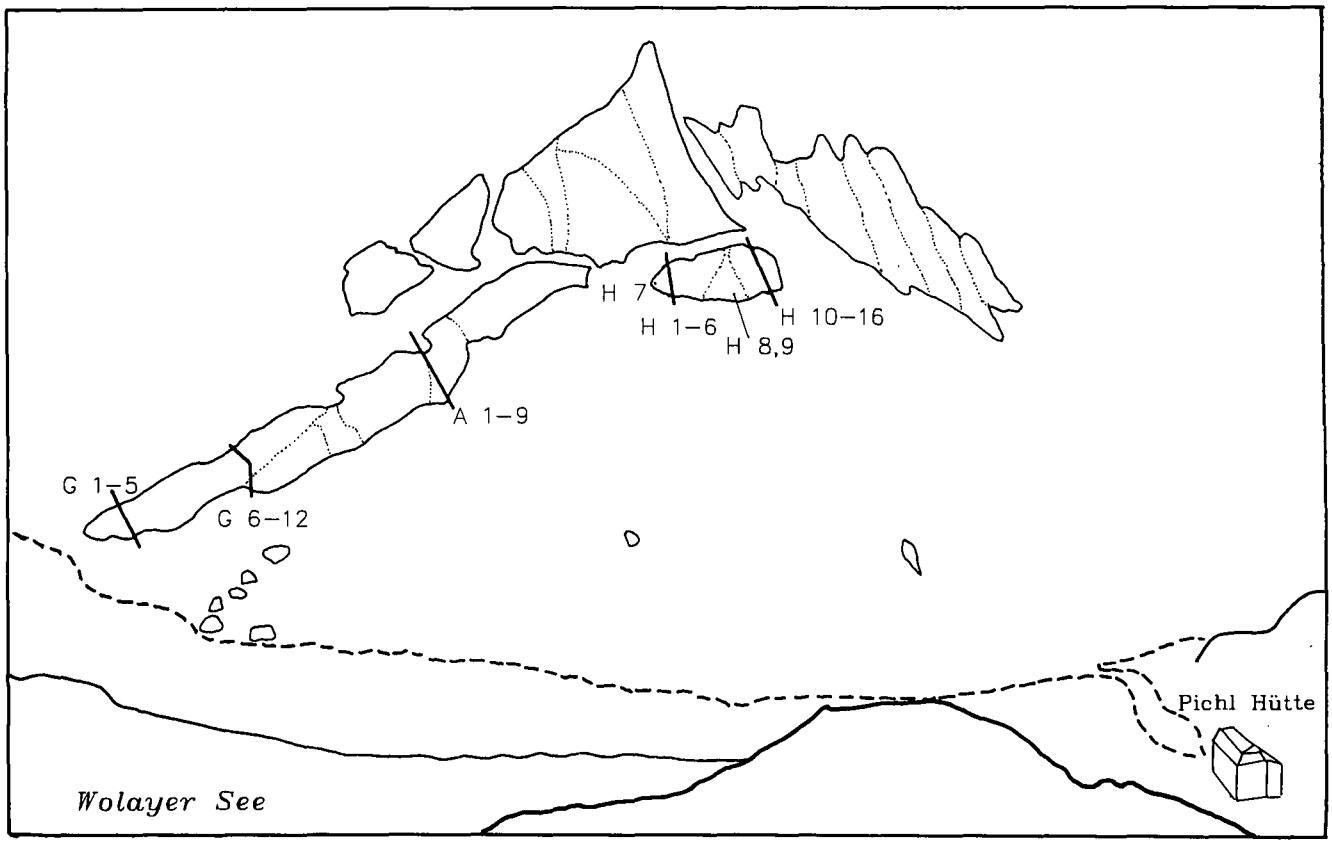


Abb. 2.
Ansichtsskizze des Seekopfsockels mit Ausbiß der Wolayerkalke und Lage der beprobten Profile.
Sicht vom Rauchkofelboden aus (vgl. Taf. 1/1).

2. Darstellung der untersuchten Geländepunkte

2.1. Der Seekopfsockel

(Abb. 1, Profil A,G,H)

Der hier aufgeschlossene Wolayerkalk erhebt sich aus der unmittelbar über dem See beginnenden Schutthalde des Seekopfes über einer im Alter umstrittenen, klastischen Gesteinsserie. Die Lithologie der Halde besteht zum größten Teil aus devonischen Kalken, sowohl roten Beckenkalken als auch Flachwasserkalken in Riff-Fazies, stellenweise mit reicher Crinoidenführung. Letzteres ist sehr heimtückisch, da man beim Sammeln geneigt ist, diese für ordovizische Cystoideenkalke anzusprechen.

Der Kalk stellt sich als massige, einheitliche Bank dar (Taf. 1/1, Abb. 2), die keine Aufwölbung erkennen läßt. Die äußere Geometrie läßt sich am besten mit dem Begriff Biostrom beschreiben. Die größte Mächtigkeit erreicht etwa 17 m. Große Teile der fast immer senkrechten Wände sind intensiv mit grauen Flechten bewachsen, so daß die makroskopische Ansprache sehr eingegrenzt ist. Im Handstück ist die reiche Echinodermenschuttführung auffallend, die mitunter sehr wechselnde Korngrößen innerhalb einer Probe zeigt. Im Bereich der Probenserie G (Abb. 2) können teilweise Bereiche, besonders im unteren Abschnitt, beobachtet werden, die faziell an den Uggwakalk durch einen erhöhten Ton- und Mikritanteil erinnern. Im Profil A und H hingegen sind solche „Uggwakalk-Vorkommen" äußerst selten. Der Top der Folge zeigt teilweise Unregelmäßigkeiten mit vereinzelten mehrere cm tiefen Einsenkungen. Diese rauhe Morphologie läßt stark an Paläokarsterscheinungen denken, zumal auch die häufigen und sehr deutlich erhaltenen vadosen Zemente (siehe Kap. 5. Diagenese) auf einen sehr früh einsetzenden meteorischen Einfluß hinweisen. Dies wird ferner durch die große Schichtlücke unterstrichen, denn über dem Wolayerkalk folgen hier erst wieder hellgrau bis rötlich geflammte Nautiloideenkalke des oberen Silur bis unteren Devon (SCHÖNLAUB, 1985).

2.2. Der Rauchkofelboden

(Abb. 1, Profil D)

Die saiger stehende Folge der altpaläozoischen Schichten beginnt mit einer glimmerreichen, grobsandig bis feinkiesig klastischen Serie, die als Himmelburger Sandstein bezeichnet werden und stratigraphisch ins Caradoc bis Ashgill einzustufen ist. Der Wolayerkalk darüber setzt mit scharfer Grenze ein, wobei der Kontakt unregelmäßig ist, was wohl mehr durch unterschiedliche Kompaktion des Unterlagers als durch eine erosive Diskordanz bedingt sein dürfte. Der Wolayerkalk ist hier dickbankig entwickelt, und die basale Bank erreicht 1,80 m.

Die reiche Cystoideenführung ist makroskopisch lokal gut auffällig. Bis zu 15 aneinander gereihte Stielglieder konnten beobachtet werden, deren Durchmesser bis 1,5 cm erreicht. Vereinzelt lassen sich auch isolierte und gut erhaltene, diagenetisch kaum vergröberte Stilglieder ausmachen (Taf. 1/3). Der allgemein dominante grain- bis rudstone-Aspekt ist nur teilweise auf verwitternden Flächen zu erkennen; doch auf frischen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Brüchen ist die beherrschende Häufigkeit des Echinodermenschutts an den Kristallflächen der Bruchstücke besonders gut zu erkennen. Die gegenüber den anderen Vorkommen deutlicher vorhandene Bankung deutet auf eine stärker allochthone Akkumulation im Gegensatz zum Vorkommen am Seekopfsockel und erreicht hier auch nur 9,8 m Gesamtmächtigkeit.

Der Kontakt zur überlagernden Kok-Formation des Silur (Wenlock? und älteres Ludlow) ist durch eine bis zu 5 mm dicke tonige Stylolithenlage gekennzeichnet. Unmittelbar darüber folgen graue Orthocerenkalke, die an der Basis noch reich an Glaukonit und Cystoideen sind. Auch hier ist eine Schichtlücke vorhanden, die zumindest das Llandovery und Teile des Wenlock umfaßt (SCHÖNLAUB, 1985).

2.3. Valentintörl

(Abb. 1, Profil E)

Auf der Südseite des Valentintörls steht der Wolayerkalk (Abb. 3, Taf. 1/2) der gleichen tektonischen Einheit wie an der Basis des Seekopfes wieder an; es handelt sich also um eine direkte Fortsetzung. Mit maximal 8 m ist er jedoch geringer mächtig, so daß man großräumig von einer variierenden Dicke dieses massigen Kalkes sprechen kann. Das mächtigere Vorkommen an der Seekopfbasis stellt in diesem weiteren Rahmen eine weitgespannte, großräumige Aufwölbung dar.

Auf der verwitternden Oberfläche ist die Dominanz der Echinodermen gut zu sehen. Gelegentliche Rotfärbung der Kalke tritt nur an der Basis zu den Himmelburger Sandsteinen auf, wobei deren Kontakt gestört erscheint. Wie im Profil G, ist auch hier die Basis tonigflaserig entwickelt und trägt deutliche Merkmale der Uggwafazies. Der Mittelteil dagegen ist ein grobsparitischer Echinodermenschutt, in dem vereinzelt Brachiopodenschalen auftreten, die zu einer typischen shelter porosity geführt haben, während die allerobersten Lagen bereits wieder Anklänge an die tonigere Uggwafazies zeigen. Wie an der Seekopfbasis ist auch hier eine Schichtlücke bis zum Obersilur vorhanden.

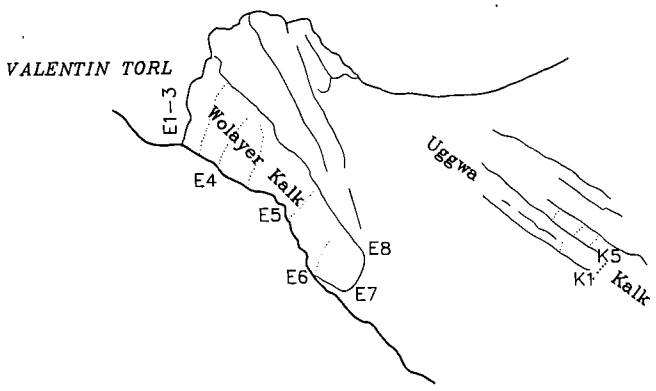


Abb. 3.
Ansichtsskizze des Valentintörls mit Wolayerkalk und überlagernder Silurfolge.
Die hangend folgenden Uggwakalke gehören einer höheren tektonischen Einheit an. Sicht vom oberen Rauchkofelboden aus (vgl. Taf. 1/2).

2.4. Die Basis der Hohen Warte

(Abb. 1, Profil K)

Etwas südlich der Probenpunkte E (Abb. 3) folgen nochmals oberordovizische Kalke, allerdings in Uggwafazies, wie sie auch im Cellonetta-Lawinenriß anstehen. Die Kalke sind dünn- bis mittelbankig und haben von außen eine auffallende sandig rauhe Oberfläche. Dies resultiert aus dem unterschiedlichen Verwitterungsverhalten der Echinodermen und der siltig tonigen Matrix. Flaserschichtung ist überall verbreitet. Gegenüber den reinen Wolayerkalken ist die Echinodermenhäufigkeit geringer, Trilobiten-Reste und Brachiopodenschalen sind hingegen häufiger. Wie am Rauchkofelboden folgen im Überlager hellgraue Cystoideen- und Brachiopodenkalke der Kokformation (Llandovery–Ludlow).

2.5. Der Cellonetta-Lawinenriß am Plöckenpaß

(Abb. 1, Profil C)

Der GEO-Trail Plöckenpaß führt unmittelbar an die Basis des durch die feinstratigraphischen Untersuchungen durch WALLISER (1964) aufgenommenen Profils, das vom Ordoviz bis ins Devon reicht.

Die Schichtfolge beginnt mit feinkörnig siltigen wakkestones bräunlicher Färbung, in denen Trilobitenreste und Brachiopoden auftreten. Darüber folgen fossilarme Siltsteine, die ihrerseits von Echinodermen-wackestones mit Trilobitenresten und Ostracoden überlagert werden. Diese Sedimente werden nach oben hin feinkörniger, und mit Silten verfüllte Bioturbationsmuster treten auf. Der Trend zum Feinkörnigeren hält an, und die wackestones werden durch mudstones abgelöst. Mit der Verfeinerung geht auch eine Zunahme der Siltkomponente einher. Gegen den Top der ordovizischen Folge, die bis 6 m mächtig wird, wird die Echinodermenführung wieder stärker, und der Siltanteil nimmt wieder ab. Die oberste Bank zeigt eine stärkere Flaserschichtung, die eine markante „Lamination" hervorruft, die man auch als Stylolamination im Sinne von LOGAN & SEMENIUK (1976) beschreiben kann. Durch biostratigraphische Untersuchungen (WALLISER, 1964; SCHÖNLAUB, 1985, 1988; PRIEWALDER, 1987) ist am Übergang Ordoviz–Silur an dieser Lokalität eine Schichtlücke im unteren Llandovery vorhanden.

3. Die mikrofazielle Entwicklung der Wolayer- und Uggwakalke

Die Wolayerkalke sind schon im Handstück als grobspätig zu charakterisieren. Das Schliffbild ist entsprechend grobkristallin und läßt im Wesentlichen zunächst nur den Echinodermenanteil, der durch Pelmatozoen repräsentiert wird, deutlich erkennen (Taf. 1/4). Unter normalen lichtoptischen Bedingungen ist die Information sehr gering, und es ist nicht weiter verwunderlich, daß die Wolayerkalke bisher noch keiner genaueren Untersuchung unterzogen wurden.

Charakteristisch für alle untersuchten Wolayerkalke ist ihr ausgesprochener grain- bis rudstone-Aspekt, so daß man es mit ausgewaschenen Kalksanden eines höher energetischen Bereiches zu tun hat. Der primäre Mikritanteil ist nur im Übergang zur Uggwafazies innerhalb der Wolayerkalke (Profil E und G) deutlich verstärkt. Diese Tatsache deutet darauf hin, daß eventuell primäre Mikrite in den Wolayerkalken sensu strictu nicht durch Sammelkristallisation ausgelöscht worden sind.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Neben der reichen Echinodermenführung ist aber auch besonders die größere Bedeutung der Bryozoen auffällig. Im normalen oder polarisierten Durchlicht sind die zarten Kolonien nur andeutungsweise zu sehen, und eine Ansprache erscheint sehr gewagt. Erst die Kathodolumineszenz läßt die gut erhaltenen Zoarien oder deren aufgearbeiteten Detritus gut erkennen. (vgl. Taf. 2/3 mit 2/4, Taf. 3/1). Innerhalb der Wolayerkalke sind sie an Häufigkeit nach den Echinodermen an zweiter Stelle zu nennen. Es handelt sich in der Regel um zylinderförmige Kolonien, mit einem deutlich radial divergierenden Fächerbau, wie sie bei Vertretern der Ordnung Trepostomata und Cystoporata häufig sind.

Daneben treten aber auch dünne, oft zerbrochene Zoarien flachbandartiger Bryozoen auf, die zu den gleichen Ordnungen zu zählen sind. Hierbei könnte es sich um inkrustierende Formen handeln, doch steht dem gegenüber, daß das dazugehörige Substrat nirgends überliefert ist; es wurden auch keine durch Bryozoen besiedelten Echinodermen beobachtet. So ist eher an freilebende Formen zu denken, die blattartige Verzweigungen besitzen und ähnlich den Crinoiden funktionell als Sedimentfänger auftreten. Dies wird auch durch die geringe bis vielfach fehlende Beteiligung der Bryozoen im biogenen Komponentengefüge der Uggwakalke deutlich.

Als andere Biogene treten nur sehr selten Ostracoden auf. Algenfilamente, die während des Ordoviziums bedeutende Karbonatproduzenten sein können, fehlen. Größere Invertebraten-Reste treten nur in Form von Brachiopoden auf, die als isolierte Schalen und geschlossene Gehäuse (Taf. 4/4) zu etwa gleichen Teilen vorkommen. An Komponenten finden sich Peloide (Taf. 3/2), die nesterartig konzentriert sein können. Rindenkörner des klassischen Typs sind nicht vorhanden. Gelegentlich können aber um Bryozoenkolonien sehr dünne mikritische Rinden auftreten.

Für die Entstehung der Wolayerkalke s.str. läßt sich somit folgendes formulieren: Der ausgesprochene Schuttcharakter der Karbonate läßt zunächst weniger an eine autochthone bis parautochthone Bildung denken. Auf der anderen Seite weisen die seltenen noch zusammenhängenden Stielglieder und Theken der Cystoideen auf einen nur geringen bis fehlenden Transport, so daß als Interpretation eine bioklastische Anhäufung am Lebensstandort als sehr sicher anzusehen ist. Folgt man der Gilden-Definition von FAGERSTROM (1987) so ist eine in situ Überlieferung der Baffler-Organismen selten gewährleistet (vgl. EMBRY & KLOVAN, 1971:

„ ... The ingredients for the recognition of a bafflestone are the presence of a large number of in situ stalk-shaped fossils, and a good imagination on the part of the geologist ... "

Zu den typischen baffler Organismen in diesem Sinne zählen auch die Pelmatozoen, die im Wolayerkalk durch Cystoideen repräsentiert werden und namengebend für den gleichalten Karbonathorizont (Cystoideenkalk) in der nördlichen Grauwackenzone sind. Nach dem Tod zerfallen diese, funktionell rezentem Seegras vergleichbaren Organismen, sehr rasch in ihre Einzelteile, wie dies FELDMANN (1989) sehr anschaulich beschreibt. Eine Fossilüberlieferung dieser sedimentfangenden Organismen erfolgt daher zu mehr als 99 % vom Gesamtvolumen der resultierenden Lithologie als in situ (parautochthoner) Schutt (grain- bis rudstones). Den zart verzweigten Bryozoen kommt die gleiche Rolle zu.

Der für etliche paläozoische bafflestones typische Mikritanteil (FAGERSTROM, 1987) ist in den Wolayerkalken s.s. nicht vorhanden, so daß der klassische mud mound Charakter fehlt. Ebenso ist die Ansprache der Wolayerkalke als reef mound nicht zutreffend, da die geometrische Aufwölbung gegenüber dem umgebenden Sedimenten viel zu gering ist. Dennoch handelt es sich um eine parautochthone Organismenanhäufung, die nach der Klassifikation von RIDING (1977, 1990) im weitesten Sinne zu den IODs (in situ organic deposit) zu zählen ist und in der deutschen Terminologie als „Cystoideenrasen" am besten beschrieben werden kann.

Im Unterschied zu den von der Genese als bafflestones, von der Fossilüberlieferung aber als grain- bis rudstones zu typisierenden Wolayerkalken, sind die Uggwakalke durch ihren erhöhten Mikritanteil als wakke- bis packstones zu bezeichnen. Das biogene Komponentenspektrum zeigt im Wesentlichen wieder viel Pelmatozoenschutt, doch fehlen zusammenhängende Fragmente. Der Bryozoenanteil liegt im Gesamten unter 5 %. Zusammen mit der etwas kleineren Korngröße deutet dies auf eindeutig stärkere Transportvorgänge hin, während derer die fragilen Bryozoen zerstört wurden. Ferner finden sich eine Reihe feiner Schalenfilamente, die hauptsächlich von Ostracoden herrühren dürften (Taf. 2/5,6), sowie zerbrochene Brachiopodenschalen. Bioturbation ist vielfach zu beobachten. Als Verursacher sind in erster Linie Trilobiten anzunehmen, deren Schalen oder Häutungsreste mitunter häufiger sind. Aragonitschalige Organismen, wie kleine Gastropoden, zeigen teilweise deutliche mikritische Rinden.

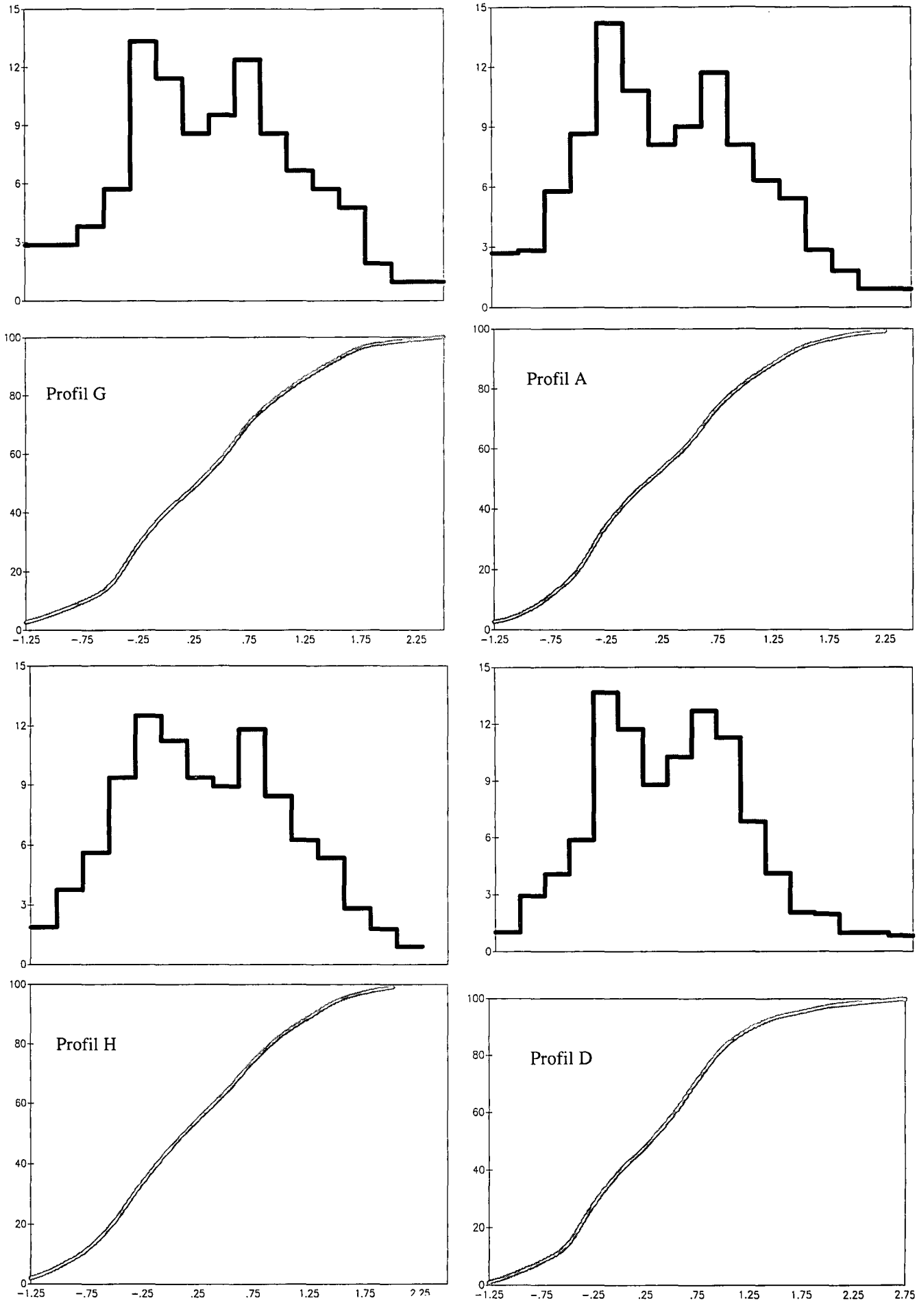
Neben einem erhöhten Mikritanteil ist auch die Ton- und Siltkomponente dominanter, was sich unter anderem in einer häufigeren Stylolithenbildung äußert (FÜCHTBAUER, 1988). Drucklösung zusammen mit Bioturbationsgefügen können den Uggwakalken teilweise den Charakter richtiger Knollenkalke aufprägen. Dieses Phänomen tritt besonders am Top der Uggwakalke im Cellonetta-Lawinenriß auf.

Die Uggwakalke repräsentieren die allochthone Schuttfazies der Wolayerkalke und wurden in einem weniger stark energetischen und vor allem bathymetrisch tiefer liegendem Milieu sedimentiert (SCHÖNLAUB, 1971). Dies läßt sich einerseits durch den geringen Auswaschungsgrad und den höheren Tongehalt ableiten, andererseits stellt die Fossildiagenese der Echinodermen ein weiteres wichtiges Argument dar. Die wenigen Stücke, die man als parautochthon bezeichnen kann, sind meist noch nicht stark gerundet und lassen vor allem Reste der ehemaligen Stereomstruktur erahnen (Taf. 2/5); syntaxiale Zemente sind unbedeutend und selten. Demgegenüber zeigt der umgelagerte, aus der Wolayer-Fazies stammende Pelmatozoenschutt keine Reliktstrukturen und hat dicke, unregelmäßige syntaxiale Zemente. Diese stellen sehr frühe meteorische Diagenese-Bildungen (s.u.) dar, die mit umgelagert wurden.

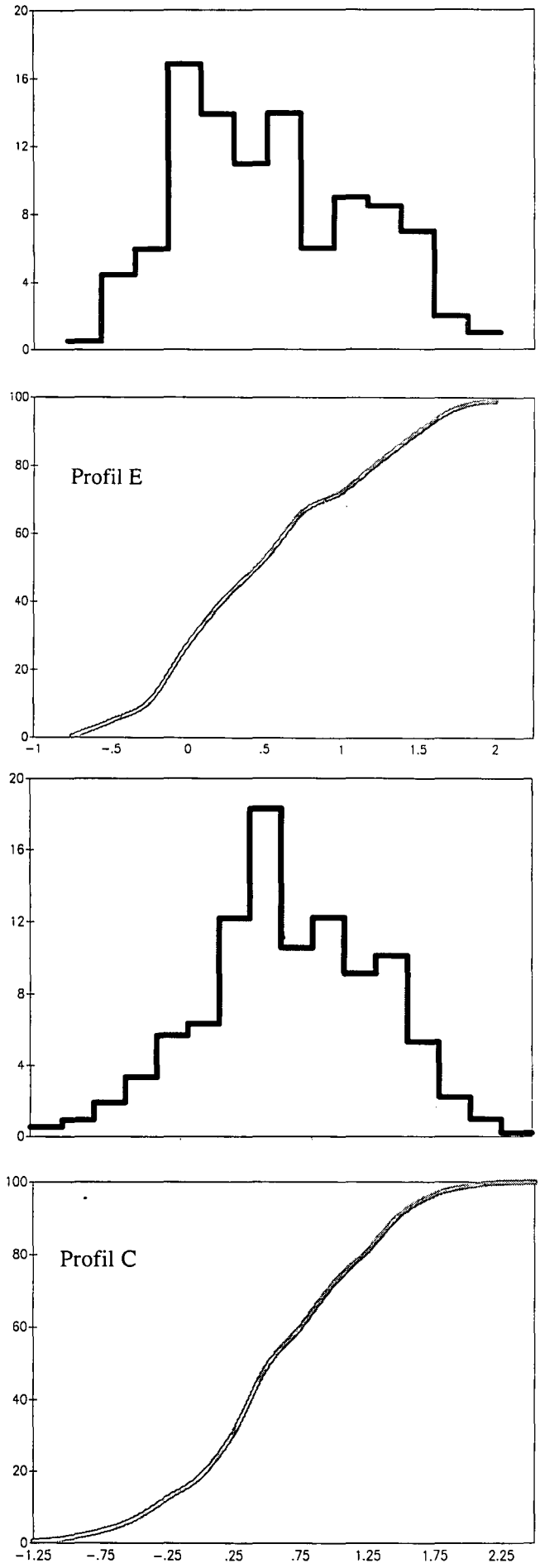
4. Korngrößenbestimmungen an Echinodermen

Korngrößen an biogenen Komponenten sind selten aussagekräftig, da es sich hierbei kaum um transportrelevante Parameter handelt, insbesondere wenn es

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



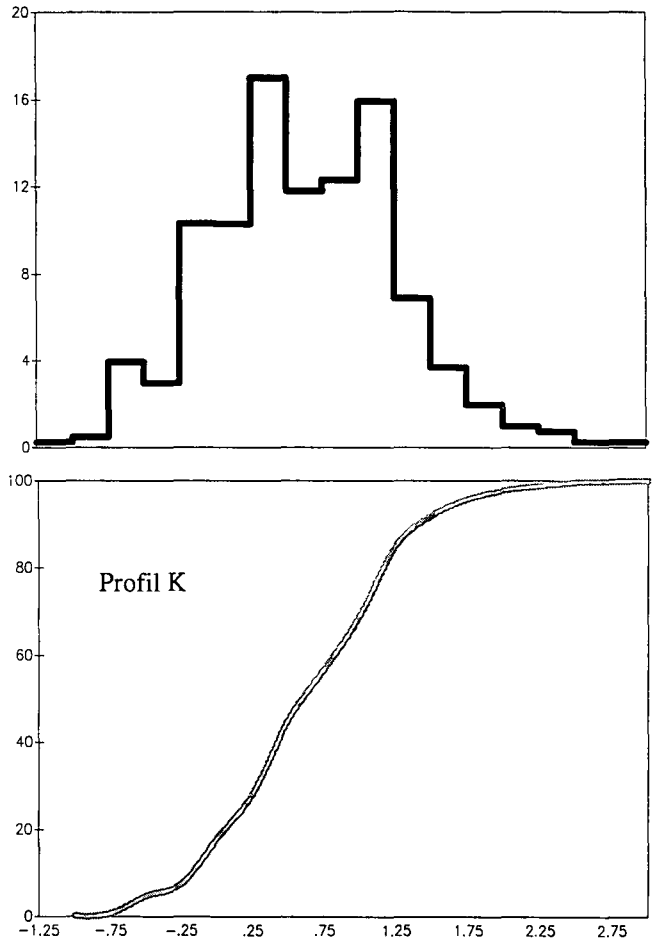


Abb. 4.
Korngrößenverteilung der Echinodermen (oben) und Kornsummenkurve (unten) im Wolayerkalk der Profile G, A, H am Seekopfsockel, D am Rauchkofelboden, E am Valentintörl, K S' vom Valentintörl und C aus der Cellonetta Lawinenrinne.
Y-Achse = prozentuale Häufigkeit; X-Achse = Korngröße in Φ.
Im gleichen Maßstab oben und unten.

„gewachsene" Größen sind (E. FLÜGEL, 1982). Darüberhinaus führt bei Echinodermen die Stereomstruktur und Mikroarchitektur mit der geringen Dichte und der erhöhten Oberfläche zu einem ganz eigenen Verhalten im transportierenden Medium (MATZNER, 1986). Wird bei derartigen Untersuchungen allerdings nur eine Biogenkomponente herangezogen, wie im vorliegenden Fall die Echinodermen, können brauchbare Aussagen erstellt werden (vgl. E. FLÜGEL, 1978). Um vorgetäuschte Korngrößenunterschiede durch nach dem Transport erfolgte syntaxiale Zementation zu vermeiden, wurden die Schliffe nur unter Kathodolumineszenz ausgezählt.

Auffallendes Merkmal aller Kornverteilungsmuster im Wolayerkalk s.s. ist die charakteristische Doppelgipfeligkeit der Kurven. Hier handelt es sich nicht um zwei sich überlagernde Korn- und damit Lieferprovinzen (vgl. FÜCHTBAUER, 1988) sondern um primär durch die Pelmatozoen verursachte Größenunterschiede ihrer Skelettelemente. Bei den Cystoideen, heute zur Klasse der Paracrinoidea zählend (vgl. SPRINKLE & KIER, 1987), ist ein bemerkenswerter Größenunterschied zwischen den Ambulacralia und den daran haftenden Pinnulae

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

einerseits und den Stielgliedern andererseits beobachtbar. Die thecalen Platten fallen größenmäßig nochmals in eine andere Kategorie, doch treten sie mengenmäßig kaum in Erscheinung.

Betrachtet man die Verteilungsmuster (Abb. 4), so ist die große Ähnlichkeit der Diagramm-Muster der Profile A, G und H augenfällig. In allen drei Fällen ist die charakteristische Doppelgipfeligkeit bei den Korngrößen −0.25 Φ und 0.75 Φ vorhanden. Sehr ähnlich ist Profil D, doch zeigt sich hier bereits ein Verschieben zu kleineren Größen; der zweite Gipfel liegt bei 1,0 Φ. In Profil E ist dieser Trend noch deutlicher zu sehen, der erste Gipfel kommt bei 0 Φ, der zweite abgeschwächt noch bei 0.75 Φ vor, ein dritter und breiterer aber bei 1,25 Φ.

Von diesem Muster der Wolayerkalke weichen die Uggwakalke unterschiedlich ab. Profil K zeigt noch eine sehr große Ähnlichkeit zu Profil E, doch sind bereits die kleineren Korngrößen wesentlich bedeutsamer. Auffallend ist, daß die Differenz zwischen den beiden Gipfeln, wie in den Wolayerkalken, 1,0 Φ beträgt. Die noch vorhandene Doppelgipfeligkeit der Häufigkeitsverteilung wird als ein Maß für die geringe Transportweite der Echinodermen gewertet, so daß der ursprünglich vorhandene bimodale, biogen bedingte Korngrößenunterschied sich noch abzeichnet. Erst mit größerer Distanz zu den parautochthonen Akkumulationen verschwindet die Doppelgipfeligkeit, wie es sehr anschaulich in Profil C zu sehen ist, doch steht dies im Gegensatz zum Klastizitätsindex.

Als ein Maß für die Breite der Kurven und damit in gewissem Sinne auch für die Doppelgipfeligkeit kann der Wert für die Kurtosis herangezogen werden, wenngleich dieser in der Vergangenheit immer weniger als aussagekräftiger Parameter aufgeführt wird (FÜCHTBAUER, 1988). Für die Profile im Wolayerkalk unterhalb des Seekopfes wurden Werte von 0,9 für die Kurtosis ermittelt, während für die Vorkommen am Rauchkofelboden und am Valentintörl geringere Werte mit 0,79 vorliegen. In den Uggwakalken werden jedoch Werte zwischen 0,97 und 0,99 erreicht, was sich auch graphisch in der schmaleren Kurvengestalt abzeichnet (Abb. 4, Profil C).

Betrachtet man die Sortierung, so zeigt sich, daß diese für die Vorkommen unterhalb des Seekopfes (A,G,H) schlecht ist und für den Rauchkofelboden (D) und das Valentintörl (E) nur geringfügig besser einzustufen ist. Auch im Uggwakalk des Cellonetta-Lawinenrisses (C) ist die Sortierung nur schlecht bis mittelmäßig, während für das Vorkommen an der Basis der Hohen Warte (K) eine mittelmäßig bis gute Sortierung trotz vorhandener Doppelgipfeligkeit in der Häufigkeitsverteilung vorliegt.

Nach den Geländebefunden, der mikrofaziellen Charakteristik und den Korngrößenuntersuchungen der Pelmatozoen unter Kathodolumineszenzbedingungen erweist sich die biostromartige Dickbank unter dem Seekopf als die am geringsten transportierte Akkumulation der Sedimentfänger. Etwas stärkerer Transport ist im Profil D und schließlich E festzustellen.

Als ein Maß für die Transportenergie kann der Klastizitätsindex gewertet werden (vgl. E. FLÜGEL, 1978), der den scheinbar größten Korndurchmesser angibt. Bei ausschließlich klastischen Gesteinen würde ein hoher negativer Index hohe Transportenergie bedeuten.

Nachdem bei Echinodermen die Korngrößen durch den Organismus vorbestimmt sind, kann die Aussage umgedreht werden. So bedeuten hohe negative Werte, daß viel von den verschieden großen Pelmatozoenplatten noch mehr oder weniger in situ daliegt, während kleinere Werte auf eine Anreicherung feinerer Korngrößen durch Transport hinweisen. Im untersuchten Fall haben die Wolayerkalke unterhalb des Seekopfes einen Index zwischen −1,16 und −1,09 Φ, am Rauchkofelboden von 0,9 Φ, während am Valentintörl bereits ein Wert von −0,36 Φ erreicht wird. Unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse steht nur die Biostrombank unterhalb des Seekopfes mit dem Vorkommen am Valentintörl in Verbindung und aus den unterschiedlichen Mächtigkeiten und der sich daraus ergebenden Geometrie ergänzen sich die Geländebefunde mit den Schliffdaten sehr gut.

Ebenfalls in der gleichen tektonischen Einheit liegen die Profile K (unterhalb der Hohen Warte) und C (Cellonetta-Lawinenriß). Der Klastizitätsindex variiert beträchtlich zwischen beiden Uggwakalkvorkommen, er ist mit −0,38 Φ in K recht niedrig und spiegelt einen weiteren Transport wider. In C werden aber die Werte mit −0,80 Φ relativ hoch und weisen auf eine größere Nähe parautochthoner Pelmatozoenakkumulationen. Auf der anderen Seite zeigt die Häufigkeitsverteilung der Echinodermenklasten in Profil C keine ausgesprochene Doppelgipfeligkeit mehr, so daß der Klastizitätsindex allein nicht genügt.

5. Diagenese und Zementstratigraphie

Die unterschiedlichen Möglichkeiten der diagenetischen Veränderung eines Karbonates wird in erheblichem Maß durch die Mineralogie und Reaktionsoberfläche der Skelettelemente der beteiligten Organismen mitbestimmt (LONGMAN, 1980; DULLO, 1986, 1990). Als mengenmäßige Hauptbestandteile wurden einerseits Echinodermen, andererseits Bryozoen und vereinzelt auch Brachiopoden und Trilobiten beobachtet.

Die primäre Mineralogie der Echinodermen ist ein Hochmagnesiumkalzit, der das feine, hochporöse Stereom aufbaut (BATHURST, 1975; MEYERS & LOHMANN, 1978; RICHTER, 1984). Alle Echinodermen haben einen syntaxialen Rimzement entwickelt, der im normalen Licht jede erhaltene Internstruktur des Stereoms und die ursprüngliche Partikelgröße verwischt. In Kathodolumineszenz (KL) ist das ursprüngliche Stereom manchmal noch zu erahnen, die ursprüngliche Größe aber immer deutlich zu erkennen (Taf. 3/1). Anlösung der Echinodermenfragmente ist nur in ganz seltenen Fällen zu beobachten (Taf. 1/5).

Die Brachiopoden sowie die Bryozoen bestehen aus foliatem Kalzit. Ganz wenige Bryozoen haben eine feine mikritische Rinde angedeutet, die aber selten die gesamte Oberfläche des Zoariums überzieht. Sowohl die Brachiopoden als auch die Bryozoen sind in der Kathodolumineszenz dunkel (Taf. 2/2), was darauf hindeutet, daß hier wenig bis keine diagenetische Umsetzung erfolgt ist (vgl. FRYKMAN, 1986; RICHTER, 1988).

Der überlieferte lithologische Aspekt der Kalke ist durch die Dominanz grob sparitischer Zemente, die im Zusammenhang mit den groben syntaxialen Echinodermenzementen ein stark umkristallisiertes Stadium bele-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gen (Taf. 4/2), bedingt. Nachdem der typische Echinodermen-Rimzement sich erst nach der homogenen Verteilung der Mg-Ionen im Kalzitgitter bilden kann (RICHTER, 1984), was erst außerhalb des marinen Diagenesemilieus möglich ist, müssen sich andere Zemente vorher gebildet haben, die größtenteils durch nachfolgende Diageneseereignisse ausgelöscht wurden.

5.1. Marine Zemente

Typische frühe marine Zemente bilden sich nicht nur zwischen Komponenten, sondern am frühesten in intraskeletalen Hohlräumen. Derartige Hohlräume sind innerhalb von Brachiopodenschalen oder in den Bryozoenröhren heute noch zu beobachten. In der Kathodolumineszenz (KL) kann man einen feinen Saum blattartiger Zemente erkennen, der nicht lumineszieren (Taf. 3/3). Dieser breitgipfelige Zement könnte überprägte Relikte eines ehemals marinen Mg-Kalzitzements (HMC) darstellen (vgl. KOCH & SCHORR, 1986). Blockige gleichmächtige Rinden ehemaliger mariner Zemente werden auch von DOROBEK (1987) aus echinodermenreichen Kalken der siluro-devonischen Helderberg Group beschrieben. Die in unserem Material vorliegenden Relikte sind diesen entsprechend (l.c.: Abb. 6A). Ehemalige Zemente zwischen den Komponenten sind alle ausgelöscht worden, auch in der KL sind keine direkten Strukturen mehr erkennbar. Nur vereinzelt lassen sich überprägte Relikte eines „bladed" Mg-Kalzits (LOHMANN & MEYERS, 1980; SANDBERG, 1983; MARSHALL, 1986) erkennen, die sich durch eine matte Lumineszenz auszeichnen (Taf. 4/1,2).

5.2. Vadose Zemente

Über den marinen blattartigen Rimzementen, diese teilweise sogar verdrängend, ist ein sehr unregelmäßiger Hundezahnzement (Taf. 3/1, 4/4) entwickelt. Hundezahnzemente sind Kennzeichen des meteorisch vadosen Bereichs oder eines damit verknüpften phreatischen Mischwassermilieus (RICHTER, 1984). Die ausgesprochen unterschiedliche Kristallgröße der Zemente könnte wechselnde Porenwasserbedingungen bedeuten (HANOR, 1979). Wie den wenigen marinen Zementen fehlt den Hundezähnen ebenfalls eine kräftige Lumineszens. Sie sind meist nur innerhalb von primären Fossilhohlräumen erhalten. Gravitative Zemente und Meniskuszemente fehlen. Da die Echinodermenreste nur äußerst untergeordnet Anlösungen zeigen, ist die Frage nach der Herkunft des zementierenden Kalzits nicht sicher zu beantworten. Einerseits können Echinodermenpartikel vollständig gelöst sein, andererseits dürfte auch in geringem Maß eine aragonitische Molluskenfauna wichtig gewesen sein, da in den stärker tonigen Uggwakalken Relikte davon erhalten sind. Auf alle Fälle hat sich in diesem Milieu die Neomorphose der Echinodermenskelette vollzogen, da bei der Skelettmineralogie des Hochmagnesiumkalzits sich diese auch unter Strukturbeibehaltung vollziehen kann (DULLO, 1983; RICHTER, 1984).

5.3. Syntaxialer Echinodermen-Zement und Blockzement I

In engem Kontakt zum Hundezahnzement steht der syntaxiale Echinodermenzement, der ebenso nicht lumineszieren (Taf. 3/1). Im Unterschied zum späteren Blockzement II zeigt er leicht gelbe, schmutzige Farben (Taf. 2/1), die durch häufigere Einschlüsse hervorgerufen werden können. Ein Nachweis mit energiedispersivem EDX-System im REM, ob es sich bei diesen Einschlüssen um Mikrodolomit handeln könnte, wie sie FRYKMAN (1986) beobacht hat, verlief negativ. Vergleichbare syntaxiale Zemente um Echinodermen wurden aus dem Ordoviz von GROVER & READ (1983) und CANTRELL & WALKER (1985) beschrieben und als ursprünglich marine Zemente interpretiert. Demgegenüber schließen aber JAMES & CHOQUETE (1983) die Entstehung syntaxialer HMC-Zemente im marinen Milieu aus. Nach RICHTER (1984) kann dieser syntaxiale Zement erst in einem meteorisch-phreatischen Milieu gebildet werden. Dies kann allerdings bereits wenige dm unterhalb der Sedimentoberfläche durch migrierende Süßwasserlinsen (STEINEN et al., 1978) erreicht werden, ohne daß dabei die gesamte betroffene lithologische Säule einer intensiven Zementation unterzogen wird (PURSER & SCHROEDER, 1986). So läßt sich leicht vorstellen, daß derartig zementierte Echinodermenklasten erneut aufgearbeitet werden konnten und quasi als „Extraklasten" innerhalb der Uggwakalke sedimentiert wurden.

In die gleiche Zeit dieser Zementstratigraphie ist die Bildung eines unvollständigen Blockzements I anzusetzen, der sich gleichermaßen durch eine fehlende Lumineszenz auszeichnet und gelegentlich auf den zackigen Hundezahnzementen aufgewachsen ist. Dies unterstreicht sehr deutlich, daß es sich bei dem vorangegangenen Diagenesemilieu mehr um einen Mischbereich, als um einen rein vadosen gehandelt haben muß. Diese meteorisch-phreatische Zementation bleibt unvollständig, ein großer Teil der Poren bleibt daher offen.

5.4. Blockzement II

Dieser Zement ist durch mehrere unterschiedlich lumineszierende Zonen gekennzeichnet. Er tritt sowohl um den Echinodermenrimzement als auch über dem Blockzement I auf (Taf. 4/2,3). Die Mächtigkeit der einzelnen Zonen kann beträchtlich schwanken. Generell beginnt es mit heller leuchtenden Zonen, die wechselnd sich in ihrer Intensität abschwächen, und die letzte Zone ist wie Blockzement I, nicht bis kaum lumineszierend. Es wäre zu diskutieren, ob man diese letzte Zone als gesondert abtrennt, doch ist der Übergang teilweise so fließend, daß offensichtlich ein stärkerer genetischer Zusammenhang besteht (Taf. 4/3).

Die beginnende Lumineszenz in orangenen Farben deutet auf einen erhöhten Mn^{2+}-Einbau (RICHTER, 1988) in das noch primär vorhandene Kalzitgitter und ist als Anzeichen reduzierender Bedingungen zu sehen. Diese können sich in stagnierenden meteorisch-phreatischen Bereichen oder flachen Versenkungsbereichen einstellen. Da die letzte Zone wieder deutlich nicht lumineszierend ist und somit oxidierende Bedingungen geherrscht haben, scheint als Bildungsbereich ein zeit-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

weise stagnierendes phreatisch meteorisches Milieu eher wahrscheinlich. DOROBEK (1987) ordnet die Genese der auffallend zonar gebauten Zemente ebenfalls diesem Diagenesemilieu zu.

5.5. Blockzement III

Mit scharfer Grenze über BIZII folgt ein intensiv gelb flammend lumineszierender Zement. Er füllt fast alle verbliebenen Hohl- und Zwickelräume aus. Interessanterweise legt er sich in den Fossilhohlräumen direkt über den Hundezahnzement, dort hat sich eine "Schichtlücke" während der Zeit von BIZI und BIZII gebildet. Die intensive Lumineszenz deutet auf versenkungsdiagenetische Bedingungen hin, die in ausreichendem Maß Mn^{2+} zum Einbau ins unveränderte Kalzitgitter zur Verfügung hatten. Mit teilweise recht fließendem Übergang folgt noch ein geringer lumineszierender Zement als letzte Auskleidung (Taf. 4/4), der jedoch nicht immer entwickelt ist. Hierbei handelt es sich um den in der angloamerikanischen Literatur als „final dull yellow" cement (vgl. DOROBEK, 1987), der stets der Versenkungsdiagenese zugeschrieben wird (DOROBEK & READ, 1986). Tektonisch bedingte Kalzitklüfte zeigen eine intermediäre Lumineszenz (Taf. 4) und stellen das jüngste zementstratigraphische Ereignis dar.

In den Uggwakalken ist die zementstratigraphische Abfolge nicht so vielfältig entwickelt (Taf. 2/5,6). Die darin enthaltenen Echinodermen zeigen in der Regel nur die erste Zone des leicht schmutzigen, syntaxialen Rimzementes. Dieser stammt größtenteils noch aus dem Ablagerungsbereich der Wolayerkalke und ist bei der Umlagerung des Schutts „mitgebracht" worden. Echinodermen aus der Uggwafazies, die man auch auf Grund der feiner erhaltenen Morphologie erkennen kann (geringer Transport), weisen keine bis äußerst geringe syntaxiale Zementsäume auf. Ganz selten kann man auch einen dünnen Streifen hell lumineszierender Zemente beobachten, der zeitlich dem BIZII der Wolayerkalke entpricht (Taf. 2/6). Die geringere Diagenese, vergleiche Taf 2/1 mit Taf. 2/5, wird im Wesentlichen durch den höheren Tongehalt der Uggwakalke bestimmt.

6. Ablagerungsmodell

Im Gegensatz zu anderen ordovizischen Riffen, besonders im unteren und mittleren Ordoviz Kanadas und Nordamerikas (PITCHER, 1965; ALBERSTADT et al., 1974; KAPP, 1975; KLAPPA & JAMES, 1980; ROSS, 1981; READ, 1982; CLEMENT, 1985; HARLAND et. al, 1987) ist eine dort sich abzeichnende vertikale Zonierung im Wolayerkalk nicht zu sehen. Es wird daher vermutet, daß die oberordovizischen buildups in den Alpen nicht über das Pionierstadium (WALKER & ALBERSTADT, 1975) mit Seelilien hinausgekommen seien (vgl. KLAPPA & JAMES, 1980). Tatsächlich ist augenfällig, daß die anderen typischen Riffbildner dieser Epoche, wie porostromate Algen oder auch stromatoporide Schwämme, fehlen. Dennoch muß dies nicht ein ausschließliches Stehenbleiben innerhalb einer ökologischen Abfolge für Riffgemeinschaften bedeuten.

Seit jüngster Zeit werden aber gerade für eine Vielzahl der paläozoischen Karbonate eine Genese als „cool water carbonates" (JAMES, 1990) favorisiert. Ein weit ausgedehntes Areal derartiger Kaltwasserkarbonate mit einer Dominanz an ausgewaschenen bioklastischen Karbonatsanden befindet sich auf dem Südschelf von Australien. Obwohl hier durch verschiedene Organismengruppen gegenwärtig eine beträchtliche Karbonatproduktion stattfindet, weist dieser Ablagerungsraum keine physikalische Begrenzung auf, wie sie für den tropischen Raum durch eine Riffbarriere oder einen Ooidrücken kennzeichnend ist (FAGERSTROM, 1987). Der sedimentäre Prozeß ist daher weitgehend von den gleichen Bedingungen wie ein siliziklastischer Ablagerungsraum geprägt. Als wichtige Karbonatproduzenten treten neben den corallinen Algen und Foraminiferen auch Brachiopoden, Bryozoen und Echiniden (JAMES, 1990) auf.

Im Vergleich dazu fehlen den Wolayerkalken Algen und Foraminiferen, und unter den Echinodermen kommen ausschließlich nur Pelmatozoen und keine Echiniden vor. Gleichwohl erscheint es sehr plausibel, die Wolayerkalke als Karbonate des gemäßigten bis Kaltwasserbereiches anzusehen. Neueste Ergebnisse von SCHÖNLAUB (1991) belegen ebenfalls für den in Frage kommenden Zeitabschnitt gemäßigte bis kühle Klimabedingungen. Hierfür sprechen auch einige der beobachteten frühen Diagenesemuster, wie die vadosen Hundezahnzemente und die darauffolgenden ersten Blockzemente, die sich möglicherweise schon im vados-phreatischen Mischbereich gebildet haben. Dieses meteorische Milieu wird einerseits durch weitausgedehnte Süßwasserlinsen begünstigt, andererseits könnte sich hier bereits auch schon die regressivere Entwicklung im obersten Ashgill bemerkbar machen, die auf glazial bedingte Meeresspiegelschwankungen (SCHÖNLAUB, 1971, 1988; BERRY & BOUCOT, 1973; SHEEHAN, 1973; JUX & MANZE, 1979) zurückzuführen ist.

In dem angedeuteten Rezentanalogon auf dem südaustralischen Schelf wurde ebenfalls ein beträchtlicher meteorischer Einfluß, zumindest innerhalb der Sedimente des inneren Schelfes, beobachtet. Eine flache Innenschelfposition ist für die Wolayerkalke auch zu postulieren, während die Uggwakalke mehr in Richtung Außenschelf anzusiedeln sind.

Zuletzt deutet noch die Geometrie auf ein mögliches Kaltwasserkarbonat hin. Sowohl das rezente Beispiel (JAMES, 1990) als auch tertiäre Kaltwasserkarbonate (NEBELSICK, 1989) haben keine ausgeprochene Topographie im Sinne eines mounds oder Bioherms. Vergleicht man die Mächtigkeiten der Wolayerkalke am Seekopfsockel (17 m) mit jenen am Valentintörl (8 m), diese Vorkommen gehören in die gleiche tektonische Einheit, so ist nur eine sehr weiträumige Aufwölbung zu bemerken, aber keine auffallende Topographie.

Dank

Auf dieses reizvolle Gebiet der altpaläozoischen Schichtfolge wurde ich durch einen Vortrag durch Herrn Kollegen Prof. FLAJS (Aachen) aufmerksam gemacht, der mich dann auch zur vorliegenden Arbeit angeregt hat. Für eine gemeinsame Begehung im Gelände sowie für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich Herrn Univ-Doz. Dr. H.P. SCHÖNLAUB sowie Herrn Dipl.-Geol. G. HEISS herzlich. Wertvolle Diskussionsbeiträge steuerte Herr Prof. KOCH (Erlangen) bei. Die Dünnschliffaufnahmen besorgte Herr Dipl.-Geol. M. HARTLIEB (Erlangen).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Literatur

ALBERSTADT, L.P., WALKER, K.R. & ZURAWSKI, R.P. (1974): Patch Reefs in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee, and Vertical Zonation in Ordovician Reefs. – Geol. Soc. Amer. Bull., **85**, 1171–1182, 10 Abb., New York.

BATHURST, R.G.C. (1975): Carbonate Sediments and their Diagenesis. – Developments in Sedimentology, **12**, 658 S., 359 Abb., Amsterdam (Elsevier).

BERRY, W.B. & BOUCOT, A.J. (1973): Glacio-eustatic control of Late Ordovician – Early Silurian platform sedimentation and faunal changes. – Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 275–284, Chicago.

CANTRELL, D.L. & WALKER, K.R. (1985): Depositional and diagenetic patterns, ancient oolite Middle Ordovician, eastern Tennessee. – J. Sed. Petrol., **55**, 518–531, Tulsa.

CLEMENT, J.H. (1985): Depositional Sequences and Characteristics of Ordovician Red River Reservoirs, Pennel Field, Williston Basin, Montana. – In: ROEHL, P.O. & CHOQUETTE, P.W. (Eds.): Carb. Petr. Reservoirs, 71–84, 15 Abb., New York (Springer).

DOROBEK, S.L. (1987): Petrography, geochemistry, and origin of burial diagenetic facies, Siluro-Devonian Helderberg Group (carbonate rocks), Central Appalachians. – Amer. Ass. Petrol. Bull., **71**, 492–514, Tulsa.

DOROBEK, S.L. & READ, J.F. (1986): Sedimentology and basin evolution of the Siluro-Devonian Helderberg Group, Central Appalachians. – J. Sed. Petrol., **56**, 601–613, Tulsa.

DULLO, W.-Ch. (1983): Fossildiagenese im miozänen Leithakalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. – Facies, **8**, 1–112, 22 Abb., 15 Taf., 2 Tab., Erlangen.

DULLO, W.-Ch. (1986): Variation in diagenetic sequences: An example from Pleistocene coral reefs, Red Sea, Saudi Arabia. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.): 77–90, 7 Abb., 1 Tab., Berlin (Springer)

DULLO, W.-Ch. (1990): Facies and diagenesis of Pleistocene Reefs, Saudi Arabia. – Facies, **22**, 1–46, Taf. 1–3, 21 Abb., 1 Tab., Erlangen.

EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Nordwest Territories. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **19**, 730–781, 11 Abb., 19 Taf., Calgary.

FAGERSTROM, J.A. (1987): The Evolution of Reef Communities. – 600 S., 51 Taf., New York (Wiley).

FELDMANN, H.R. (1989): Taphonomic Processes in the Waldron Shale, Silurian, Southern Indiana. – Palaios, **4**/2, 144–156, 12 Abb., 2 Tab., Tulsa.

FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Taf., 33 Tab., Berlin (Springer).

FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. – 633 S., 78 Abb., 53 Taf., 58 Tab., Berlin (Springer).

FLÜGEL, H.W. (1965): Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). – Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., **102**, Nr. 13, 289–297, Wien.

FRYKMAN, P. (1986): Diagenesis of Silurian bioherms in the Klinteberg formation, Gotland, Sweden. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.):, 399–423, 8 Abb., Berlin (Springer).

FÜCHTBAUER H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. – 1141 S., 660 Abb., 11 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).

GAERTNER, H.R.v. (1931): Geologie der zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math-naturw. Kl., **102**, 113–199, 16 Abb., 5 Taf., Wien.

GROVER, G., & READ, J.F.Jr. (1983): Sedimentology and diagenesis of middle ordovician carbonate buildups, Virginia. – SEPM Core Workshop, **4**/16–17, 2–25, 8 Abb., Tulsa.

HARLAND, T.L., PICKERILL, R.K. & FILLION, D. (1987): Establishment and development of patch reefs in the intracratonic Ordovian sequence near Chicontimi (Quebec). – Lethaia, **20**/3, 189–208, 13 Figs., Oslo.

JAMES, N.P. (1990): Cool water carbonate sediments: Viable analogues for Paleozoic limestones?. – 13th Inter. Sedim. Congress, Nottingham, Abstracts of Papers, 245–246, Nottingham.

JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (1983): Limestones – the seafloor diagenetic environment. – Geoscience Canada, **10**, 162–179, Calgary.

JUX, U. & MANZE, U. (1979): Glazialeustatisch gesteuerte Sedimentationsabläufe auf dem kaledonischen Schelf (Mittelschweden) an der Wende Ordovizium-Silur. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979**, 155–188, 7 Abb., 8 Tab., 2 Taf., Stuttgart.

KAPP, U. (1975): Paleoecology of Middle Ordovician stromatoporoid mounds in Vermont. – Lethaia, **8**, 195–207, 9 Figs., Oslo.

KLAPPA, C.F. & JAMES, N.P. (1980): Small lithistid sponge bioherms, early Middle Ordovician Table Head Group, western Newfoundland. – Bull. of Canad. Petrol. Geol., **3**, 425–451, 29 Figs., Calgary.

KOCH, R. & SCHORR, M. (1986): Diagenesis of upper Jurassic Sponge-Algal Reefs in SW-Germany. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.): 224–243, 7 Abb., Berlin.

LOGAN, B.W. & SEMENIUK, V. (1976): Dynamic metamorphism processes and products in Devonian carbonate rocks: Canning Basin, Eastern Australia. – Geol. Soc. Australia Spec. Publ., **6**, 136 S., 97 Abb., 11 Taf., Sidney.

LOHMANN, K.C. & MEYERS, W.J. (1980): Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites: a proposed criterion for former high magnesium calcites. – J. Sed. Petrol., **47**, 1075–1088, Tulsa.

LONGMAN, M.W. (1980): Carbonate Diagenetic Textures from nearshore Diagenetic Environments. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **64**/4, 461–487, 18 Abb., Tulsa.

MARSHALL, J. (1986): Regional distribution of submarine cements within an epicontinental reef system: Central Great Barrier Reef, Australia. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.):, 8–26, 9 Abb., Berlin (Springer).

MATZNER, C. (1986): Die Zlambachschichten (Rhät) in den Nördlichen Kalkalpen: Eine Plattform-Hang-Beckenentwicklung mit allochthoner Karbonatsedimentation. – Facies, **14**, 1–106, 70 Abb., 13 Taf., 10 Tab., Erlangen.

MEYERS, W.J. & LOHMANN, K.C. (1978): Microdolomite-rich syntaxial cements: proposed meteoric-marine mixing zone phreatic cements from Mississippian limestones, New Mexico. – J. Sed. Petrol., **48**, 475–488, Tulsa.

NEBELSICK, J.H. (1989): Temperate water carbonate facies of the Early Miocene Paratethys (Zogelsdorf Formation, Lower Austria). – Facies, **21**, 11–40, Taf. 2–8, 10 Abb., 1 Tab., Erlangen.

PITCHER, M. (1965): Evolution of Chazyan (Ordovician) reefs of eastern United States and Canada. – Bull. Cand. Petr. Geol., **3**, 632–691, 49 Abb., 3 Taf., Calgary.

PURSER, B.H. & SCHRÖDER, J.H. (1976): The diagenesis of reefs: A brief review of our present understanding. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.): 424–446, 4 Abb., Berlin (Springer).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

PRIEWALDER, H. (1987): Acritarchen aus dem Silur des Cellon-Profils (Karnische Alpen, Österreich). – Abh. Geol. B.-A, **40**, 121 S., 39 Abb., 24 Taf., Wien.

READ, J.F. (1982): Geometry, facies, and development of Middle Ordovician carbonate buildups, Virginia Appalachians. – Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **66**, 189–209, Tulsa.

RICHTER, D.K. (1984): Zur Zusammensetzung und Diagenese natürlicher Mg-Calcite. – Bochumer geol. geotechn. Arb., **15**, 310 S., 64 Abb., 5 Taf., 12 Tab., Bochum.

RICHTER, D.K. (1988): Karbonatgesteine. – In: FÜCHTBAUER H. (Ed.): Sedimente und Sedimentgesteine. – 233–434, Stuttgart (Schweizerbart).

RIDING, R. (1971): Reef concepts. – Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp., **2**, 209–214, Miami.

RIDING, R. (1990): Organic reef categories. – 13th Inter. Sedim. Congress, Nottingham, Abstracts of Papers, S. 458, Nottingham.

ROSS, J.R. (1981): Ordovician environmental heterogeneity and community organization. – In: GRAY, J. (Ed.): Communities of the Past. – 1–33, 15 Abb., Stroudsburg (Hutchinson & Ross).

SANDBERG, P.A. (1983): An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. – Nature, **305**, 19–22, London.

SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Palaeoenvironmental studies at the Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps. – B.R.G.M., **73**, 367–376, 2 Taf., Paris.

SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. Mit einem geochronologischen Beitrag von S. SCHARBERT. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1984): Geologische Karte Blatt 197 Kötschach 1 : 50.000 mit drei Spezialkarten 1 : 10.000, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 1985, 34–52, Abb., 10–15, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1988): The Ordovician-Silurian boundary in the Carnic Alps of Austria. – Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), **43**, 107–115, 4 Abb., London.

SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Stratigraphy, biogeography and climatic relationship of the Alpine Paleozoic. – Jb. Geol. B.-A., **134**/4, Wien (im Druck).

SHEEHAN, P.M. (1973): The relation of Late Ordovician glaciation to the Ordovician-Silurian changeover in North American brachiopod faunas. – Lethaia, **6**, 147–154, Upsala.

SPRINKLE, J. & KIER, P.M. (1987): Phylum Echinodermata. – In: BOARDMAN, R.S., CHEETHAM, A.H. & ROWELL, A.J. (Eds.): Fossil Invertebrates, 550–611, Oxford (Blackwell).

STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jb. Geol. R.-A., **24**, 135–272, Wien.

STEINEN, R.P., MATTHEWS, R.K. & SEALY, H.A. (1978): Temporal variation in geometry and chemistry of the freshwater phreatic lens: The coastal carbonate aquifer of Christ Church, Barbados, West Indies. – J. Sed. Petrol., **48**, 733–742, 5 Abb., Tulsa.

VAI, G.B. (1971): Ordovicien des Alpes Carniques. – Coll. Ordov. Silurien Brest, 1971, Mem. B.R.G.M., **73**, 437–450, Orsay.

VAI, G.B. (1974): Stratigrafia e Paleogeografia Ercinici delle Alpi. – Mem. Soc. Geol. Italiana, **13**, 7–37, Pisa.

WALKER, K.R. & ALBERSTADT, L.P. (1975): Ecological successions: an aspect of structure in fossil communities. – Paleobiology, **1**, 238–257, Chicago.

WALLISER, H.O. (1964): Conodonten des Silurs. – Abh. Hess. L. – Amt Bodenforsch., **41**, 106 S., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden.

Tafel 1

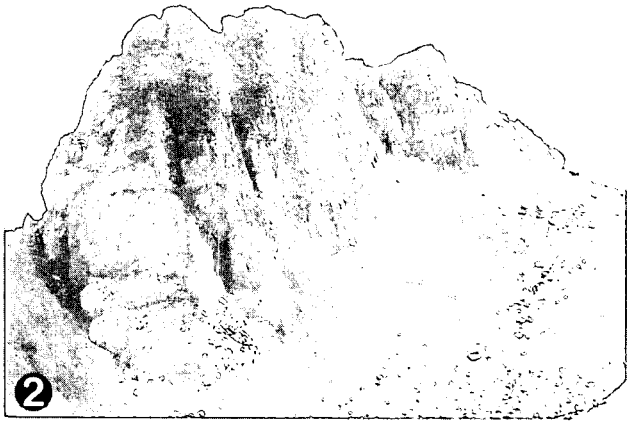
Fig. 1: **Blick auf den devonischen Seekopf vom Rauchkofelboden aus.**
An der Basis erkennt man die dünne Rippe der ordovizischen Wolayerkalke (vgl. Fig. 2).

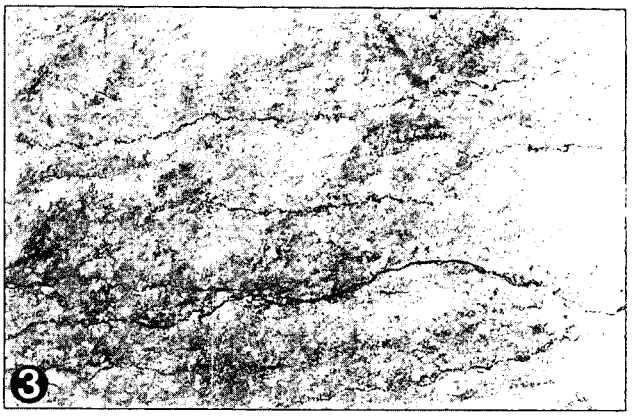
Fig. 2: **Blick auf das Valentintörl vom oberen Rauchkofelboden aus.**
Die mächtige, massige Basis wird aus Wolayerkalk aufgebaut, der von einer Silurfolge überlagert wird (vgl. Fig. 3).

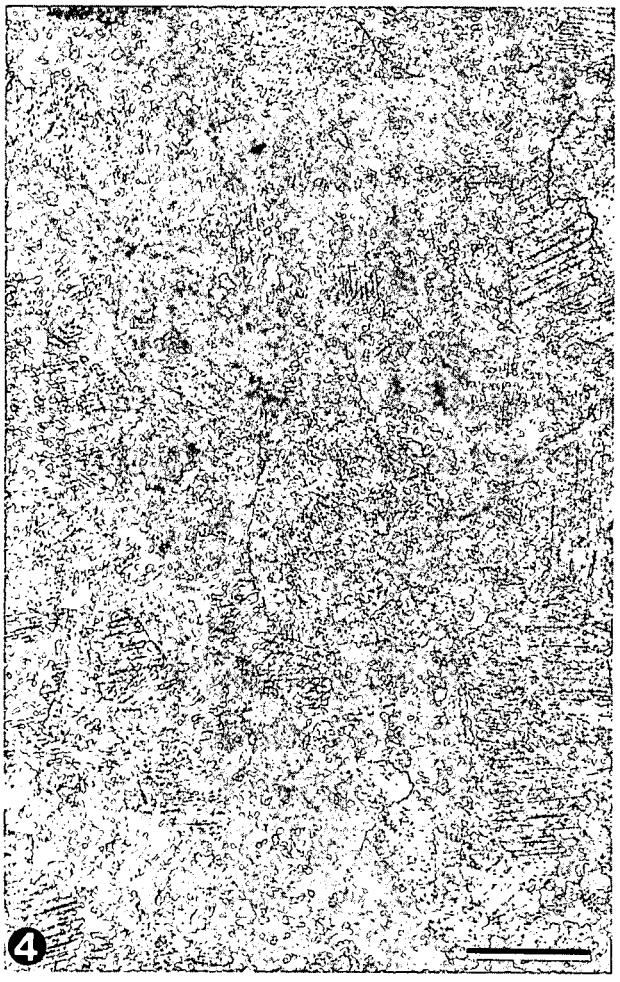
Fig. 3: **Pelmatozoen-Schutt im Wolayerkalk des Rauchkofelbodens.**
Teilweise sind die Stielglieder gut zu erkennen sowie Brachiopodenschalen, unter denen „shelter porosity" sich bilden konnte, heute mit Sparit zementiert.
Bildbreite ca. 7 cm.

Fig. 4,5: **Bildpaar aus dem Wolayerkalk des Seekopfsockels mit normalem Durchlicht (1) und Kathodolumineszenz (2).**
Sehr gut ist die ursprüngliche Echinodermenschuttgröße im rechten Bild zu sehen.
Maßstab = 0,8 mm.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at







©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 2

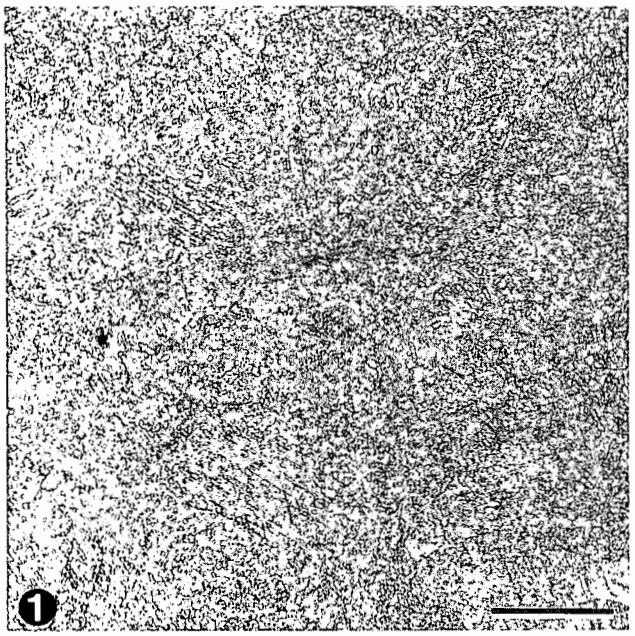
Fig. 1,2: **Bildpaar aus dem Wolayerkalk des Seekopfsockels mit normalem Durchlicht (1) und Kathodolumineszenz (2).**
Deutlich treten im rechten Bild das Bryozoengehäuse sowie die zonar gebauten Blockzemente in Erscheinung.
Maßstab = 1 mm.

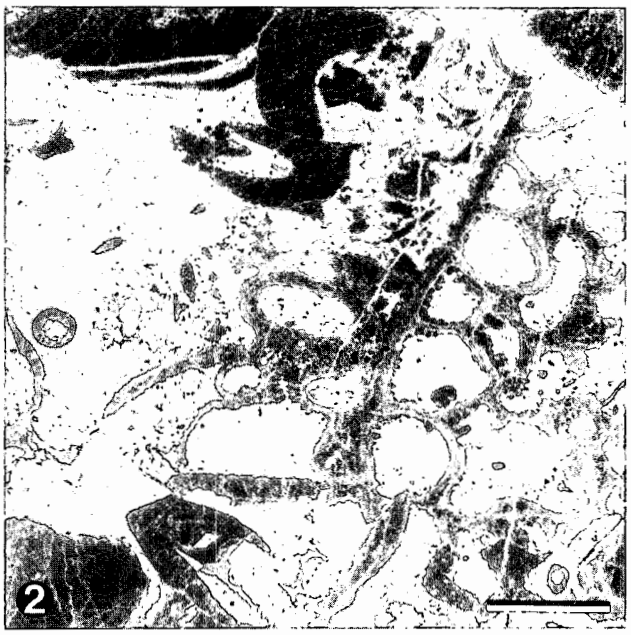
Fig. 3: **Neben grobem Echinodermenschutt sind in der parautochthonen Akkumulation der Wolayerkalke immer wieder filigrane Bryozoen häufig.**
Rauchkofelboden, Kathodolumineszenz.
Maßstab = 1 mm.

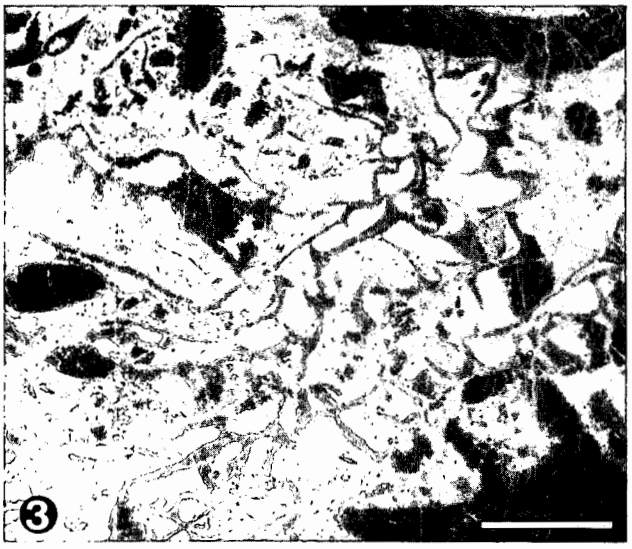
Fig. 4: **Das typische Schliffbild der Wolayerkalke unter Kathodolumineszenz zeigt einen ausgewaschenen Karbonatsand des höher energetischen Bereichs.**
Valentintörl.
Maßstab = 1 mm.

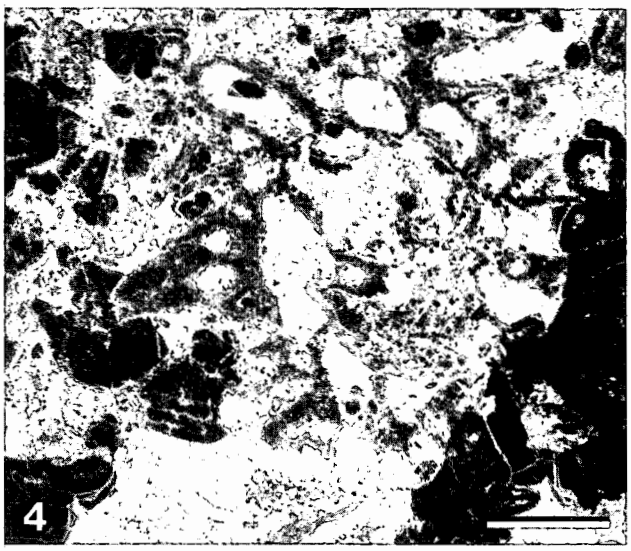
Fig. 5,6: **Bildpaar aus den Uggwakalken der Cellonetta-Lawinenrinne mit normalem Durchlicht (5) und Kathodolumineszenz (6).**
Neben den kennzeichnenden Echinodermen sind in beiden Bildern Trilobitenreste und Brachiopodenschalen zu beobachten.
Maßstab = 1 mm.

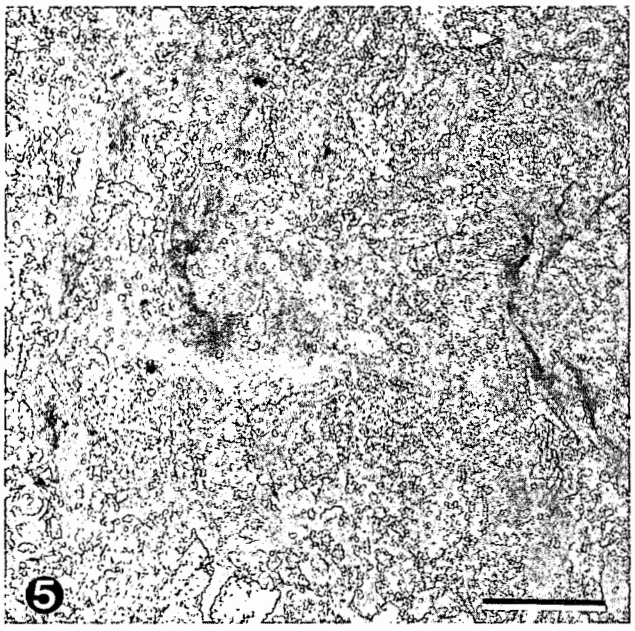
©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

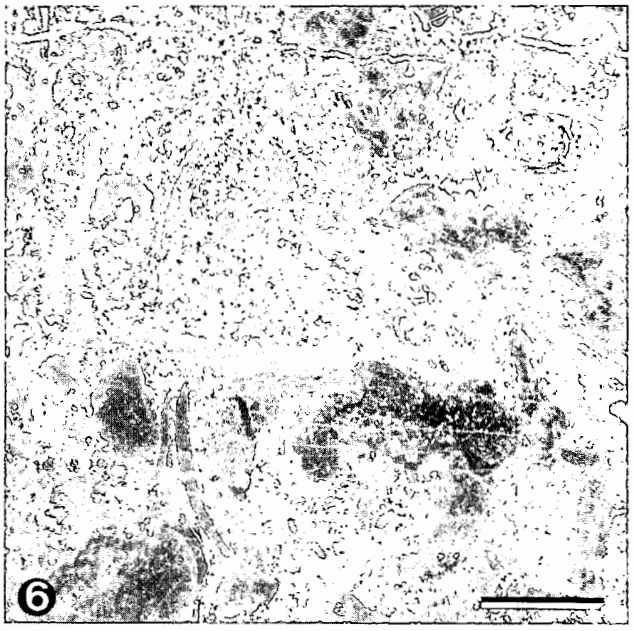












©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

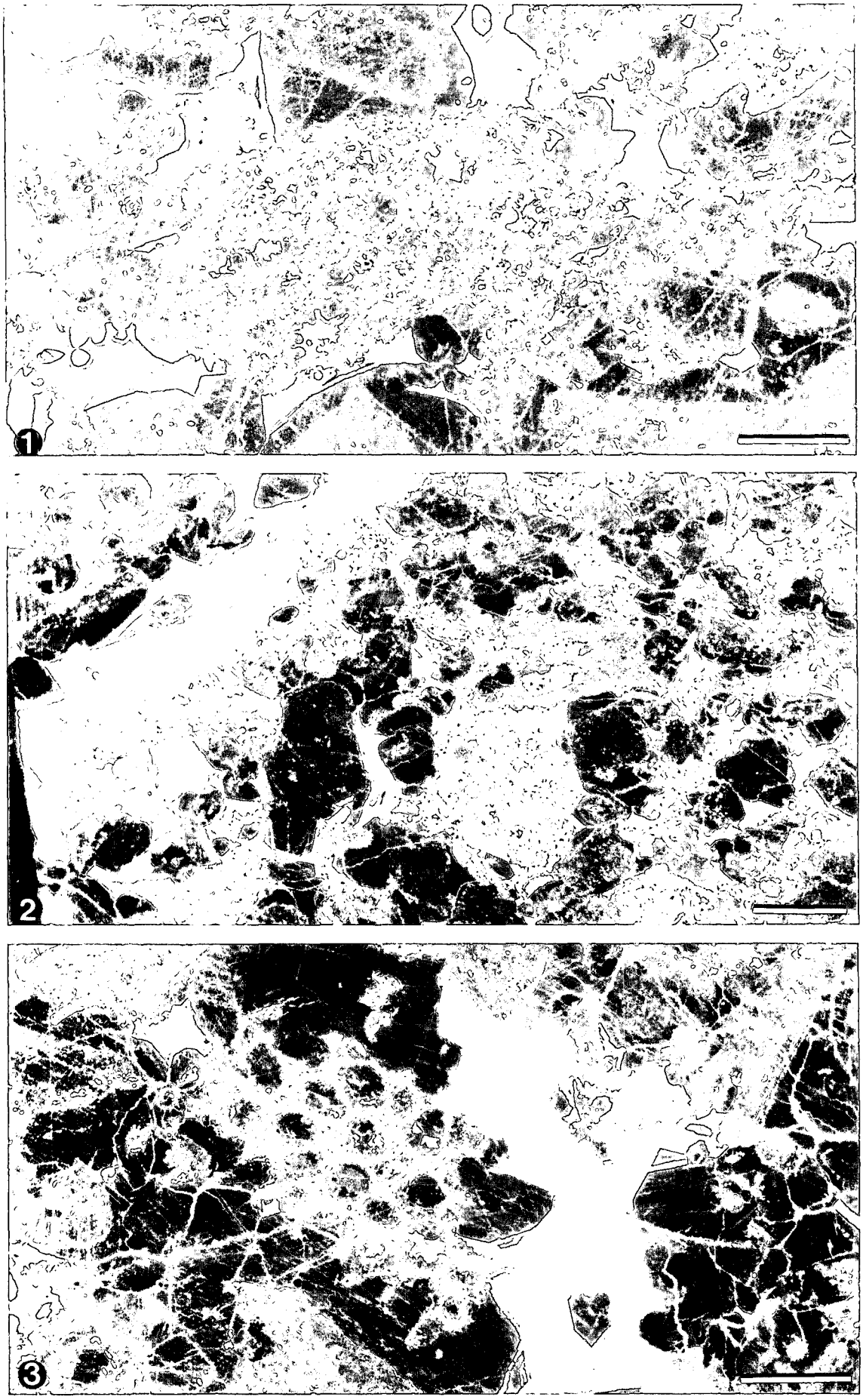
Tafel 3

Fig. 1: **Wolayerkalk des Valentintörls in Kathodolumineszenz.**
Als Relikte einer frühen marinen Zementation finden sich in den Bryozoenröhren diagenetisch verbreiterte, wohl ursprünglich aus Hochmagnesiumkalzit zusammengesetzte Zementbänder.
Maßstab = 1 mm.

Fig. 2: **Ausgewaschener Pelmatozoenschutt vom Rauchkofelboden.**
Kathodolumineszenz.
Maßstab = 1,4 mm.

Fig. 3: **Grober Echinodermenrimzement um eine Bryozoenkolonie vom Valentintörl.**
Kathodolumineszenz.
Maßstab 1,2 mm.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1992

Band/Volume: 135

Autor(en)/Author(s): Dullo Wolf-Christian

Artikel/Article: Mikrofazies und Diagenese der oberordovizischen Cystoideen-Kalke (Wolayerkalk) und ihrer Schuttfazies (Uggwakalk) in den Karnischen Alpen 317-333