

Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon

Von LUTZ HERMANN KREUTZER*)

Mit 35 Abbildungen, 3 Tabellen und 9 Tafeln

Kärnten
Karnische Alpen
Devon
Mikrofazies
Stratigraphie
Conodonten
Riffe
Paläogeographie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Inhalt

Zusammenfassung	277
Abstract	277
1. Einleitung	277
1.1. Lage des Arbeitsgebietes	278
1.2. Geologische Situation	278
2. Arbeitsmethoden	279
2.1. Geländearbeiten	279
2.2. Laborarbeiten	279
3. Mikrofazies-Typen	280
3.1. 1. MF-Typ 1: Bioklastischer Wackestone	280
3.1. 2. MF-Typ 2: Rindenkorn-Grainstone	280
3.1. 3. MF-Typ 3: Peloid-Pack-/Grainstone	281
3.1.3.1. MF-Typ 3a: mit Bioklasten	281
3.1.3.2. MF-Typ 3b: mit Parathuramminacea	281
3.1. 4. MF-Typ 4: Loferit	282
3.1.4.1. MF-Typ 4a: Pel-sparitischer Loferit	282
3.1.4.2. MF-Typ 4b: Mikritischer Loferit	282
3.1. 5. MF-Typ 5: Boundstones	283
3.1.5.1. MF-Typ 5a: Bafflestones	283
3.1.5.2. MF-Typ 5b: Framestones	283
3.1.5.3. MF-Typ 5c: Bindstones	283
3.1. 6. MF-Typ 6: Riffschuttbreccie	284
3.1. 7. MF-Typ 7: Lamellierter Peloid-Grainstone	284
3.1. 8. MF-Typ 8: Pelagischer Mudstone	285
3.1. 9. MF-Typ 9: Lithoklasten-Breccien	286
3.1.10. MF-Typ 10: Brachiopoden-Pack-/Floatstones	286
3.2. Beziehungen und Ähnlichkeiten zwischen den Mikrofazies-Typen	286
4. Fossilinhalt	287
4.1. Flora	287
4.1.1. Algen	287
4.1.1.1. Problematische Algen	287
4.1.1.1.1. <i>Renalcis turbitus</i>	287
4.1.1.1.2. <i>Devonoscalae tatarstanicae</i>	287
4.1.1.2. Girvanellen	287
4.1.1.3. Dasycladaceen	287
4.2. Fauna	287
4.2.1. Protozoen	287
4.2.1.1. Radiolarien	287
4.2.1.2. Foraminiferen	287
4.2.2. Metazoen	288
4.2.2.1. Coelenteraten	288
4.2.2.1.1. Korallen	288
4.2.2.1.1.1. Korallen im Emsium	288
4.2.2.1.1.2. Korallen im Eifelium	288
4.2.2.1.1.3. Korallen im Givetium	288
4.2.2.1.2. Stromatoporen	288

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. LUTZ H. KREUTZER, Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie und Paläontologie der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen, Lochnerstraße 4-20, D-5100 Aachen.

4.2.2.2.	Mollusken	288
4.2.2.2.1.	Lamellibranchiaten	288
4.2.2.2.2.	Gastropoden	288
4.2.2.2.3.	Cephalopoden	288
4.2.2.2.4.	Dacryoconariden	288
4.2.2.3.	Bryozoen	288
4.2.2.4.	Brachiopoden	288
4.2.2.5.	Arthropoden	289
4.2.2.5.1.	Trilobiten	289
4.2.2.5.2.	Ostracoden	289
4.2.2.6.	Echinodermen	289
4.3.	Spurenfossilien	289
4.4.	Conodonten	289
4.4.1.	Conodonten des Unter- und Mitteldevons	289
4.4.2.	Conodonten des Oberdevons	289
4.5.	Floren- und Faunenbeziehungen	290
5.	Stratigraphie	290
5.1.	Conodontenstratigraphie	290
5.1.1.	Unter- und Mitteldevon	290
5.1.2.	Oberdevon	290
5.1.2.1.	Nicht brecciöse Gesteine	290
5.1.2.2.	Resedimente	291
5.2.	Stratigraphische Grenzen	291
5.2.1.	Die Grenze Silur/Devon	291
5.2.2.	Die Grenze Lochkovium/Pragium	291
5.2.3.	Die Obergrenze Pragium	292
5.2.4.	Die Grenze Emsium/Eifelium	292
5.2.5.	Die Grenze Eifelium/Givetium	293
5.2.6.	Die Grenze Givetium/Frasnium	293
5.2.7.	Die Grenze Frasnium/Famennium	293
5.2.8.	Die Grenze Devon/Karbon	293
5.2.9.	Die Untergrenze der Hochwipfelformation	294
5.3.	Riffsterben	294
6.	Profile	294
6.1.	Übersicht der Profile	294
6.2.	Profile der Kellerwanddecke	295
6.2.1.	Seewarte	294
6.2.2.	Hohe Warte	296
6.2.3.	Kellerspitzen	297
6.2.4.	Kollinkofel	298
6.3.	Profile der Cellondecke	299
6.3.1.	Untere Kellerwand	299
6.3.2.	Cellon	300
6.4.	Profildarstellungen	306
6.4.1.	Bemerkungen zu den Formationsnamen	306
7.	Faziesräume	306
7.1.	Hinterriff	306
7.1.1.	Küste	306
7.1.2.	Intertidale Fazies	306
7.1.3.	Crinoiden-Rindenkornfazies	306
7.2.	Riff-Fazies	308
7.3.	Vorriff-Fazies	308
7.3.1.	Detritus aus Riff- und Hinterriff	308
7.3.2.	Übergangsfazies	308
7.4.	Pelagische Fazies	308
7.4.1.	Karbonatschlamm	308
7.4.2.	Lithoklastische Fazies	308
7.5.	Mächtigkeiten	309
8.	Diagenese	311
8.1.	Destruktive Diagenese	311
8.1.1.	Biologische Erosion	311
8.1.2.	Mechanische Erosion	311
8.1.3.	Drucklösung	311
8.2.	Konstruktive Diagenese	311
8.2.1.	Isochemische Diagenese	311
8.2.2.	Allochemische Diagenese	311
8.2.2.1.	Frühdiaogenetische Dolomitisierung	311
8.2.2.2.	Spätdiaogenetische Dolomitisierung	311
8.2.2.3.	Authigene Minerale	312
9.	Tektonik und Paläogeographie	312
9.1.	Beziehungen zu benachbarten Gebieten	312
9.2.	Rückrotation des Zentralkarnischen Bogens	313
9.3.	Bedeutung des Deckenbaues	313
9.4.	Ältere paläogeographische Vorstellungen	315
9.5.	Faziesverteilung in Kellerwand- und Cellondecke	316
9.6.	Paläogeographische Rekonstruktion	318
	Dank	322
	Literatur	340

Zusammenfassung

Mit mikrofaziellen, stratigraphischen und tektonischen Methoden wurde das Devon des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon im Zusammenhang mit den angrenzenden Gebieten untersucht. Es wurden 14 Profile unter Anwendung alpinistischer Methoden aufgenommen, später zehn Mikrofazies-Typen mit sieben Untertypen differenziert. Conodontenproben und Riff-Fossilien lieferten Daten zur stratigraphischen Einteilung.

Aus früheren Arbeiten geht hervor, daß im Westen an der Seewarte die devonischen Gesteine in Flachwasser-Fazies und am Cellon in Vorriff- bis pelagischer Fazies ausgebildet sind. Der Kellerwand-Hohe Warte-Zug wurde interpoliert und dementsprechend als Übergang zwischen den Faziesräumen angesehen, wobei das Vorhandensein von zwei Teildecken und deren Überschiebungsweite als unbedeutend angesehen wurden. Deshalb wurde zwangsläufig auf einen Fazieswechsel von Westen nach Osten geschlossen. Fazielle Untersuchungen ergaben jedoch im Rahmen der vorliegenden Arbeit, daß

die beiden Teildecken zwei Faziesdecken sind: Die Kellerwanddecke liegt in Hinterriff- oder Riff-Fazies mit mehr als 150 Meter mächtigen givetischen Rifffalken vor, die liegende Cellondecke in Übergangs- bis pelagischer Fazies.

Die Überschiebung erfolgte von Südsüdwesten nach Nordnordosten. Nach Rückbewegungen der komplizierten Tektonik (Abb. 33) ergibt sich eine klare Süd-Nord-Tendenz für die fazielle Verteilung. Der fazielle Wechsel in den Kellerwänden von Westen nach Osten ist im Vergleich dazu untergeordnet. Auf der Basis der Faziesverteilung, Stratigraphie, Tektonik und Analogien zu benachbarten Gebieten wurde eine Paläogeographische Rekonstruktion für den Zentralkarnischen Hauptkamm entwickelt (s. Abb. 33-35).

Trotz aller geländebedingten Schwierigkeiten bei der Probennahme und der struktur- und fossilzerstörenden Überprägung konnte mit den hier vorliegenden Ergebnissen eine schmerzliche Lücke in der Kenntnis der Karnischen Alpen geschlossen werden.

Microfacies, Stratigraphy and Paleogeography of the Central Carnic Alps between Seewarte and Cellon

Abstract

By a combination of microfacies analysis, stratigraphical and tectonical methods, the Devonian of the central Carnic Alps between Seewarte and Cellon was investigated in comparison with neighbouring areas. 14 profiles were taken, which were only accessible by alpinistic methods. 10 microfacies-types with 7 subtypes could be distinguished. Conodont samples and reef-fossils provided data for stratigraphical classification.

Previous workers suggest that the Devonian rocks in the western Seewarte area developed in subtidal facies and in the eastern Cellon area, in fore reef to pelagic facies. The central Kellerwand and Hohe Warte was believed to represent an east-west orientated transition between the different facies types. The influence of the two subordinate nappes (Cellon subordinate-nappe and Kellerwand subordinate-nappe) was considered unimportant. As a result all further workers suggested a facies differentiation from the west to the east. New

investigations discussed in this paper indicate that both the subordinate nappes are facies nappes: The Kellerwand nappe is developed in intertidal, back-reef or reef facies with more than 150 meters of givetian reefs, the Cellon nappe in transition or pelagic facies.

Overthrusting came from the southsouthwest. After moving back the complicated tectonics (Abb. 33) there is a obvious north-south differentiation of facies. In comparison the facies change from the west to the east in the area is unimportant.

Based upon facies differentiation, stratigraphy, tectonics and with analogies to neighboured areas, a paleogeographical reconstruction for the central Carnic Alps was developed (Abb. 33-35). In spite of the difficulties encountered while sampling vertical walls and the destruction of fossils and sediment structure by diagenesis, an important gap was filled in the geology of the Carnic Alps.

„ ... Natürlich gibt es bei der Klassifizierung solcher Naturkörper gar manche Grenzfälle, und die Zuordnung gelingt dann oft nur unter Zwang. Aber unsere Begriffe sind Verständigungsmittel und wollen keine letzten Wahrheiten sein.“

W. STRUVE, 1989

1. Einleitung

Der zentrale Teil des Karnischen Hauptkammes zwischen Seewarte im Westen und Cellon im Osten ließ bis heute immer noch Fragen hinsichtlich der Stratigraphie und der Ablagerungsräume offen. Bei der Detailkartierung (L. KREUTZER, 1986) des Kellerwandmassives wurde klar, daß die mächtigen Kalke eine faziiell vielfältige Entwicklung durch das gesamte Devon erfahren haben. Sowohl am Cellon als auch an der Seewarte wurden in früheren Arbeiten Profile aufgenommen (H. FLÜGEL, 1965; WALLISER, 1957; BANDEL, 1969; PAOHLER, 1982), am Wandfuß wurde ebenso die Geologie studiert (v. GAERTNER, 1931; SCHÖNLAUB, 1970), sogar das

in die Wände eingelagerte Eiskar hatte Begehungen zu verbuchen (FRECH, 1894; v. GAERTNER, 1931). Fraglich war immer noch die geologische Situation und die räumliche Verteilung der einzelnen Faziesräume im oberen Wandbereich des Cellons, innerhalb der gesamten Kellerwände und der Hohen Warte. Durch Profilaufnahmen mit parallel laufender Erfassung der Stratigraphie sollten offene Fragen eine Antwort erhalten.

Bei den aufgeschlossenen Flanken handelt es sich durchwegs um Nordwände. Bei einer durchschnittlichen Wandneigung von 75 bis 80 Grad bis hin zu senkrechten Wänden und einer Wandhöhe von über 1300

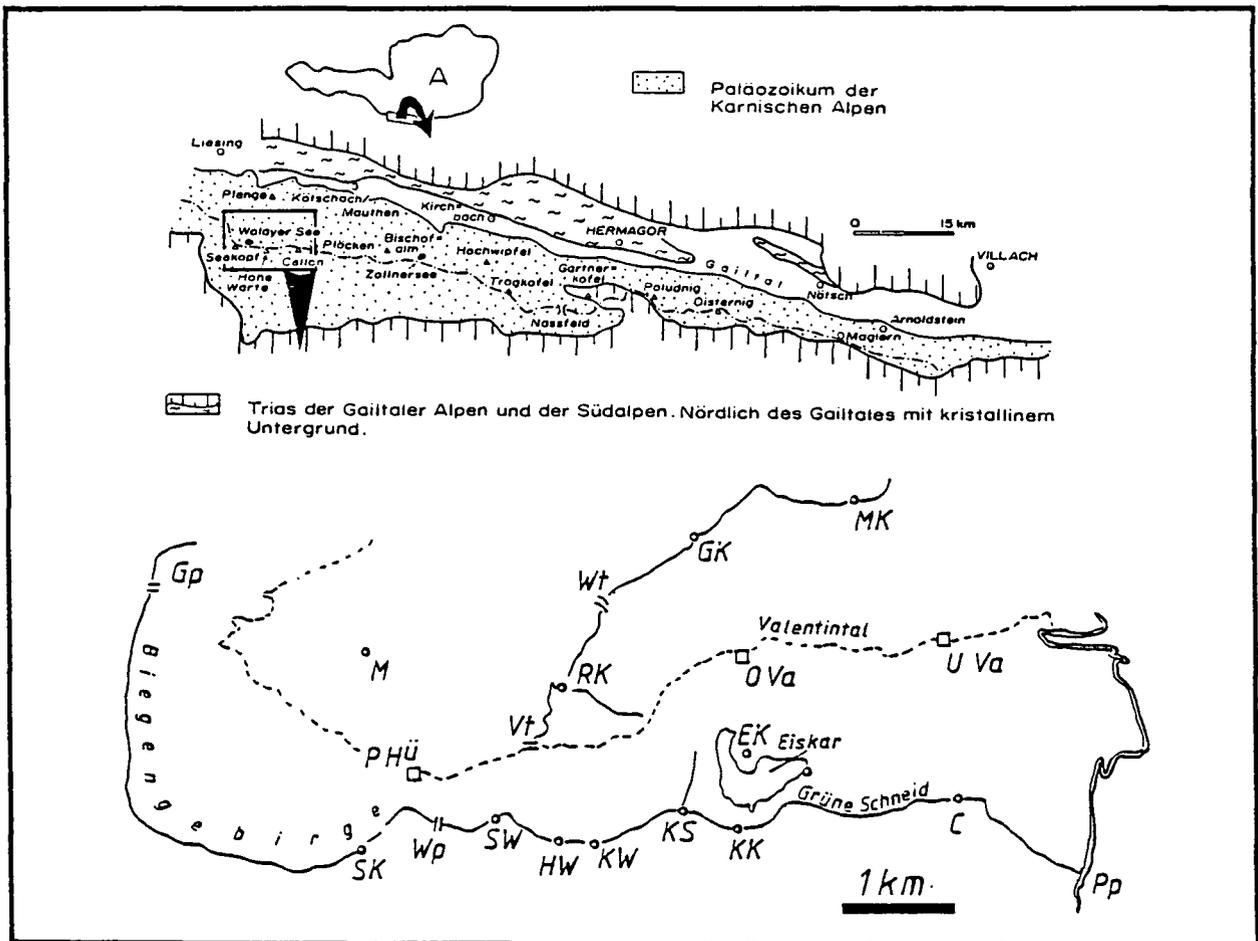


Abb. 1.
 Lage des Arbeitsgebietes (aus SCHÖNLAUB, 1984, ergänzt).
 C = Cellon; EK = Eiskarkopf; GK = Gamskofel; Gp = Giramondopaß; HW = Hohe Warte; KK = Kollinkofel; KS = Kellerspitzen; KW = Kellerwarte;
 M = Maderkopf; MK = Mooskofel; O Va = Obere Valentinalm; PHü = E.-Pichl-Hütte; Pp = Plöckenpaß; RK = Rauchkofel; SK = Seekopf; SW = Seewarte;
 U Va = Untere Valentinalm; Vt = Valentintörl; Wp = Wolayer Paß; Wt = Wodnertörl.

Meter ist an eine herkömmliche Begehung nicht mehr zu denken. Ziel sollte es sein, Profile zu beproben, wozu mögliche Begehungsrouten und Abseilstrecken erkundet werden mußten und die Erfahrungen aus der Geländearbeit der geologischen Kartierung (1984) verwendet werden sollten. Die Herstellung von möglichst vielen faziellen Großschliffen sollte Einsicht in die Umwelt- und Sedimentationsbedingungen der devonischen Lebensräume geben. Mit Conodontenproben sollte die Stratigraphie soweit geklärt werden, um eine Korrelation der lateral unterschiedlichen Fazies zu ermöglichen. Die Riff-Fauna sollte beprobt werden, um eine Liste der devonischen Rifforganismen zusammenzustellen. Von vornherein stand fest, daß die extremen Arbeitsbedingungen die Geländearbeit behindern würden.

1.1. Lage des Arbeitsgebietes

Der Zentralkarnische Hauptkamm ist ein Grenzgebirge zwischen den österreichischen Bundesländern Osttirol und Kärnten und den italienischen Provinzen Südtirol und Friaul. Das Gebirge verläuft von Sillian im Westen bis Arnoldstein im Osten. Im Norden wird es vom Gailtal, im Süden von der Carnia südlich des Val di Cadore und der Linie Tolmezzo – Tarvisio begrenzt.

Das Arbeitsgebiet liegt südlich des Ortes Kötschach-Mauthen (Kärnten). Der Plöckenpaß ist als östliche, der passo di Wolaya als westliche Grenze zu verstehen. Dazwischen erstreckt sich ein rund sechs Kilometer langer Gebirgszug mit den Gipfeln Seewarte, Hohe Warte, Kellerwarte, Kellerwandturm, westliche und östliche Kellerspitzen, Kollinkofel und Cellon (von W nach E, s. Abb. 1). Diese Berge sind mit nahezu 2800 Metern Höhe über dem Meerspiegel die höchsten Gipfel der Karnischen Alpen.

1.2. Geologische Situation

Die Karnischen Alpen gehören großtektonisch zum Südalpin. Durch die Gailtallinie werden sie vom nördlich gelegenen Ostalpin scharf abgegrenzt. Die Schichten fallen nach Süden bzw. Osten ein, wodurch im Norden bzw. Westen die relativ älteren Gesteine aufgeschlossen sind, im Süden bzw. Osten die jüngeren. Dadurch bieten die Nordwände der Berge unmittelbar südlich der Gailtallinie Einblick in das Altpaläozoikum, das im Süden von Sedimenten des Karbons und der Permotrias überlagert wird. Auf engstem Raum gibt es faziell stark unterschiedliche Ablagerungsräume, die durch tektonische Ereignisse in ihre heutige Stellung gebracht wurden.

Die ältesten biostratigraphisch datierten Gesteine haben ordovizisches Alter (Caradoc). Die Sedimentation beginnt mit Schiefen, später können eine kalkige und eine siliciklastische Fazies unterschieden werden; das Arbeitsgebiet liegt in der kalkigen Fazies innerhalb der Cellon-Kellerwanddecke, die in zwei Teildecken getrennt werden kann.

Die Trennung in siliciklastische und kalkige Fazies hält an bis ins Karbon. Die karbonatische Fazies reicht von Sedimenten des Intertidals über Riffbildungen zu pelagischen Sedimenten. Die gleichzeitige schiefrige Sedimentation vertritt die hochpelagische Beckenfazies.

Die devonischen Flachwasserkarbonate erreichen eine Mächtigkeit von über 1100 Meter. Nach dieser be-

merkenswert kontinuierlichen Phase im Devon bis einschließlich Frasnium des Zuges Kellerwand – Hohe Warte zeigen die Karbonate mit abnehmendem Alter bis zum Unterkarbon immer mehr Merkmale, die für eine zunehmende Vertiefung des Meeresbodens sprechen. Im Viséium setzt die Ablagerung des Hochwipfels ein, im Westfalium erreichen die variscisch-tektonischen Einflüsse auf dieses Gebirge ihren Höhepunkt. Die Sedimentation wird unterbrochen. Erst im jüngsten Oberkarbon setzt die Ablagerung wieder mit den Molassesedimenten der Auernigschichten ein. Im Jungpaläozoikum und in der Trias werden im Raum der heutigen Südalpen erneut Karbonate abgelagert. Mit der alpidischen Faltungsära und den glazialen Einflüssen der quartären Eiszeiten erhalten die Berge der Karischen Alpen ihr heutiges Bild.

2. Arbeitsmethoden

2.1. Geländearbeiten

Die Beprobung im Arbeitsgebiet mußte sich hauptsächlich auf vertikale Profile mit beträchtlichen Höhenunterschieden beschränken: Die Arbeitsmethoden wurden den Geländegegebenheiten angepaßt, in der Regel wurden alpinistische Methoden ersonnen. Die Schichten sind in den meisten aufgenommenen Profilen horizontal angeschnitten; daher stellten sich zwei Arbeitsmethoden als besonders geeignet heraus:

① Beprobung im direkten Aufstieg (Taf. 2/2)

Das Profil wird vom Liegenden zum Hangenden aufgenommen. Bei Begehungsrouten oberhalb des IV. alpinen Schwierigkeitsgrades (nach UIAA; s. HOLL, 1979) wurde in Zweier-Seilschaft gearbeitet (beprobt wurde bis zum VI. Grad). Routen bis zum IV. Schwierigkeitsgrad wurden vom Verfasser alleine beprobt. Dabei wurde durchschnittlich alle fünf Meter eine Schlißprobe entnommen. Teilweise konnten die Abstände enger gewählt werden, oftmals ergaben sich aus Geländegegebenheiten, lithologischen oder tektonischen Gesichtspunkten größere Probenabstände. Die Lithologie wurde direkt im Gelände angesprochen. Wegen der Länge der Profile und des zunehmenden Tragegewichtes der Gesteinsproben mußten verschiedene Routen mehrmals begangen werden.

② Beprobung durch Abseilen (Taf. 2/1)

Einige Profile konnten nur im Abstieg beprobt werden. Wegen der extremen Steilheit und Unbegehrbarkeit mancher Wandbereiche wurde der obere Ausgangspunkt über einen relativ unschwierigen Zustieg erreicht, um von hier aus eine Abseilpiste durch den zu bearbeitenden Wandteil zu legen. Mit einer speziellen Technik konnten im Seil hängend die Schichten hinreichend eng beprobt und beschrieben werden. Diese Methode hatte einen größeren Materialverbrauch zur Folge (Abseilhaken, Reepschnüre, Seilverschleiß), erwies sich allerdings in vielen Fällen als die einzig sinnvolle. Die Proben-

menge kann erhöht werden, eine zweite Person ist nie notwendig. Da Aufstiegsrouten oft an tektonische Linien gebunden sind, erhöht die Abseilmethode die Wahrscheinlichkeit einer Entnahme von ungestörten Proben: Beim Abseilen lassen sich gestörte Zonen besser vermeiden.

Bei der Auswahl der Routen mußte ein Rahmen abgesteckt werden, der eine grundsätzlich mögliche Ersteinigung erlaubte. Schwierigkeitsgrad, Wandhöhe, Brüchigkeit des Gesteins und Rückzugmöglichkeiten wurden der Planung zugrundegelegt. Diesem Zweck dienten der Alpenvereinsführer von P. HOLL (1979), intensive Gespräche mit gebiets erfahrenen Alpinisten und eigene Erfahrungen im Gelände aus Vorarbeiten (KREUTZER, 1986, 1989b). Der Probenabtransport erfolgte entweder zu Fuß über die italienische Seite (ich danke den zahlreichen Helfern), durch Abseilen über die Nordwand ins Valentintal oder neuerdings mit dem Gleitschirm.

Die aufgenommenen Profile werden in Kap. 6 aufgelistet. Insgesamt wurden ca. 450 Proben für mikrofazielle Dünnschliffe und ca. 50 Conodontenproben zwischen 2,5 und 4 kg geborgen.

2.2. Laborarbeiten

Die im Gelände entnommenen Proben wurden im Labor zu faziellen Großdünnschliffen verarbeitet. Das Standardformat hierfür betrug 60 x 90 mm Kantenlänge. Zur mikroskopischen Unterscheidung von Calcit und Dolomit wurden die Schliffe teilweise mit Alizarinrot S und Kalium-Hexacyanoferrat III ($K_3Fe(CN)_6$) angefärbt (DICKSON, 1966).

Die Conodontenproben wurden in 8 %-iger Ameisensäure gelöst, gegenüber der Essigsäuremethode eine enorme Zeitersparnis, außerdem ist Ameisensäure biologisch besser abbaubar. Die weitere Aufbereitung erfolgte nach den üblichen Methoden.

3. Mikrofazies-Typen

Die Kalke wurden nach DUNHAM (1962) klassifiziert, da es sich bei vorangegangenen Arbeiten (KREUTZER, 1986) als sinnvoll und hilfreich erwiesen hatte, die Gesteine bereits im Gelände einzuordnen. Insgesamt wurden 10 Mikrofazies-Typen (MF-Typen) mit Untertypen unterschieden, die tabellarisch beschrieben werden sollen:

3.1. Beschreibung der Mikrofazies-Typen (MF-Typen)

3.1.1. MF-Typ 1:

Bioklastischer Wackestone

(Taf. 4/2; 6/6,7; 7/6; 8/6,8,9; 9/2,3,7)

Matrix: Mikrit, oft stark durchwühlt.

Komponenten: Biogene, Pelloide.

Biogene:

Biomorph: Tentakuliten (Taf. 6/9; 7/6; 8/8), Trilobiten (Taf. 4/2; 6/3), Ostracoden, Cephalopoden (Taf. 6/5-6).

Bioklastisch: Echinodermen, Schalen, Korallen.

Gefüge: schlammgestützt, selten Orientierungsmuster an Tentakuliten zu erkennen, Geopetalgefüge in Tentakuliten und Cephalopoden, viele Lösungsbahnen mit angereicherter Tonmineralen, schichtweise komplett dolomitisiert.

Vorkommen: Gesteine dieses Typs kommen im gesamten Unterdevon zwischen Kellerwänden und Cellon vor. Makroskopisch sind sie als plattige Kalke ausgebildet, deren Farbe je nach Dolomitgehalt von dunkelgrau bis gelbbraun wechseln kann.

Deutung: Nach DUNHAM (1962) wird dieses Gestein als bioclastic Wackestone bezeichnet. Der Sedimentationsraum war der Bereich an einem dem Riff vorgelagerten Hang, unschwer an den organodetritischen Zwischenschichten zu erkennen. Die Fauna ist pelagisch beeinflusst.

3.1.2. MF-Typ 2

Rindenkorn-Grainstone

(Taf. 4/4,7; 7/1,2,5; 8/2,4)

Matrix: Sparit, sehr selten Mikrit.

Komponenten: Rindenkörner, Pelloide, Aggregatkörner, Biogene, Ooide, Onkoide.

Biogene:

Meist bioklastisch: Trochiten, Muscheln, Brachiopoden, Ostracoden, Korallen, Gastropoden (Taf. 7/1,2), wenig Bryozoen, Dasycladaceen.

Meist biomorph: Amphiporen, Calcisphaeren; nahezu vollständig umrindet.

Rindenkörner: meist Bioklasten.

a) große Körner (bis 4 cm): dünne Mikritrinde, Anbohrungen deutlich zu erkennen.

b) kleine Körner: nahezu vollständig mikritisiert, Unterscheidung von Peloiden fällt schwer.

Onkoide: konzentrisch, dünne Kruste, Kern aus Aggregatkörnern oder Bioklasten.

Gefüge: komponentengestützt, Geopetalgefüge in Gastropoden (Taf. 7/1,2), normale Gradierung, stellenweise Fleckenriffe, Fenstergefüge kann vorhanden sein (birdseyes und stromatactis).

Sparit: Blockzement, selten bräunlicher A-Zement von weißem B-Zement zu unterscheiden.

Vorkommen: Die Rindenkornkalke treten im gesamten Devon bis Frasnium der Kellerwanddecke auf und repräsentieren typische Hinterriff-Fazies, ferner wurden sie in den Unteren Kellerwänden und am Cellon in einzelnen Lagen registriert.

Deutung: Nach DUNHAM (1962) handelt es sich um einen Grainstone. Diese Gesteine sind unter hoher Wasserenergie abgelagert worden, was die vollkommene Auswaschung und die starke Aufarbeitung der Bioklasten erklärt. Der Reichtum an Dasycladaceen deutet auf gute Durchlichtung und Durchlüftung hin. Bohrende Organismen, die nahezu alle Komponenten befallen haben, sprechen ebenfalls für flaches Wasser.

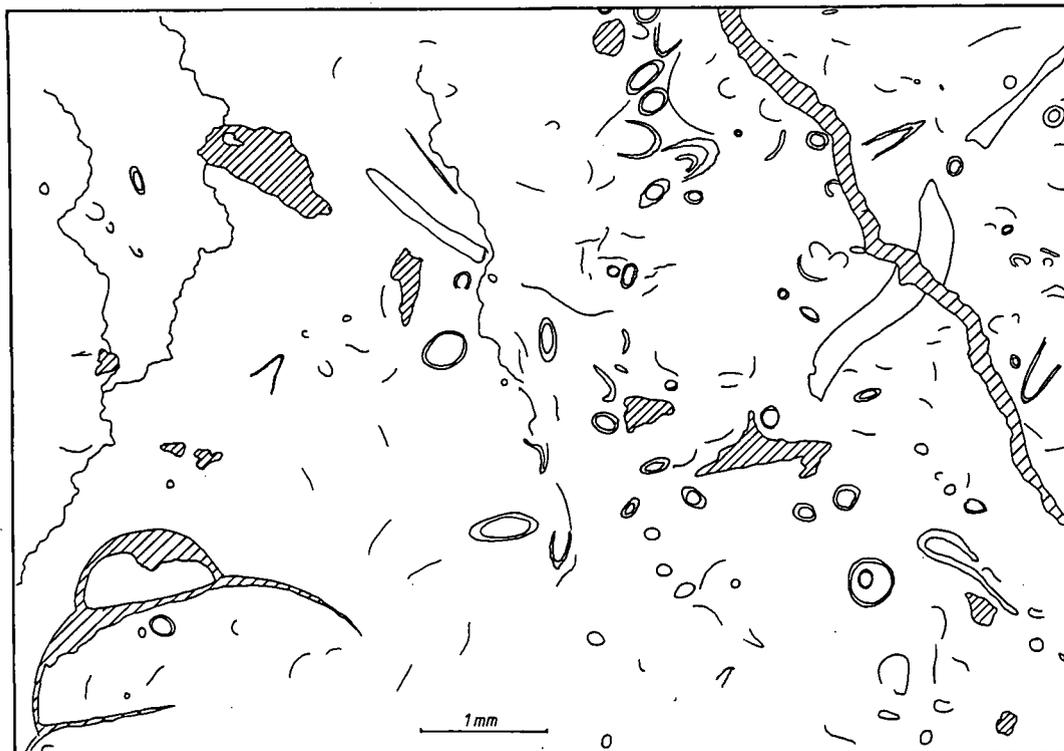


Abb. 2.
MF-Typ 1
(P87, Lochkovium, Untere Kellerwand).
Einzelne Bioklasten (Tentakulitenröhren, Filamente, Trilobiten- und Cephalopodenanschnitte) bezeugen den pelagischen Einfluß. Die Matrix ist mikritisch. Hohlräume sind erkennbar.

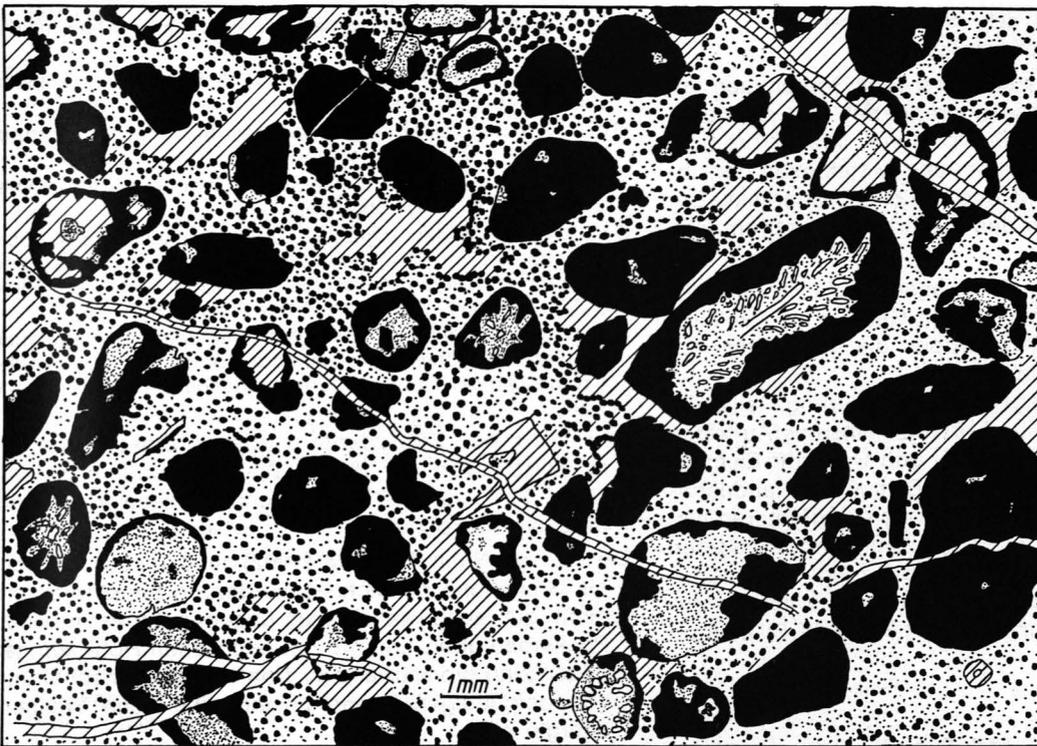


Abb. 3.
MF-Typ 2a
(P43, Givetium, Obere Kellerwände).
Sehr große Rindkörner in einer pelsparitischen Matrix.

3.1.3. MF-Typ 3: Peloid-Pack-/Grainstone

Matrix: Sparit und Mikrit.

Komponenten: Peloiden, schichtweise Biogenanhäufungen.

3.1.3.1. Typ 3a: Peloid-Pack-/Grainstone mit Bioklasten (Taf. 4/2)

Biogene:

Bioklastisch: Echinodermen, Tentakuliten, Cephalopoden, Trilobiten, Brachiopoden, Ostracoden, Korallen, Amphiporen.

Gefüge: komponentengestützt mit Übergängen zu schlammgestützten Lagen (MF-Typ 1), im Wechsel mit MF-Typ 8 nahezu fossilfrei, Bioturbation, Geopetalgefüge in Bohrgängen, Gradierung normal (Abb. 4; Taf. 4/2), Lösungsbahnen, Dolomitisierung bevorzugt an Lösungsbahnen und in feinkörnigeren Zonen.

3.1.3.2. Typ 3b: Peloid-Pack-/Grainstone mit Parathuramminacea (Taf. 6/1,4)

Biomorpha: Archaeosphaera, Bisphaera, *Parathuramina cf. dagmarae* (Taf. 6/4).

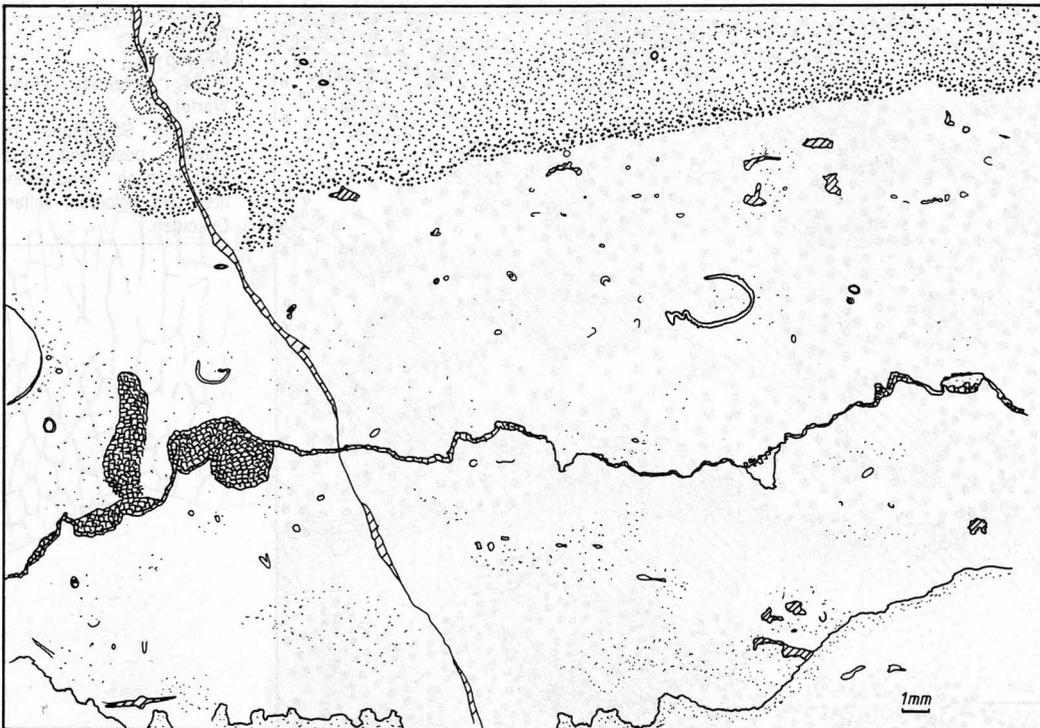


Abb. 4.
MF-Typ 1/3a
(P21, Pragium, Untere Kellerwand).
Gradierter Schichtung im Schliffbereich. Unten MF-Typ 1, oben setzt MF-Typ 3a ein. In der Mitte eine dolomitisierte Lösungsbahn.

Peloide: auffällig kantig, sehr dicht gepackt.
Gefüge: nicht gradiert, Lösungsbahnen.

Vorkommen: Die Gesteine des Typs 3a kommen immer wieder in Wechsellagerung mit den bioklastischen Wackestones (MF-Typ 1) vor, ihre Verbreitung ist demnach auf das Unter- und Mitteldevon der unteren Kellerwände und des Cellons beschränkt. Der Typ 3b ist im Bereich des Eiskarkopfes und am Cellon zu finden.

Deutung: Wegen der Packungsdichte und der teils mikritischen Matrix muß dieses Gestein als Packstone bezeichnet werden, wobei die Übergänge zu einem Grainstone fließend sind.

Typ 3a: Die stark ausgeprägte Gradierung, teilweise schräge Schichtung und das gemeinsame Auftreten von pelagischer Fauna, Riff- und Hinterriff-Elementen deutet auf episodischen Einfluß des landnäheren Sedimentationsraumes auf den landferneren hin.

Typ 3b: Der Wechsel mit typischen Hangsedimenten (MF-Typ 1 und 3a) und MF-Typ 2 zeugt von Entstehung im Vorriffbereich (flacher Hang), in dem es zusätzlich zu Schüttungen von Hinterriff-Elementen gekommen ist.

3.1.4. MF-Typ 4:

Loferit

(FISCHER, 1964)
(Taf. 4/1; 8/1,5)

3.1.4.1. Typ 4a:

Pel-sparitischer Loferit

Matrix: Sparit, selten Mikrit in feinkörnigen Arealen.

Komponenten: Rindenkörner, Peloide, Bioklasten, Aggregatkörner, Onkoide.

Biogene:

Bioklastisch: Echinodermen, Dasycladaceen, Bivalven, wenig Gastropoden; grundsätzlich angebohrt.

Peloide: gut gerundet, dunkler als Mikrit, Internstrukturen nicht erkennbar.

Aggregatkörner: wahrscheinlich Algenlumps, stark mikritisiert.

Onkoide: dünne Krusten (Taf. 8/1), langgestreckt, konzentrisch; Kerne aus Bioklasten.

Ooide: selten, Übergänge zwischen mikritisierten Komponenten und Ooiden zu erkennen.

Rindenkörner: meist angebohrte Echinodermenfragmente, Bohrungen sehr gut erkennbar.

Gefüge: komponentengestützt, hohe Packungsdichte, normal gradiert, im Hangenden zunehmend mikritisch, scharfe Grenzen zu erneut grobkörnigen Bereichen, viele Hohlräume (LF-B-II-Gefüge, birdseyes), keine Internsedimente.

Sparit: Blockzement, ursprünglich zwei Zementgenerationen (an Farbunterschieden erkennbar): Komponentenoberfläche mit gleichdicker brauner Zone umgeben, Zwischenräume weiß.

Vorkommen: Die Loferite wurden in dieser Form nur im Mitteldevon der Hohen Warte gefunden (SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975, bezeichnen diese Kalke als birdseye-Kalke).

Deutung: Nach DUNHAM (1962) muß dieses Gestein als Grainstone bezeichnet werden, in feinkörnigeren, nicht gut ausgewaschenen Lagen geht er in einen Packstone über. Loferite mit reichlichen Hohlraumgebilden sind typisch für den Tidalbereich. Einschaltung von ooidhaltigen Lagen zeigen eine hohe Wasserenergie an.

3.1.4.2. Typ 4b:

Mikritischer Loferit

Lokal sehr begrenztes Vorkommen, rötlich-grauer Kalk.

Matrix: Mikrit.

Komponenten: Biogene.

Biogene: Ostracoden, häufig zerbrochen.

Gefüge: Hohlräume (LF-B-I-Gefüge, birdseyes), Feinschichtung durch Farbwechsel und Häufigkeit der Hohlräume; Lagen mit Ostracoden sehr dünn; meist fossilfrei.

Vorkommen: Die Verbreitung dieser Gesteine ist sehr begrenzt. Nur in 1–2 m Mächtigkeit sind sie auf den Kellerspitzen hangend zu den Rindenkornkalken



Abb. 5.
MF-Typ 4a
(P224, Givetium, Hohe Warte).
Gradierte Schichtung im Loferit, bestehend aus hauptsächlich Rindenkörnern und Peloiden, selten Onkoiden.

(MF-Typ 2) und liegend zu den Riffkalken des Givetium zu finden.

Deutung: Nach DUNHAM (1962) sind diese Gesteine Mudstones. Ihre Anordnung hangend zu rindenkorn- und algenhaltigen Kalken spricht für eine Sedimentation im Hinterriff-Bereich. Da feine Kalkschlämme sedimentiert wurden, muß die Wasserenergie sehr niedrig gewesen sein. Als einzige Organismen sind Ostracoden erhalten. Anzeichen für Übersalzung lassen sich nicht finden. Wahrscheinlich wurden diese Sedimente in einem abgeschnürten Bereich mit nur geringem Wasseraustausch zur Umgebung abgelagert.

3.1.5. MF-Typ 5: Boundstones

(Taf. 5/1-7)

3.1.5.1. MF-Typ 5a: Bafflestones

Matrix: Sparit und Mikrit.

Komponenten: Peloide, Biogene.

Biogene:

Bioklastisch: Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen.

Biomorph: Korallen und Stromatoporen (oft in Lebendstellung), Cacosphaeren.

Peloide: Gut gerundet.

Gefüge: Schlammgestützt, Geopetalgefüge in Brachiopoden und Korallen (Abb. 6), normale Gradierung.

3.1.5.2. MF-Typ 5b: Framestones

Matrix: Mikrit und Sparit.

Komponenten: Biogene, Rindenkörner, Peloide.

Biogene:

Biomorph: Korallen und Stromatoporen, Algen (*Renalcis turbitus*), Peloide, Rindenkörner: Wie MF-Typ 2.

Gefüge: Stromatoporen und Korallen bilden Gerüste, *Renalcis turbitus* stromatolithisch.

3.1.5.3. MF-Typ 5c: Bindstones

Matrix: Mikrit, Sparit und Dolomit.

Gefüge: Wechsel zwischen Dolomit- und Mikritlamellen, Algenkrusten und MF-Typ 2.

Sparit: neomorph aus Algenkrusten hervorgegangen (Taf. 8/7).

Vorkommen: Frame- und bafflestones stellen den Hauptanteil der Riffe des Kellergrates und der Hohen Warte im Givetium und der Riffe des Unterdevons an der Seewarte. Laminite findet man nur im Emsium der Kellerwanddecke (in der Nordwand der Hohen Warte und an der Seewarte).

Deutung: Typisch für die Riffareale sind die gerüstbildenden Framestones. In den Bereich der Riffe und der Riffrandbereiche gehören ebenfalls die Bafflestones. Laminite sind typische Vertreter der Intertidalfazies.

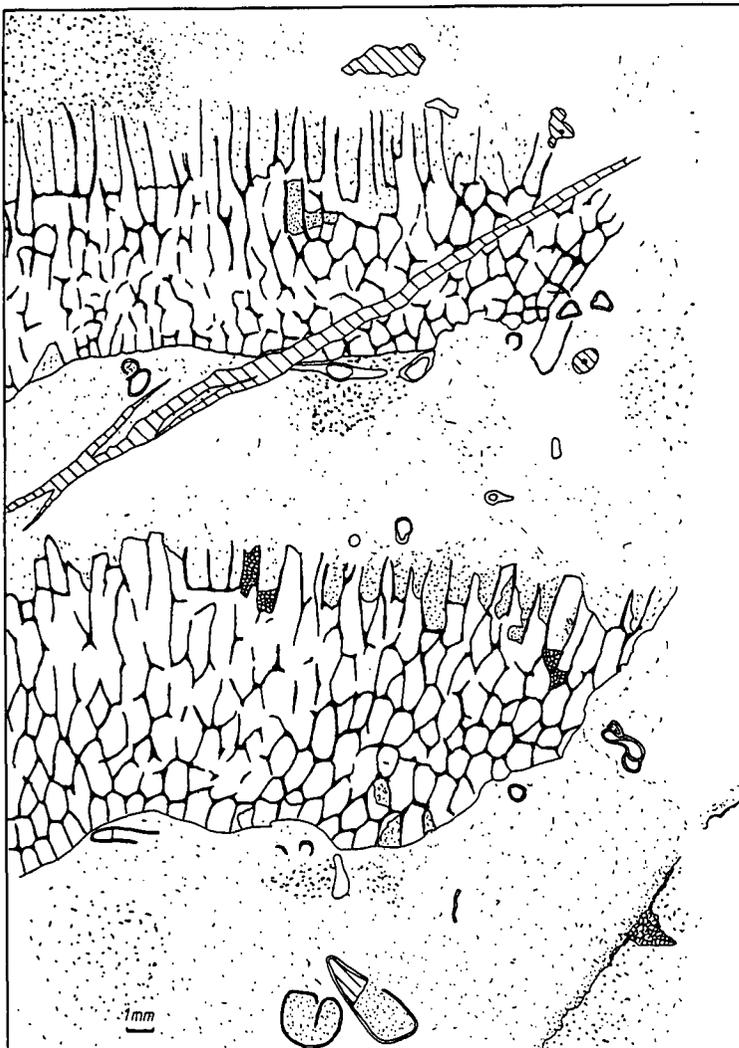


Abb. 6.

MF-Typ 5a

(PK20, Eifel, obere Kellerwände).

Eine tabulate Koralle (innere Hohlräume mit Sparit verfüllt) dient als Sedimentfänger. Gastropoden-, Brachiopoden- und Echinodermenreste liegen in feinkörniger Matrix.

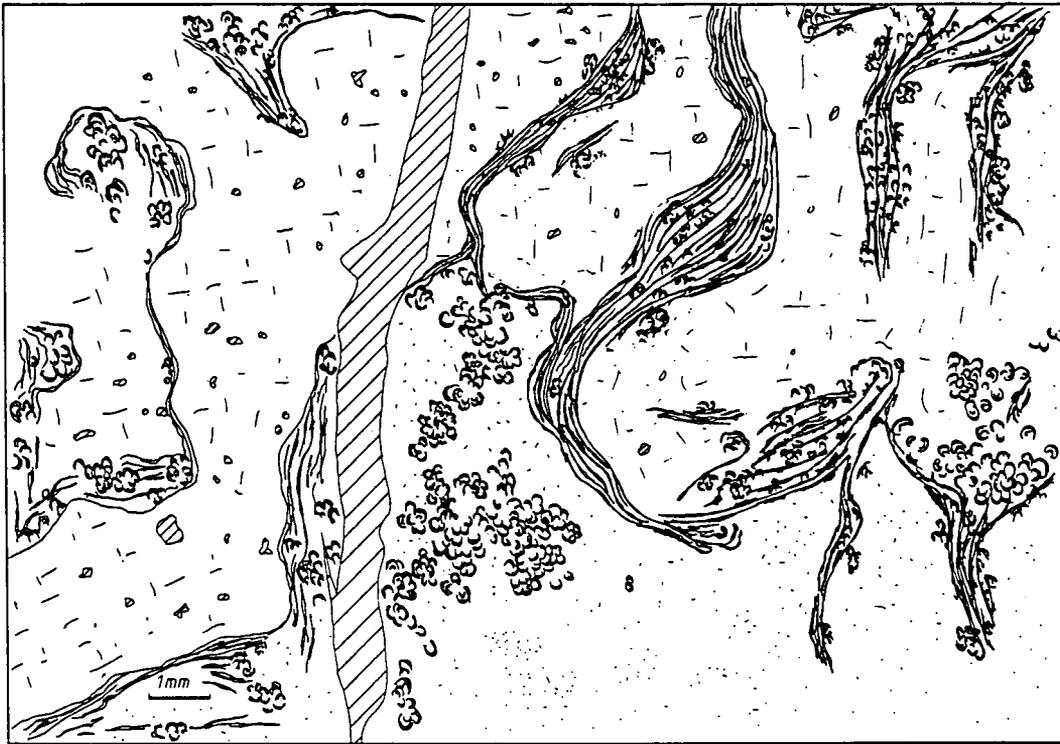


Abb. 7.
MF-Typ 5b/c
(P55, Frasnium, Kollinko-
fel).
Verschiedene Stromatopo-
ren werden von Algenkru-
sten mit *Renalcis turbitus*
WRAY umgeben. *Renalcis*
ist in großen Bereichen ge-
steinsbildend.

**3.1.6. MF-Typ 6:
Riffschuttbreccie**
(Taf. 4/3)

Matrix: Sparit.

Komponenten: Bioklasten, Lithoklasten.

Biogene:

Bioklastisch: Korallen und Stromatoporen, Echinodermen, Amphiporen, Brachiopoden.

Lithoklasten: Aus MF-Typ 2, aus Breccien bestehend.

Gefüge: komponentengestützt, Styolithen nach allen Seiten der Klaster.

Vorkommen: Die Riffschuttbreccien kommen im Wechsel mit Wackestones, Pellet-Grainstones und

Rindenkorn-Grainstones im Unterdevon der Unteren Kellerwände vor.

Deutung: Nach DUNHAM handelt es sich um Rudstones. Sie sind als Schüttung von einem Riffareal in tieferes Wasser eines vorgelagerten Hanges zu verstehen. Es kommt zu Verzahnungen und Wechsellaagerung mit Sedimenten des Vorriffbereiches.

**3.1.7. MF-Typ 7:
Lamellierter Peloid-Grainstone**
(Taf. 4/5; 6/2)

Matrix: Sparit.

Komponenten: Peloide, Biogene, Pyrit.



Abb. 8.
MF-Typ 6
(P369, Emsium, Eiskarkopf
W-Wand).
Das Gestein besteht aus
Bio- und Lithoklasten, die
nach allen Seiten von
Drucksuturen begrenzt
werden.

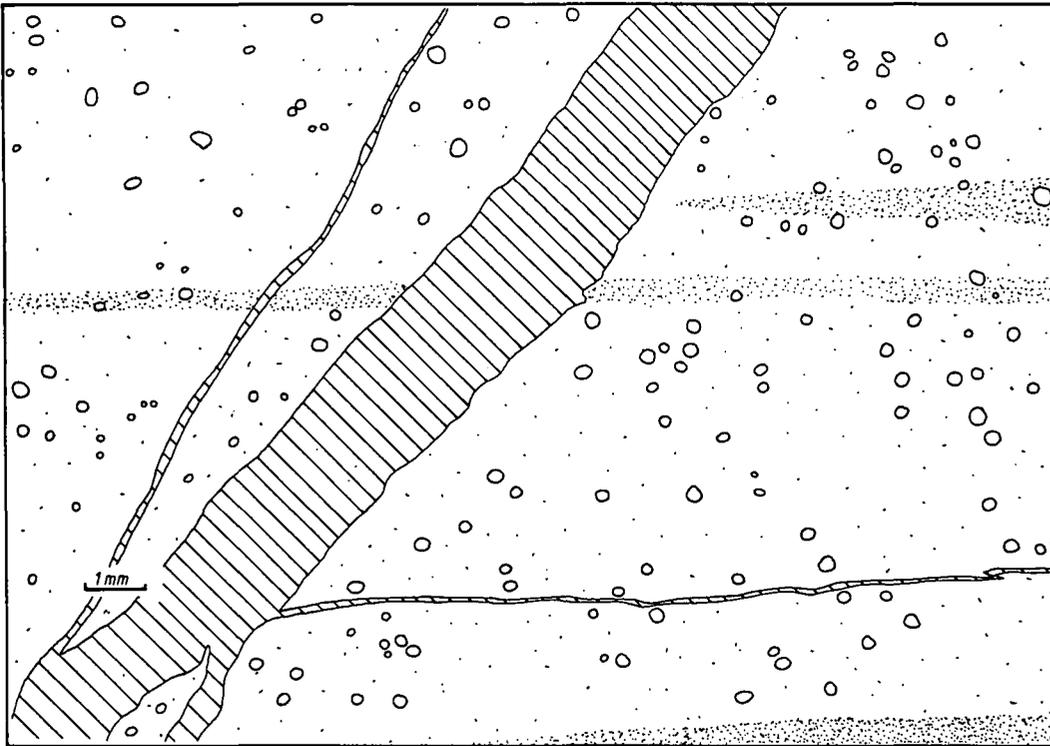


Abb. 9.
MF-Typ 7
(P804, Lochkovium, Celson-Lawinerinne).
In diesem Grainstone kommen Radiolarien und runde sparitische Sphaeren vor, die nur bei starker Vergrößerung unterscheidbar sind.

Biogene:
Biomorph: Radiolorien, Parathuramminacea.
Peloide: meist kantig.
Gefüge: Komponentengestützt, Wechsel mit detritischen Schichten, teilweise Schrägschichtung.
Vorkommen: Die Verbreitung dieser Gesteine ist auf die Basis des Lochkoviums am Celson und der Unteren Kellerwände begrenzt, also auf einen Bereich, der den pelagischen Kalken der Rauchkofelfazies nahe gelegen hat
Deutung: Die Matrix dieses Gesteins besteht aus sekundärem Sparit, muß aus diesem Grund als Grainstone bezeichnet werden. Radiolariengehäuse und

Kieselsäure sind Hinweise auf einen pelagisch beeinflussten Sedimentationsraum.

3.1.8. MF-Typ 8: Pelagischer Mudstone

Matrix: Mikrit, Sparit in Hohlräumen.
Komponenten: wenig Biogene, Peloide.
Biogene:
Biomorph: Parathuramminacea, *Devonoscalae tatarstanicae*, Radiolarien.
Bioklastisch: Ostracoden, dünne Schalen, Brachiopodenstacheln.

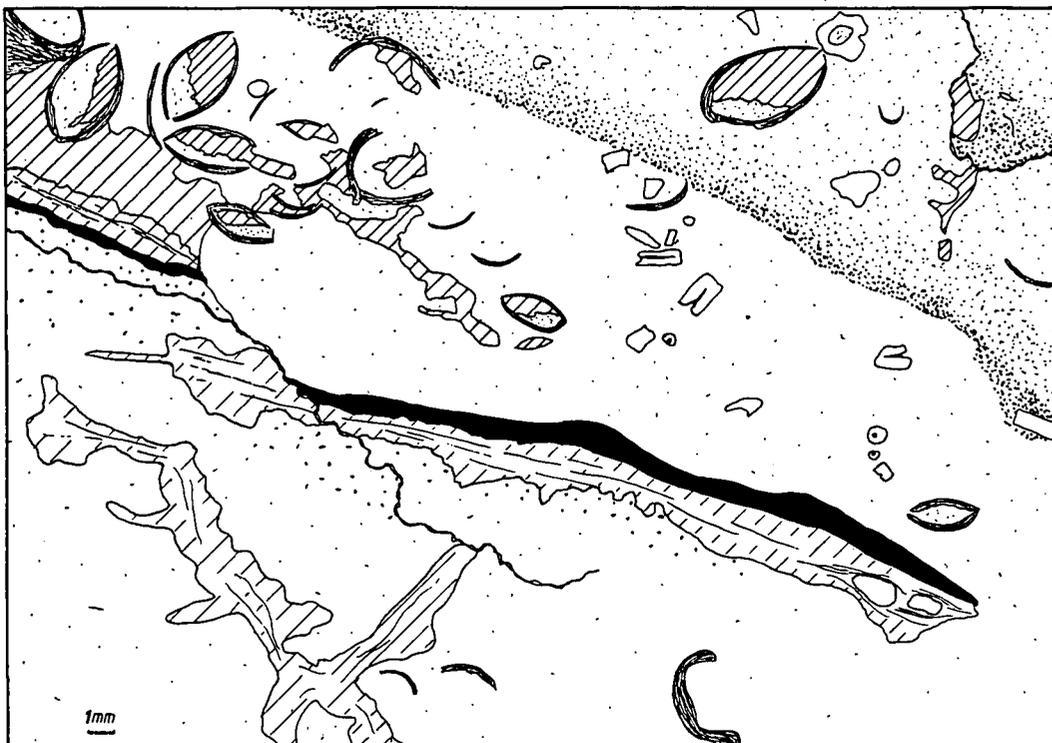


Abb. 10.
MF-Typ 10
(P56, Frasnium, Kollinkofel).
Brachiopoden mit Geopetalgefüge (teilweise später umgelagert) in mikritischer oder pelsparitischer (oben) Matrix. Ein großes Brachiopodengehäuse (unten), dessen Schale zu Sparit umkristallisiert ist, wurde von bohrenden Organismen an der Oberseite mikritisiert.

Gefüge: schlammgestützt, Bioturbation häufig, Spalten mit Intraklastbildung, Übergänge zu MF-Typ 1 und 3b möglich; Stylolithen im Abstand von 1 bis 2 cm.

Vorkommen: Gesteine des MF-Typs 8 kommen im oberen Bereich der massigen Kalke vor und bauen die dünnplattigen Kalke bis zum Gipfel des Cellons auf (Mittel-Oberdevon). Ohne Devonoscalen findet man sie im Profil des Kollinkofels (Famennium). Die klastischen Zwischenlagen wurden im Famennium am Cellon beobachtet

Deutung: Aufgrund der Seltenheit von Komponenten handelt es sich nach DUNHAM (1962) um einen Mudstone. Sie werden einem pelagischen Sedimentationsraum zugewiesen, der allerdings nicht sehr tief gewesen ist.

3.1.9. MF-Typ 9: Lithoklasten-Breccien

(Taf. 3/1; 4/8)

Matrix: Sparit, seltener Mikrit.

Komponenten: Lithoklasten, selten Biogenschutt.

Biogene:

Bioklastisch: Echinodermen.

Lithoklasten: mikritische Matrix, pelagische Ostracoden, Radiolarien, Calcisphaeren, Größe zwischen 0,5 mm bis einige cm.

Gefüge: Komponentengestützt, Sparitareale je nach Klastergröße mehrere cm (Abb. 14).

Vorkommen: Lithoklastengesteine befinden sich im Famennium des Kollinkofels, am Cellon bilden sich zeitgleich Intraklastite (s. MF-Typ 8). Ferner wurden Lithoklastengesteine in den Plattenkalken der Unteren Kellerwand beobachtet

Deutung: Die Entstehung dieser Gesteine kann verschiedene Gründe haben: Sie können durch Rutschungen am Hang, seismische Einflüsse oder durch Aufarbeitung nach einer Transgression entstehen.

3.1.10. MF-Typ 10: Brachiopoden-Pack-/Floatstones

(Taf. 4/6; 3/2; 5/8)

Matrix: Sparit und Mikrit.

Komponenten: Biogene, Pelloide.

Biogene:

Bioklastisch: Echinodermen, Brachiopoden, Bryozoen, Ostracoden.

Biomorph: Brachiopoden, Cyanophyceen, Amphiporen (vergesellschaftet mit *Stringocephalus burtini*, Taf. 3/2; 5/8).

Pelloide: aufgearbeitete Sedimentpartikel (Pseudopelloide) und fecal Pellets.

Gefüge: Geopetalgefüge in Brachiopoden, später teilweise umgelagert (geopetale Waagen zeigen unterschiedliche Richtungen an, s. Abb. 10); Wechsellagerung mit detritischen Pelloidgesteinen (MF-Typ 3a).

Vorkommen: Brachiopoden-pack-/Floatstones treten im Oberdevon des Kollinkofels auf und dienen im Gelände als ideale Leitschicht. Im Givetium der Kellerwände und der Hohen Warte wurden Schichten mit *S. burtini* gefunden.

Deutung: Nach DUNHAM handelt es sich um Packstones beziehungsweise (je nach Komponentengröße) um Floatstones, wobei die Übergänge zu rasenbildenden Biostrom-Kalken (streng genommen bafflestones) fließend sein können. Im Mitteldevon besiedeln große Brachiopoden Hinterriff-Areale, im Oberdevon bilden sie Biostrome in Vorriffbereichen.

3.2. Beziehungen und Ähnlichkeiten zwischen den Mikrofazies-Typen

In Tab. 1 sind die Mikrofaziestypen und ihre Varianten in Beziehung zur Fauna, zur Zementierung, zu karbonatischen und nicht-karbonatischen Komponenten und zu ihrem Gefüge dargestellt. Hierbei wurden für Fauna und Komponenten drei Häufigkeitsbereiche unterschieden. Die Gefügemerkmale wurden lediglich als "nennenswert vorhanden" in der Darstellung bemerkt.

Einige Komponenten und Gefügemerkmale sind wahre „Durchläufer“: Echinodermenbruchstücke, Ostracoden und Parathuramminaceen, Pelloide, Feinschichtung und Stylolithen. Sie kommen in der überwiegenden Zahl der unterschiedlichen MF-Typen vor und haben deshalb keine große Aussagekraft bezüglich der Fazies und Feststellung von Gemeinsamkeiten oder Unterschieden einzelner Gesteinstypen. Andere Komponenten oder Gefügemerkmale sind selten und können Hinweise auf eine eventuelle Nähe oder einen sedimentären Einfluß von unterschiedlichen MF-Typen untereinander geben.

Tabelle 1.
Mikrofazies-Typen und ihre Merkmale.

● = Hauptbestandteil; ○ = Nebenbestandteil; ◦ = untergeordneter Bestandteil; □ = nennenswert vorhanden.

MF-Typ	1	2	3	4a	4b	5a	5b	5c	6	7	8	9	10	
Amphiporen		●	○											FAUNA + FLORA
Brachiopoden		○	○			○					○		●	
Bryozoen		○											○	
Cephalopoden	●		○											
Dasycladaceen		●		○										
Echinodermen	○	●	●	○		○			○			○	○	
Filamente	●													
Gastropoden	○	○												
Korallen	○	○	○			●	●		○					
Muscheln		○												
Ostracoden		○	○			○					○	○	○	
Parathuramminacea	●	○	○			●	○				○	○	○	
Radiolarien											○	○		
Spicula	○													
Stromatolithen/Algen		○					○	●			○			
Stromatoporen		○				●	●		○					
Tentaculiten	●		●											
Tritobiten	●		○									○		
	1	2	3	4a	4b	5a	5b	5c	6	7	8	9	10	
Mikrit	●	○	○	○	●	●	●	●	○	○	●	○	●	MATRIX
Sparit	○	●	●	●	○	○	○	○	●	●	○	○	○	
prim. Dolomit								●						
sek. Dolomit	●	○	●											
Pyrit														KOMPONENTEN
Aggregatkörner		●	○											
Klasten									●			●		
Onkoide		○	○											
Ooide		○	○											
Pelloide	○	●	●	●		●	●	○			●	○	●	
Rindenkörner		●	○	●			●							
	1	2	3	4a	4b	5a	5b	5c	6	7	8	9	10	
Bioturbation	□		□								□			GEFÜGE
Feinschichtung	□	□	□	□	□	□				□	□	□	□	
Hohlraumgefüge	□	□	□	□	□						□		□	
Stylolithen	□	□	□						□		□		□	

Typisch pelagische Biomorpha zeigen auffallend begrenzte Vorkommen: Cephalopoden, Tentaculiten und Trilobiten sind nur in den MF-Typen 1, 3a und 8 zu finden. Die Typen 1 und 3 sind die einzigen, die von einer bedeutenden sekundären Dolomitierung erfaßt wurden. Die Zusammensetzung, die Diagenese und auch die Sedimentologie dieser MF-Typen zeigen eindeutige Ähnlichkeiten.

Eine weitere auffällige Gemeinsamkeit besteht zwischen den MF-Typen 2 und 4a: Sie führen als einzige Dasycladaceen, Onkoide und Ooide; Rindenkörner und Aggregatkörner gemeinsam mit MF-Typ 3a, der in einigen Fällen unter Einfluß von MF-Typ 2 zu stehen scheint (Tatsächlich sind die Gesteine des MF-Typs 3a oft Resedimente mit Primärkomponenten aus dem Bereich der Bildung von MF-Typ 2).

Radiolarien kommen bedeutend nur im MF-Typ 7 vor, ein Hinweis auf die Entstehung im pelagischen Bereich.

Außerdem sind sie (außer den frame- und bindstones und dem räumlich sehr begrenzten mikritischen Loferit) die einzigen Gesteine, die keine Echinodermenbruchstücke enthalten, sie waren vom Liefergebiet zu weit entfernt.

Korallen und Stromatoporen sind nur für die Riffgesteine (5a und 5b) Hauptbestandteile, wachsen aber auch in untergeordneter Häufigkeit als Fleckenriffe (innerhalb Typ 2), oder wurden allochton als Bioklasten abgelagert (in Typ 1, 3 und 6).

Sparit und Mikrit kommen nie alleine vor. Jedoch zeichnet sich folgendes Bild ab: In den MF-Typen mit dem Hinweis auf turbulentes Wasser (Typen 2 und 4a) und in Gesteinen mit hauptsächlich Peloiden und Klaksten (Typ 3a, 4, 6 und 9) kommt Sparit sehr häufig vor, Mikrit dominiert in Gesteinen mit Hinweisen auf ruhige Sedimentationsbedingungen (Typ 8) in boundstones (Typ 5a, 5b, 5c) und im mikritischem Loferit (4b).

4. Fossilinhalt

4.1. Flora

4.1.1. Algen

Algen sind vor allem in den flachen Subtidal- und Intertidalbereichen verbreitet. Indirekte Anzeichen für ihre Anwesenheit sind Onkoide, Rindenkörner und Algenlumps. Körperliche Erhaltungen wurden folgende registriert:

4.1.1.1. Problematische Algen

4.1.1.1.1. *Renalcis turbitus* WRAY 1967 (Abb. 7; Taf. 6/8)

In den Stromatoporen-Riffkalken des Frasniums am Kellergrat und Kollinkofel ist das Problematicum *Renalcis turbitus* WRAY (1967) sehr verbreitet, kann sogar gesteinsbildend werden (MF-Typ 5b/c). Ihre systematische Stellung ist unklar (Cyanophyceen oder Parathuramminaceen?; nach FLÜGEL, 1982). Sie kommen in der Hauptsache in der Rifftrandfazies vor und sind typisch für das Frasnium der Kellerwanddecke.

4.1.1.1.2. *Devonoscalae tatarstanicae*

In den pelagischen Mudstones (MF-Typ 8) am Cellon kommen Anhäufungen röhrenförmiger Organismen mit septaler Untergliederung vor, ähnlich *Kamaena delicata* (s. MAMET & ROUX, 1974), die später von LANGER (1979) als das Microproblematicum *Devonoscalae tatarstanicae* ANTROPOV 1958 beschrieben wurde. Oft sind die Septalbereiche schlecht zu erkennen, in Schliffen mit genügend Individuen (S423, S419) wird die Morphologie jedoch deutlich. Röhrenförmige Algen (?) wurden weiterhin in MF-Typ 3b gefunden, allerdings ohne erkennbaren Septalbau (P349).

4.1.1.2. Girvanellen

Girvanellen wurden in den Loferiten (MF-Typ 4a) der Hohen Warte gefunden. Brachiopodenschalen werden von ihnen teilweise inkrustiert.

4.1.1.3. Dasycladaceen

(Taf. 8/4)

Dasycladaceen haben eine weite Verbreitung in den Rindenkornkalken der Kellerwände und der Hohen Warte. Oft sind sie mit Amphiporen vergesellschaftet. In nahezu allen Schnittlagen sind die zahlreichen Kanäle gut sichtbar. Sie können als Faziesindikatoren für gut durchlichtetes, durchlüftetes und bewegtes Wasser herangezogen werden. Die meisten Dasycladaceen sind angebohrt.

4.2. Fauna

4.2.1. Protozoen

4.2.1.1. Radiolarien

(Taf. 6/2)

Radiolarien sind stets kalzitisiert und nicht bestimmbar. Sie stellen sich als sehr kleine, kreisrunde Sphaeren dar. Unterscheidbar von Calcisphaeren sind sie oft nur durch den Größenunterschied.

4.2.1.2. Foraminiferen

CONIL et al. (1979) fassen die Calcisphaeridae, Uslo-niidae und Parathuramminidae zu den Parathuramminacea zusammen. In diesem Sinne soll hier verfahren werden. *Archaeosphaera* SULEIMANOV 1945 (Calcisphaeridae) ist in vielen Gesteinen zu finden, trifft faziell somit keine besondere Aussage. Ebenso häufig ist *Bisphaera* BIRINA 1948 (Uslo-niidae) anzutreffen und oft mit *Archaeosphaera* vergesellschaftet.

Parathuramina cf. *dagmarae* SAULEIMANOV 1945 (Taf. 6/4) ist oft schwierig von *Archaeosphaera* zu unterscheiden, weil ihre Wandporen durch Überprägung verwischt sein können. Ihre häufigste und auffälligste Vorbereitung haben die Parathuramminacea in MF-Typ 3b und 7.

4.2.2. Metazoen

4.2.2.1. Coelenteraten

4.2.2.1.1. Korallen

Im Gipfelbereich der Kellerwände und der Hohen Warte stehen givetische Riff-Kalke vom MF-Typ 5a/b an. Die Gesteine wurden auf ihre Korallenfauna beprobt. Nach Auskunft von C. und P. OEKENTORP (Münster, mündl. Mitt., Mai 1987) sind die Korallen aus dem Mitteldevon stark umkristallisiert und daher über die Gattung hinaus zumeist nicht bestimmbar. Die givetische Fauna ist geringdivers, aber individuenreich. Nach H. HOLZER (Graz, schriftl. Mitt., Dez. 1987) gibt es ebenfalls Probleme bei der Bestimmung der Heliolitiden aus dem Emsium aufgrund des Erhaltungszustandes. Bruchstücke von Korallen sind in vielen MF-Typen zu finden, sogar – wenn auch nur vereinzelt – in den pelagischen Kalken (MF-Typ 8).

4.2.2.1.1.1. Korallen im Emsium

Heliolites porosus GOLDFUSS 1826 (Taf. 5/1)
Heliolites porosus cf. *multi porosus* CERRI 1931
Helioplasma aff. *kolohai* KETTNEROVA 1933 (Taf. 5/7)
Favosites cf. *gregalis* PORFIRIEV 1937
Thamnophyllum cf. *stachei* PENECKE 1894
Tabulophyllum sp. (Taf. 5/4)

4.2.2.1.1.2. Korallen im Eifelium

cf. *Alveolites*
cf. *Disphyllum*
Heliolites porosus GOLDFUSS 1826
Tamnopora sp.

4.2.2.1.1.3. Korallen im Givetium

Acantophyllum sp. (Taf. 5/5)
Alveolites sp.
Battersbyia sp.
Cyathophyllum sp.
Favosites sp.
Grypophyllum sp.
Pexiphyllum sp.
Squaemecoalveolites sp.
Stringophyllum (*Neospongophyllum*) sp.
Syringopora sp. (Taf. 5/6)
Tamnopora sp.
Temnophyllum sp.
T. cf. *latum* WALTHER 1928
Alaiophyllum cf. *jarushevskiyi* GORJANOV 1961

4.2.2.1.2. Stromatoporen

Stromatoporen waren die häufigsten givetischen Riffbildner auf dem Kellergrat und der Hohen Warte. Sie zeigen Durchmesser bis zu einem halben Meter. Oft umwachsen sie Korallen (Beispiel: die Lebensgemeinschaft *Caunopora*, Taf. 5/6, hier umwächst eine Stromatopore eine Syringopore). Wegen des enormen Überlagerungsdrucks, dem das gesamte Paläozoikum durch die eigenen Schichten und die mesozoische Auflage ausgesetzt gewesen ist, sind die Stromatoporen zum großen Teil nicht mehr zu bestimmen. Amphiporen sind gesteinsbildend in den liegenden Schichten der Givetiumriffe, besonders gut ausgebildet an der Kellerwarte. Folgende Stromatoporen wurden bestimmt:

cf. *Parallelopore*
Stromatopora sp. (Taf. 5/6)
Amphipora rudis LECOMPTE 1951
A. ramosa LECOMPTE 1951

4.2.2.2. Mollusken

4.2.2.2.1. Lamellibranchiaten

Muschelschalen befinden sich hauptsächlich in Rindenkornkalken (MF-Typ 2). Sie sind in den meisten Fällen mechanisch stark aufgearbeitet. In den Rindenkornkalken der Oberen Kellerwände wurden Schalenpaare von großen Pelecypoden gefunden, die Grobkonoiden als Kern dienten. Durch die Umkrustung wurden sie vor Zertrümmerung bewahrt. In pelagisch beeinflussten Kalken wurden häufig Filamente gefunden, deren Herkunft unklar ist, jedoch werden sie oft als Schalen von Muschellarven gedeutet (s. FLÜGEL, 1982).

4.2.2.2.2. Gastropoden

(Taf. 7/1–3)

Gastropodenanschnitte wurden hauptsächlich in den Rindenkornkalken und Loferiten der Oberen Kellerwanddecke registriert. Die Gehäuse sind stets vollständig kalzitisch und erstaunlich gut erhalten, trotz der relativ dünnen Wände der Gehäuse. Bedeutend ist die Gastropodenfauna der Hercynellenkalke (JHAVERI, 1969).

4.2.2.2.3. Cephalopoden

(Taf. 6/5,6)

Cephalopoden (sowohl Orthoceren als auch Goniatiten) sind häufig in den unterdevonischen Kalken des MF-Typs 1 der Cellondecke anzutreffen. Sie sind oft geopetal verfüllt. Orthoceren sind häufig vom Silur bis zum Unterem Emsium, ab dem oberen Emsium treten sie ihre Vormachtstellung unter den Cephalopoden an die Goniatiten ab (Taf. 5/6). In den pelagischen Mudstones der Cellondecke sind Cephalopoden ebenfalls von Bedeutung, die Cephalopodenkalke reichen bis ins Unterkarbon (s. SCHÖNLAUB, 1988).

4.2.2.2.4. Dacryoconariden

(Taf. 6/9; 7/6; 8/8)

Die systematisch unklaren Dacryoconarida (Tentaculiten i.w.S.) sind sehr verbreitet in den Wackestones (MF-Typ 1) der Cellondecke. Ihre Gehäuse sind selten zerstört und in allen möglichen Schnittlagen anzutreffen, manchmal enthalten die tütenförmigen Gehäuse ein zweites. Als planktonisch lebende Tiere sind sie im gesamten Unterdevon der Cellondecke stark verbreitet.

4.2.2.3. Bryozoen

Bryozoen wurden in Riffgesteinen und in Rindenkornkalken gefunden. In den Riffkalken des Givetiums ist die Bryozoe *Vermipora* oft mit Korallen vergesellschaftet. In den Rindenkornkalken handelt es sich um kleinere Bryozoen. In den plattigen Kalken in der Umgebung des Eiskarkopfes wurden Netzwerke von Cryptostromata auf Schichtoberflächen von Biostromkalken gesichtet.

4.2.2.4. Brachiopoden

(Taf. 4/6; 5/8; 7/4)

Brachiopoden kommen sowohl in den Grainstones, Wackestones als auch in Mudstones vor. Größe, Morphologie und Wandstärke der Schalen sind sehr unter-

schiedlich. Oft ist ihr laminiertes Schalenbau gut erhalten, kann aber auch (in den Lithoklastengesteinen des Kollinkofels) vollständig umkristallisiert sein. Im Givetium sind die Schichten mit *Stringocephalus burtini* von großer Bedeutung (Korrelation des Givetiums). Am Ende des Riffwachstums am Kellergrat und Kollinkofel kam es zur Bildung von Brachiopodenrasen, in der Hauptsache Rhynchonellida. Querschnitte durch Stacheln von Brachiopoden wurden am Kollinkofel zeitgleich mit solchen am Cellon gefunden, die zugehörigen Brachiopoden nur am Kollinkofel.

4.2.2.5. Arthropoden

4.2.2.5.1. Trilobiten

(Taf. 4/2; 6/3)

Trilobitenanschnitte sind in vielen Schriffen der Wackestones und pelagischen Kalke der Cellondecke enthalten, meist in der typischen Form der „Hirtenstäbe“. Sie sind mit Dacryoconariden, Cephalopoden und Ostracoden vergesellschaftet (s. Abb. 2, Abb. 4).

4.2.2.5.2. Ostracoden

Ostracoden sind in den meisten Faziestypen anzutreffen. Sowohl glattschalige Ostracoden – erkennbar an der ausgeprägten Duplikatur und dem feinprismatischen Bau der Schale – als auch berippte wurden beobachtet.

4.2.2.6. Echinodermen

(Taf. 6/9; 7/5)

Echinodermen sind im Arbeitsgebiet gesteinsbildend. In den Flachwasser-Grainstones der Kellerwanddecke bilden sie Hauptgesteinsanteile der Rindenkornkalke. Trochiten von Crinoiden sind nahezu überall vertreten, auch in pelagischen Kalken. Alle Echinodermenfragmente sind syntaxial umwachsen, sofern sie in einer sparitischen Matrix liegen. Echinodermenbruchstücke sind besonders beständig gegenüber sekundärer Dolomitisierung: In den unterdevonischen Kalken der Cellondecke sind sie die einzigen Komponenten, die von der Dolomitisierung nicht erfaßt wurden. So kommt es vor, daß Echinodermen in einer komplett dolomitischen Matrix eingebettet sind. Ebenfalls scheinen sie unempfindlicher gegen bohrende Organismen gewesen zu sein: Unter allen angebohrten Komponenten der Rindenkornkalke sind die Echinodermenbruchstücke stets die, welche die dünnste Mikritrinde haben.

4.3. Spurenfossilien

Neben den bereits erwähnten Anbohrungen findet man besonders in Kalken mit mikritischer Matrix Spuren von Organismen. Querschnitte und Längsschnitte durch Gänge mit geopetaler Verfüllung sind häufig in den Kalken der Cellondecke, in den grobkörnigen Kalken der Kellerwanddecke dagegen nicht zu erkennen. Die Bioturbation kann so ausgeprägt sein, daß die Kalke entschichtet sind (Taf. 9/2). Fraglich ist, ob die Hohlräume in den pelagischen Mikriten und überdurchschnittlich große in den Loferiten durch die Verwesung von Weichkörpern entstanden sind.

4.4. Conodonten

Das gesamte Arbeitsgebiet wurde auf die Conodontenfauna untersucht. Es wurden 54 Proben zwischen 2,5 und 4 kg entnommen. Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß im Unter- und Mitteldevon die Ausbeute sehr gering war: Die Conodonten sind schlecht erhalten, zeitliche Einstufungen fallen schwer. Oft waren nur Bruchstücke auffindbar, die lediglich bis zur Gattung bestimmbar sind. Im Lochkovium und Pragium ließ sich keine Conodontenfauna isolieren, die Gesteine sind zu stark dolomitisiert. Versuche mit den Rindenkornkalke im Eifelium und Givetium (Kellerwände, Hohe Warte) blieben ebenfalls nahezu erfolglos: Die gesamte Rindenkorn- und Riff-Fazies führt kaum Conodonten. Erst ab dem Frasnium und im Famennium wird die Conodontenfauna reichhaltig und läßt eine genaue Datierung der beprobten Horizonte zu. Zur Lokalisierung der Proben siehe Profilabbildungen in Kap. 6.

4.4.1. Conodonten des Unter- und Mitteldevons

- *Belodella* sp.
- *Belodus* sp.
- *Neopanderodus* sp.
- *Oneotodus* sp.
- *Ozarkodina carinthiaca* SCHULZE 1968
- *Polygnathus ansatus* ZIEGLER & KLAPPER 1976
- *Po. costatus costatus* KLAPPER 1978
- *Po. costatus palulus* KLAPPER 1971
- *Po. cf. cracens* KLAPPER, ZIEGLER & MASHKOVA 1978
- *Po. cf. eifilii* BISCHOFF & ZIEGLER 1957
- *Po. cf. latifossatus* WIRTH 1967
- *Po. linguiformis butyncki* WEDDIGE 1977
- *Po. linguiformis linguiformis* HINDE 1879
- *Po. linguiformis* ssp.
- *Po. quadratus* KLAPPER, ZIEGLER & MASHKOVA 1978
- *Po. serotinus* TELFORD 1975
- *Po. varcus* STAUFFER 1940

4.4.2. Conodonten des Oberdevons

- *Alternognathus pseudostrigosus* ZIEGLER & SANDBERG 1984
- *Ancyrognathus* sp. BRANSON & MEHL 1934
- *Icriodus alternatus alternatus* BRANSON & MEHL 1934
- *I. alternatus helmsi* SANDBERG & DREESEN 1984
- *I. cornutus* SANNEMANN 1955
- *I. iowaensis ancyclus* SANDBERG & DREESEN 1984
- *I. iowaensis iowaensis* YOUNGQUIST & PETERSON 1947
- *Nothognathella* sp. BRANSON & MEHL 1934
- *Ozarkodina* sp.
- *Palmatolepis crepida crepida* SANNEMANN 1955
- *Pa. delicatula clarki* ZIEGLER 1962
- *Pa. cf. gigas* MILLER & YOUNGQUIST 1947
- *Pa. glabra* cf. *acuta* HELMS 1963
- *Pa. glabra distorta* BRANSON & MEHL 1934
- *Pa. glabra glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- *Pa. glabra leptota* ZIEGLER & HUDDLE 1969
- *Pa. glabra pectinata* ZIEGLER 1962
- *Pa. cf. glabra prima* ZIEGLER & HUDDLE 1969
- *Pa. gracilis gracilis* BRANSON & MEHL 1934
- *Pa. klapperi* SANDBERG & ZIEGLER 1973
- *Pa. linguiformis* MÜLLER 1956
- *Pa. marginifera marginifera* HELMS 1959
- *Pa. minuta minuta* BRANSON & MEHL 1934
- *Pa. minuta wolskiae* SCULCZEWSKI 1971
- *Pa. perlobata* cf. *grossi* ZIEGLER 1960
- *Pa. perlobata helmsi* ZIEGLER 1960
- *Pa. perlobata schindewolfi* MÜLLER 1956
- *Pa. quadrantinodosa inflexoidea* ZIEGLER 1962
- *Pa. quadrantinodosalobata* SANNEMANN 1955
- *Pa. cf. regularis* COOPER 1931
- *Pa. rhomboidea* SANNEMANN 1955
- *Pa. rugosa* cf. *ampla* MÜLLER 1956
- *Pa. subperlobata* BRANSON & MEHL 1934

- Pa. subrecta* MILLER & YOUNGQUIST 1947
- Pa. tenuipunctata* SANNEMANN 1955
- Pa. triangularis* SANNEMANN 1955
- *Pelecysgnathus planus* SANNEMANN 1955
- *Polygnathus brevilaminus* BRANSON & MEHL 1934
- Po. decorosus* STAUFFER 1938
- Po. glaber glaber* ULRICH & BASSLER 1926
- Po. lagowiensis* HELMS & WOLSKA 1967
- Po. nodocostatus nodocostatus* BRANSON & MEHL 1934
- Po. rhomboideus* ULRICH & BASSLER 1926
- Po. semicostatus* BRANSON & MEHL 1934
- Po. subperlobata* BRANSON & MEHL 1934
- Po. webbi* STAUFFER 1938
- *Spathognathodus strigosus* BRANSON & MEHL 1934

4.5. Floren- und Faunenbeziehungen

ERBEN (in: BANDEL, 1969) bestimmte Trilobiten aus dem Seewarte-Profil (BANDEL, 1969), die in enger Be-

ziehung zum Pragium Rußlands stehen. KODSI (1971) beschrieb eine Korallenfauna an der Seewarte, die ebenfalls eng mit der Fauna des Unterdevons im Ural zusammenhängt. PALLA (1966, 1967) beschrieb Algen, die im Unterdevon für eine Verbindung zum Kusnetzer Becken sprechen.

Im Emsium in der Umgebung der Eiskarhütte wurde *Helioplasma* aff. *kolohai* KETTNEROVA 1933 (Taf. 5/7), im Emsium des Eiskarkopfes und der Oberen Kellerwände *Favosites* cf. *gregalis* PORFIRIEV 1937 – aus dem Kusnetzer Becken erstbeschrieben – gefunden; aus dem Givetium des Kellergrates wurden mehrere Exemplare der rugosen Koralle *Alaiophyllum* cf. *jarushevskiyi* GORJANOV 1961 bestimmt, die ebenfalls im Ural beschrieben wurde. Diese Funde aus den Kellerwänden können als weitere Bestätigungen für eine Verbindung der Karnischen Alpen zum russischen Devon gewertet werden.

5. Stratigraphie

Gesicherte Stratigraphie ist die Grundlage für jede räumlich-zeitliche Rekonstruktion. Trotz Schwierigkeiten bei der Conodontenstratigraphie ist es gelungen, die stratigraphischen Grenzen für jede Devon-Stufe quer durch die unterschiedlichen Faziesräume durchzuziehen, und zwar vom intertidalen bis zum pelagischen Sedimentationsraum. Dort, wo keine Conodontenstratigraphie betrieben werden konnte, wurden die Korallenfauna und lithologische Aspekte zurategezogen. Die in der Diskussion angeführten Conodontenproben findet man in den Profildarstellungen (Abb. 17-20) und in Abb. 11 wieder.

5.1. Conodontenstratigraphie

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden zum ersten Mal Conodontenproben des beschriebenen Arbeitsgebietes ausgewertet. Daher sollen die Faunen im einzelnen kurz diskutiert werden. Die Zuordnung der Proben erfolgt in Kap. 5.2.

5.1.1. Unter- und Mitteldevon

- P11 enthält *P. l. bultyncki* und kann daher auf die obere *serotinus*- (bis eventuell untere *costatus*-) Zone beschränkt werden.
- In P31 wurde *Oz. carinthiaca* gefunden, SCHÖNLAUB (1985) gibt im Profil Oberbuchach II (Karnische Alpen) hierfür ein Vorkommen von der unteren *serotinus*- bis zum Beginn der *patulus*-Zone an. P31 wurde 30 m hangend zu P11 entnommen. Aus diesem Grund wird davon ausgegangen, daß P11 in die unteren Bereiche der oberen *serotinus*-Zone zu stellen ist. Für P31 kommt daher nur noch ein Alter zwischen der oberen *serotinus*- bis zur frühen *patulus*-Zone in Frage.
- Über P96 läßt sich aufgrund der gefundenen Polygnathidenbruchstücke lediglich sagen, daß die Probe im Grenzbereich Unter-/Mitteldevon entnommen wurde.
- P97 zeigt ein höheres Eifelium-Alter. Es läßt sich ein Alter zwischen der oberen *australis*- und der *ensensis*-Zone annehmen.
- P98 zeigt *P. c. costatus* in Kombination mit *P. l. bultyncki*, in diesem Falle ist eine genaue Eingrenzung auf die untere *costatus*-Zone möglich.

- P99 zeigt nur Bruchstücke von nicht eindeutig bestimmbareren Polygnathiden, die vermutlich dem Grenzbereich Unter-/Mitteldevon angehören.
- P100b enthält *P. costatus patulus* und läßt sich demnach dem Bereich zwischen der Basis der *patulus*- und der mittleren *costatus*-Zone einreihen.
- P413 ist eindeutig in den Bereich von der oberen *serotinus*- bis zur unteren *patulus*-Zone zu stellen. P413 stammt aus der unmittelbar liegenden Schicht von P100b. Demnach gehören sowohl P100b als auch P413 der *patulus*-Zone an.
- P906 enthält die Kombination von *P. cf. latifossatus* und *P. varcus*, das Alter läßt sich demnach auf die obere *varcus*-Zone begrenzen, *P. ansalus* spricht sogar in dieser Kombination für die Basis der oberen *varcus*-Zone.
- P1/84 zeigt eine ähnliche Fauna wie P31, zusätzlich *P. quadratus*, die Probe wird der oberen *serotinus*-Zone zugeteilt.
- P2/84 und P3/84 wurden nur wenige Meter hangend aufgenommen, daher wird ein ähnliches Alter angenommen, die Conodontenfauna ist zu wenig aussagekräftig.
- P4/84 kann aufgrund von *P. costatus patulus* in Kombination mit *P. l. bultyncki* ein Alter vom Beginn der *patulus*-Zone an bis zur unteren *costatus*-Zone zugeteilt werden. Da diese Probe jedoch im Verband mit P1-3/84 zu sehen ist, ist ein Alter der frühen *patulus*-Zone wahrscheinlich.
- P2/85 enthält *Oz. carinthiaca* und zwei nicht zu identifizierende Polygnathidenreste. Das Alter der Probe wird auf Grenzbereich Unter-/Mitteldevon geschätzt, wahrscheinlich noch junges Emsium.
- P3/85 enthält *O. c. costatus* und kann damit ins ältere Eifelium gestellt werden.

5.1.2. Oberdevon

In vielen Proben aus dem Oberdevon (Kollinkofel) wurden Conodonten-Mischfaunen festgestellt. Die Mischfaunen werden auf die brecciöse Zusammensetzung der betreffenden Gesteine zurückgeführt. Nachgewiesen werden konnten lückenlos alle Conodontenzonen von der *gigas*-Zone im Frasnium bis zur *postera*-Zone im Famennium.

5.1.2.1. Nicht brecciöse Gesteine

- P54 wurde direkt im Liegenden von P55 entnommen, die in die obere *gigas*-Zone gestellt wird (s.Kap. 2.1.1.) und Bruchstücke aus P54 enthält. Deshalb wird P54 der unteren *gigas*-Zone zugewiesen.

- P56 enthält als Leitform *Pa. linguiformis* und läßt sich deshalb eindeutig der obersten *gigas*-Zone zuordnen.
- P59 wurde im unmittelbar Liegenden zu P57 (s. Kap. 5.1.2.2.) entnommen und daher der unteren *rhomboidea*-Zone zugeteilt.
- P504 zeigt eine Fauna, die das Gestein der mittleren bis oberen *triangularis*-Zone zuteilt.
- P508 wurde aus einem Mudstone-Horizont entnommen. Die Fauna spricht für eine Bildungszeit zwischen der oberen *rhomboidea*- und unteren *marginifera*-Zone. P508 wurde jedoch hangend zu P501 (s. Kap. 5.1.2.2.) genommen, deshalb wird P508 in die höhere untere *marginifera*-Zone gestellt.

5.1.2.2. Resedimente

- P55 zeigt eine Fauna, die auf hohe *gigas*-Zone hinweist. Da sie sich direkt liegend zu P56 befindet, wird die obere *gigas*-Zone angenommen.
- P57 entstammt einer Breccie. *Pa. klapperi* legt das Entstehungsalter der Breccie auf die *rhomboidea*-Zone fest. *Pa. quadrantinodosalobata*, *subperlobata* und *I. i. iowaensis* sprechen für Klasten aus der *crepida*-Zone.
- P58 zeigt ebenfalls eine Mischfauna: *Ancyrognathus pseudostrigosus* legt das Sedimentationsalter des brecciösen Gesteins auf frühestens obere *rhomboidea*-Zone fest; das Gestein befindet sich im Hangenden zu P57 und wird aus diesem Grund in die untere *marginifera*-Zone eingestuft. *Pa. klapperi* spricht für Klasten aus der *rhomboidea*-Zone, während *Pa. m. wolskæ* Klasten aus der oberen *crepida*-Zone belegt.
- P423 zeigt ein Alter der *crepida*-Zone, P414 ist nicht einzuordnen, lediglich Famennium ist anzunehmen; die Probe stammt aus dem stratigraphisch Hangenden zu P423. Nach BANDEL's Profil an der Cellon-Südseite (1972) ist die Probe in den Bereich obere *rhomboidea*- bis untere *marginifera*-Zone zu stellen.
- P501 besteht aus Lithoklasten, die wiederum aus einer Breccie stammen (aus P58), in einer teils mikritischen, teils spartischen Matrix und Brachiopodenschill-Grainstone-Arealen. Wahrscheinlich ist eine Sedimentation während der oberen *rhomboidea*- bis unteren *marginifera*-Zone. Aufgrund der Lage im Gelände relativ zu P57 und P58 wird P501 in den unteren Teil der unteren *marginifera*-Zone gestellt. Das Gestein, aus dem die Klasten bestehen, wurde während der oberen *crepida*-Zone sedimentiert: *Pa. crepida* beschränkt das Alter der Klasten auf die *crepida*-Zone, *Pa. m. wolskæ* engt es auf den oberen Teil der hohen mittleren *crepida*- bis oberen *crepida*-Zone ein.
- P505 beinhaltet eine Fauna der unteren bis mittleren *crepida*-Zone, wobei *Pa. c. crepida* die Grenze nach unten und *I. a. helmsi* die Grenze nach oben festlegen. Da P505 hauptsächlich aus spartischem Bindemittel besteht, stammt der Hauptanteil der Fauna mit Sicherheit aus den Klasten. Deshalb wird für die Entstehungszeit der Breccie die späte mittlere *crepida*-Zone angesetzt, die Klasten stammen aus der unteren und eventuell frühen mittleren *crepida*-Zone.
- P506 wurde einer Breccie entnommen. Der Sedimentationszeitpunkt der Breccie läßt sich durch *Pa. g. gracilis*, *Alternognathus pseudostrigosus* und *Spathognathodus strigosus* auf die obere *rhomboidea*-Zone festlegen, *Pa. klapperi*, *rhomboidea*, *glabra acuta* und *P. semicostatus* bilden die Begleitfauna. Das Gestein enthält vielfältige Klasten, nachweisbar ist mindestens ein Klastenalter: *Pa. quadrantinodosalobata*, *m. wolskæ* und *subperlobata* belegen wohl *crepida*-Alter, genauer oberes *crepida*-Alter für eine Klastergeneration.
- P907 enthält in einer Bank mindestens drei Conodontenfaunen: Es handelt sich wiederum um eine Breccie: *Pa. g. inflexoidea* kommt nur in der unteren *marginifera*-Zone vor. *P. lagowiensis* und *Pa. p. grossi* setzen erst innerhalb der oberen *marginifera*-Zone ein, das Vorkommen von *P. lagowiensis* endet in der obersten *marginifera*-Zone. Mit *Pa. p. helmsi* setzt die dritte Fauna ein, frühestens zu Beginn der unteren *trachytera*- oder gemeinsam mit *Pa. r. ampla* innerhalb der unteren *postera*-Zone. Als Bildungszeit der Breccie kommt demnach die untere *postera*-Zone in Frage.

- P4/85 läßt sich nicht exakt einordnen. *Pa. g. gracilis* begrenzt das Alter nach unten (obere *rhomboidea*-Zone), *Pa. g. acuta* läßt die mögliche Altersspanne bis in die untere *trachytera*-Zone stattgefunden haben.

5.2. Stratigraphische Grenzen

5.2.1. Die Grenze Silur/Devon

WALLISER (1964) legte die Silur/Devon-Grenze im Cellon-Profil direkt oberhalb der von ihm als „47“ im Gelände bezeichneten Schicht (s. WALLISER 1964: Taf. 1). Die Rauchkofelkalke (e-gamma-Plattenkalke) stellt er in die *woschmidti*-Conodontenzone (deren Untergrenze nach WALLISER identisch ist mit der Grenze *M. tansgreidens*/*M. uniformis*). Die Rauchkofelkalke können im gesamten Arbeitsgebiet sehr gut verfolgt werden: Die Grenze Silur-Devon liegt an der Basis der Rauchkofelkalke (Abb. 17).

5.2.2. Die Grenze Lochkovium/Pragium

Im gesamten Arbeitsgebiet kann die Grenze zwischen Lochkovium und Pragium lithostratigraphisch gezogen werden. Sowohl in der Kellerwand- als auch in der Cellondecke bildet die Obergrenze der Rauchkofelkalke die Grenzfläche. Unterstützende Conodontenuntersuchungen im Grenzbereich Lochkovium/Pragium der Unteren Kellerwände (Abb. 17) blieben erfolglos. Dacryoconariden sind in Schriffen häufig, jedoch gibt es zur genauen stratigraphischen Einteilung des Grenzbereiches Lochkovium/Pragium in den Karnischen Alpen noch Wissenslücken, zur Bestimmung ist man auf natürliche Herauswitterung angewiesen, da die Individuen beim Durchschlagen der Gesteine zerstört werden, und Bestimmungen im Schriff sind ebenfalls nicht möglich (G. ALBERTI, Hamburg, schriftl. Mitt. 7/89). Wegen der exponierten Lage der wenig aufgeschlossenen Schichtflächen wurde auf eine Untersuchung auf herausgewitterte Individuen verzichtet.

Am Rauchkofel und an der Seewarte sind an der Lochkovium/Pragium-Grenze deutlich ausgeprägte lithologische Wechsel zu verzeichnen (SCHÖNLAUB, 1980, 1985), ebenfalls in den Profilen der geringmächtigeren pelagischen Fazies am Seekopfsockel, Rauchkofelboden und Oberbuchach II (SCHÖNLAUB, 1986). In diesen Profilen konnte die Lochkovium-/Pragium-Grenze mit Conodonten nachgewiesen werden.

Die Grenze in der Nordwand der Hohen Warte wird an der Grenze zwischen den deutlich bankigen grauen Kalken am Wandfuß (Rauchkofelkalke) und den dazu hangenden massigen Kalken festgelegt (s. auch SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975; KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984), innerhalb derer sich der Einstieg des KOBAN-PRUNNER-Weges befindet.

In der Unteren Kellerwand (Abb. 17) ist die Grenze ebenfalls lithologisch deutlich ausgebildet. Von dickbankigen grauen Kalken mit mächtigen Rindenkorn- und Echinodermenschuttbanken und im oberen Bereich stark dolomitisierten Schichten wechselt die Folge zu gelben Tentakuliten führenden Plattenkalken (KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984). Die Grenze liegt in 1705 m NN (oberhalb des ersten Stahlseiles). Die Wand springt hier in einer deutlichen Stufe zurück, die Schichten wechseln ihre Farbe von grau zu gelb und werden

dünnpaltiger. In der Cellonrinne wurde bei der Durchsteigung der jüngsten Lochkovium-Kalke auf eine Probennahme verzichtet: Die Schichten in diesem Bereich sind vollkommen tektonisiert und dolomitisiert.

5.2.3. Die Obergrenze Pragium

Wegen der Überschneidung von unterem Unteremsium und oberem Pragium soll die Obergrenze Pragium beschrieben werden.

In der Unteren Kellerwand wurde die bisher lithostratigraphisch gezogene Obergrenze Pragium in den Plattenkalken (KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984; KREUTZER 1986) auf Conodontenfauna beprobt, Proben aus liegenden Schichten enthielten aufgrund nahezu vollständiger Dolomitisierung sämtlich keine Conodonten (Abb. 17). P11 zeigt *serotinus*-Alter und wurde direkt an der bisher gezogenen Grenze entnommen (letzte gelbe Bank). Das bedeutet: Die Obergrenze Pragium muß tiefer liegen, die gelben Tentakuliten führenden Plattenkalke haben in ihren oberen Schichten bereits kein Pragium-Alter mehr.

Die gelben Plattenkalke der Kellerwand sind zwar nahezu vollständig dolomitisiert. An einigen Stellen läßt sich allerdings in den Schliffen der primäre Zustand des Gesteins noch erkennen:

Bis zur Wandhöhe 1795 m NN (zwischen P69 und P68) steht eine Folge von primären Wackestones (MF-Typ 1) mit Tentakuliten und eingespülten und gerundeten Crinoidenresten an, deren Lithologie über viele Zehnermeter gleich ist. P68 (1800 m NN, am Überhang) enthält bereits einige Korallenbruchstücke. Ab Höhe 1830 (P65) wurden brecciöse Gesteine gefunden; die Klaster bestehen aus ungewöhnlich kantigen Echinodermenbruchstücken und mikritischen Klaster. Dieser Horizont wird ab 1835 m NN (P64, Grotte, morphologische Stufe in der Wand) von Riffschuttbreccien (MF-Typ 6) mit Echinodermenresten, Korallen und Stromatoporen überlagert. Hierüber werden erneut Tentakuliten-Mikrite abgelagert. Demnach zeichnet sich folgende Entwicklung ab:

Nach pelagischen Mikriten kam es zu einem Meeresrückzug (Rifforganismen, die anschließend wachsen konnten, wurden aufgearbeitet und als Detritus sedimentiert). Ein erneuter Transgressionsschub ließ die Wassertiefe sinken: Es kam erneut zu mikritischen Bildungen mit Tentakuliten.

Im Profil Oberbuchach II in den Karnischen Alpen stellte SCHÖNLAUB (1985) eine Breccie an der Obergrenze Pragium fest. JOHNSON et al., 1985, (s. auch Kap. 9.5.) zeigten in ihrer überregionalen qualitativen eustatischen Meeresspiegel-Schwankungs-Tabelle ab der oberen *kindlei*- bis zur Basis der *dehiscens*-Zone eine Regression, die als Grenze zwischen zwei Transgressions-/Regressions-Zyklen gedeutet wird. Anschließend folgt eine Transgression (Basis *dehiscens*), gefolgt von einer weiteren Vertiefung des Wassers an der Obergrenze Pragium. An der Seewarte stehen im Liegenden zu den Seewartekalken, die nach ERBEN et al. (1962) bereits dem oberen Unteremsium zugerechnet werden, und im Hangenden zu den Riff-Kalken des Pragiums für die intertidale Fazies charakteristische Algen-Krusten (s. BANDEL, 1969: Einheit 19) an, ein weiterer Hinweis für die Regression an der Obergrenze Pragium.

Aufgrund der oben angeführten Fakten wird die Obergrenze Pragium in der Unteren Kellerwand lithostratigraphisch innerhalb der gelben Tentakuliten führenden Plattenkalke an der Basis der hangenden dolomitischen Tentakulitenkalke (oberhalb P64) gezogen.

In der Kellerwanddecke ist die Obergrenze Pragium nur in der Hohen Warte (Abb. 19) aufgeschlossen. Conodonten konnten keine gefunden werden. SCHÖNLAUB (1985) rechnet die Riffkalke der Seewarteflanke noch zum Pragium, die darüber liegenden schwarzen Hercynellenkalke (Seewartekalke) stellen ERBEN et al. (1962) ins obere Unteremsium. Diese Schicht ist in der Nordwand wiederzufinden. Die Obergrenze Pragium wird in der Hohen Warte an die Basis dieser tektonisch stark beanspruchten schwarzen Kalke gelegt (2430 m NN).

5.2.4. Die Grenze Emsium/Eifelium

Der Klettersteig an der Cellon-Ostflanke (Abb. 18) beginnt in plattigen Kalken. Dort, wo sie in massige Kalke übergehen, sollte mit Conodontenproben die Unter-/Mitteldevon-Grenze gesucht werden. Beim Abstieg vom Cellon über den Klettersteig wurden in regelmäßigem Abstand Conodontenproben entnommen. So konnte mit P97 und P98 Eifelium-Alter nachgewiesen werden. P99 wurde direkt im Hangenden der letzten Plattenkalke genommen, die Probe beschreibt den Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, P100b und 413 stammen aus den Grenzbänken der plattigen Kalke, sie haben bereits Oberemsium-Alter. Demnach wird die Emsium-/Eifelium-Grenze in der Cellon-Ostflanke exakt an der lithologischen Grenze zwischen plattigen und massigen Kalken gezogen (Höhe 1890).

Im Profil der Unteren Kellerwand (Eiskarkopf-Westwand) ist die Conodontenstratigraphie schwieriger (Abb. 17): Zwar zeigen die Plattenkalke noch eindeutiges Emsium-Alter (P11, 31, 1-4/84), die hangenden Proben im massigen Kalk (ab 2015 m NN) lieferten hingegen kein Ergebnis (P96 nur spärlich). Allerdings hatten die plattigen Kalke in den oberen Bereichen bereits *patulus*-Alter, P96 aus den massigen Kalken legt die Grenze Unter-Mitteldevon nahe.

In der gesamten Cellondecke kann demzufolge die Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon anhand von Conodonten festgelegt werden: sie liegt zwischen den plattigen und den massigen Kalken, in der gesamten Decke, von weitem gut erkennbar (s. Taf. 1/1).

In den Oberen Kellerwänden (Abb. 20) liegt die Grenze in den Rindenkornkalken liegend zu den Eifelium-Kalken, also unterhalb der ersten Rampe: Der größte Teil der Emsium-Kalke wurde an der Deckenüberschiebung am Ostrand des Eiskares abgeschert (s. Kap. 9). In den Rindenkornkalken der Kellerspitzen konnte anhand von P2-3/85 der Grenzbereich Emsium/Eifelium nachgewiesen werden.

In der Hohen Warte-Nordwand konnte keine Conodontenfauna isoliert werden. VAI (1963) rechnet die Laminite der Seewarte noch zum Emsium. In der Nordwand der Hohen Warte (Abb. 19) sind diese Kalke ebenfalls vorhanden, die Grenze Emsium/Eifelium wird hier ebenfalls an der Obergrenze der Laminite gelegt (in der DAMBERGER-Route, 2550 m NN).

5.2.5. Die Grenze Eifelium/Givetium

Die Grenze zwischen Eifelium und Givetium konnte nirgends exakt nachgewiesen werden. Zwar wurden im Eifelium der Oberen Kellerwände und des Cellons spärliche Conodontenfaunen des Eifeliums und am Cellon eine Fauna des Givetiums gefunden, die Grenze läßt sich allerdings lediglich weiträumig einengen.

Am Cellon (Abb. 18) zeigte P97, 35 m über der Basis der Massenkalk (also in 1925 m NN) höheres Eifelalter (*australis*- bis *ensensis*-Zone). P906 stammt aus dem Cellonfeiler aus 2070 m NN. Hier stammt die Fauna bereits aus der oberen *varcus*-Zone. Demnach muß die Grenze zwischen Eifelium und Givetium zwischen beiden Probenpunkten liegen, also oberhalb 1925 m NN und unterhalb 2070 m NN. Da bereits in Höhe 2070 das Givetium oberes *varcus*-Alter hat, wird die Grenze auf die untere Hälfte des Spielraumes zwischen 1925 und 2070 m beschränkt. Sie wird also näher an P97 gerückt als an P906.

In den Oberen Kellerwänden (Abb. 20) ist die Grenze nicht auffindbar. P3/85 lieferte zwar eine Conodontenfauna des älteren Eifeliums, die Proben aus dem Hangenden waren allerdings conodontenleer. In der Nähe der Kellerspitzen wurde jedoch ein Horizont mit *Stringocephalus burtini* gefunden. Hier kann bereits mit Sicherheit von Givetium ausgegangen werden. Die Riffe am Kellergrat zeigen eine eindeutige Givetium-Fauna. Die Grenze Eifelium/Givetium wird unterhalb der Schicht mit *Stringocephalus burtini* vermutet (s. Abb. 18).

In der Nordwand der Hohen Warte (Abb. 19) verhält es sich ähnlich: Die Gesteine sind ohne Conodontenfauna. Stringocephalenhorizont und Riffkalk beweisen Givetium im oberen Bereich der Nordwand. Hier wird die Grenze in den Loferiten – ebenfalls unterhalb des Stringocephalenhorizontes – gelegt.

5.2.6. Die Grenze Givetium/Frasnium

In den Oberen Kellerwänden endet das Profil mit Givetium, das Frasnium ist erst ab P54 (untere *gigas*-Zone) zu finden, zwischen Givetium und Frasnium liegt eine Störung (Abb. 20).

Am Cellon (Abb. 18) zeigten Conodontenproben aus dem Hangenden des Givetium keine Fauna bis zu den Flaserkalken des Famenniums (P423). In 2170 m NN wurde (P423) für die ersten Flaserkalk *crepida*-Alter nachgewiesen. Die Grenze Givetium/Frasnium muß also zwischen 2070 und 2170 m NN liegen. Da die Flaserkalk in 2170 m aber bereits *crepida*-Alter haben und P907 (2070 m NN) noch in die obere *varcus*-Zone zu stellen ist, liegt die Givetium-/Frasnium-Grenze im unteren Drittel des 100 Meter messenden Spielraumes. Ab der Höhe 2080 m NN beginnt die Lithologie feinkörniger zu werden: MF-Typ 8 wird vorherrschend, Die MF-Typen 1, 2 und 3 treten zurück, die Kalk entlang des Klettersteiges werden feinplattiger, dies kann ein lithologischer Hinweis auf die Grenze sein. Die Grenze Givetium/Frasnium wird in der Cellonrinne auf 2080-2090 m NN gelegt.

5.2.7. Die Grenze Frasnium/Famennium

Am Kollinkofel (Abb. 20) ist die Grenze aufgeschlossen. Allerdings konnte im Grenzbereich die untere *triangularis*-Zone nicht gefunden werden. Sie scheint im Oberdevon-Profil zu fehlen, erst die mittlere *triangularis*-Zone ist nachweisbar. Jedoch sind Gesteine aus der obersten *gigas*-Zone vorhanden (P56, Brachiopodenrasen). Mit diesen Brachiopodenschichten hört das Frasnium auf.

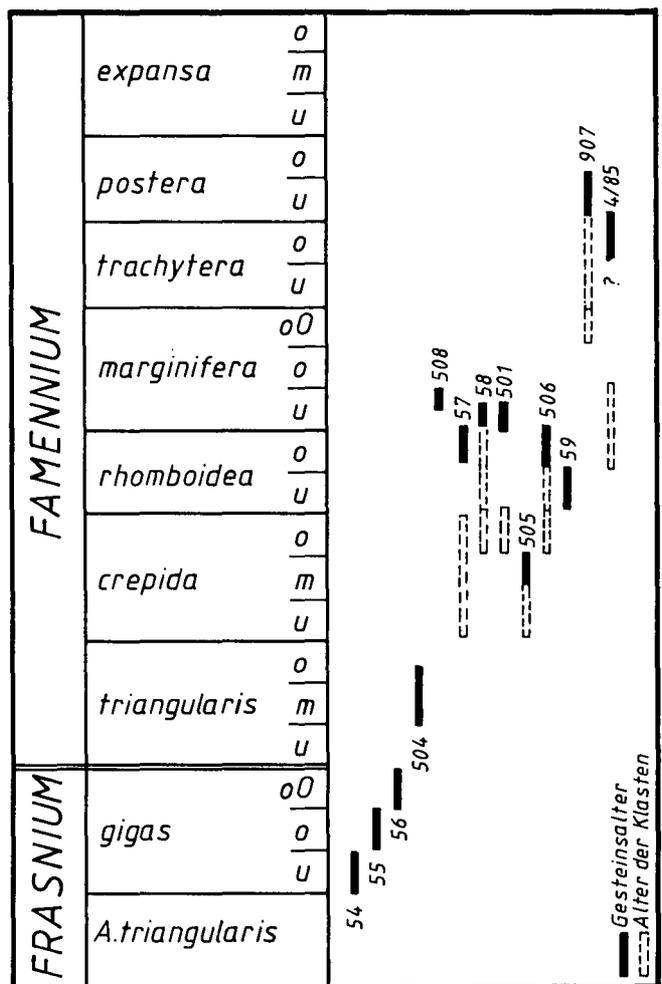


Abb. 11. Zuordnung der Oberdevonproben des Kollinkofels zu Conodontenzonen. Gestrichelte Kästchen stehen für die Entstehungszeiträume der in der jeweiligen Probe resedimentierten Klaster.

ularis-Zone nicht gefunden werden. Sie scheint im Oberdevon-Profil zu fehlen, erst die mittlere *triangularis*-Zone ist nachweisbar. Jedoch sind Gesteine aus der obersten *gigas*-Zone vorhanden (P56, Brachiopodenrasen). Mit diesen Brachiopodenschichten hört das Frasnium auf.

Am Cellon (Abb. 18) wird die Grenze wenig unter dem Ausstieg aus dem Klettersteig in den grauen plattigen Kalken liegen, die die von BANDEL (1972) beschriebenen roten Flaserkalk (P423) unterlagern, also 10 bis 20 Meter unterhalb 2170 m NN.

5.2.8. Die Grenze Devon/Karbon

Die Grenze zwischen Devon und Unterkarbon im Arbeitsgebiet wurde von SCHÖNLAUB et al. (1988) an der Grünen Schneid, also westlich des Cellons bearbeitet. Das Schichtpaket ist durch eine Störung vom Cellon getrennt und liegt innerhalb des Oberkarbonischen Hochwipfelflyschs. POHLER (1982) beschreibt ebenfalls ein Unterkarbonvorkommen südlich der Seewarte, konnte die Grenze Devon/Karbon allerdings ebenfalls nicht erfassen. SCHÖNLAUB et al. (1988) schließen aus ihrem aufgenommen Profil ebenfalls auf lückenlose Sedimentation an der Devon-/Karbon-Grenze. BANDEL (1972) konnte am S-Hang des Cellons eine durchge-

hende Sedimentation an der Devon-/Karbon-Grenze nachweisen, die GEDIK (1968/1974) an der Südseite des Cellons in mehreren Profilen als lückenhaft beschrieb.

5.2.9. Die Untergrenze der Hochwipfelformation

Der Hochwipfelflysch (s. von AMEROM et al., 1984; HUNGER, 1984) transgrediert im Arbeitsgebiet auf die paläozoischen Karbonate, sowohl auf unterkarbonische (an der Grünen Schneid), als auch auf oberdevonische. Am Übergang aus dem Eiskarkessel (östlich des Gabelkopfes) zum Hochtal nördlich der Grünen Schneid liegt der Flysch sedimentär diskordant auf oberdevonischen Kalken (KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984; KREUTZER, 1986).

5.3. Riffsterben

Die jüngsten Riffe des Kellerwand-Hohe Warte-Zuges sind am Gipfel des Kollinkofels aufgeschlossen. Es handelt sich um Gesteine, die aus Stromatoporen und *Renalcis turbitus* bestehen. Das Auftreten dieser Algen (?) ist typisch für diese letzten Riffgesteine der Kellerwände (s. Abb. 7). In der unteren *gigas*-Zone (P54) sind die Riffe noch lateral verfolgbar, in der oberen *gigas*-Zone sind am Kollinkofel nur noch brecciöse Gesteine aufgeschlossen (P55), bestehend aus aufgearbeitetem Riffschutt aus der unteren *gigas*-Zone, in der obersten *gigas*-Zone ist das gesamte Areal bereits von pelagischen

Brachiopodenrasen überzogen (P56). Die Riffe im Kellerwand-Hohe Warte-Zug sterben demzufolge nach einer Transgression in der oberen *gigas*-Zone – also im späten Frasnium – aus.

Das weltweite Riffsterben Ende des Devons ist nicht als isochrones Ereignis zu betrachten (WILDER, 1985), sondern vollzog sich regional unterschiedlich: In Europa starben die Riffe im Zeitraum vom späten Givetium bis mittleren Frasnium (Belgien, s. FLÜGEL & WOLF, 1969 und LECOMPTE, 1970), selten im beginnenden Famennium (Polen, s. SZULCZEWSKI, 1971). Die Bearbeitung der Riffe in der Umgebung von Aachen ist kurz vor ihrem Abschluß, die Riffe starben hier an der Grenze *asymmetricus*-/*Anc. triangularis*-Zone (mündl. Mitt. B. REISSNER, 6/89); in Amerika gibt es ein erstes Riffsterben Ende des Givetiums, verursacht durch eine Regression, im Frasnium kehren die Riffe allerdings nach einer Transgression wieder. Am Nordrand von Gondwana halten sich die Riffe bis ins Famennium, länger, als irgendwo sonst bekannt (Australien, s. DINELEY, 1984), die Vorkommen sind aber wesentlich seltener als im Frasnium (COCKBAIN, 1988), wo sie bei weitem ihre Hauptverbreitung haben (z.B. im Canning basin in Nordwest-Australien, s. DINELEY, 1984, KERANS et al., 1986: Hier sterben die Riffe Ende Frasnium).

In Euramerika sterben die Riffe demnach im Durchschnitt früher, als in Gondwana (Ende Frasnium bis Famennium). Das Sterben der Riffe in den Karnischen Alpen während der oberen *gigas*-Zone läßt sich in der Reihe der Riffe Gondwanas als normal einstufen, stellt also keine zeitliche Abnormität gegenüber den meisten Riffkomplexen Gondwanas dar. Eine Ausnahme sind eher die seltenen famennischen Riff-Vorkommen.

6. Profile

6.1. Übersicht der Profile

14 Profile wurden zwischen Cellon und Seewarte aufgenommen, die sich aufgrund ihrer Lage bei der Beschreibung (Kap. 6.1. und 6.2.) zusammenfassen lassen. Die einzelnen Profile, ihr stratigraphischer Umfang und die Arbeitsziele sollen kurz vorgestellt werden:

- ① **Hohe Warte, N-Wand, unterer Teil**
(Abb. 12, J–K)
Die ersten 240 m bis zum Schotterfeld in der Wand entlang der KOBAN-PRUNNER-Route.
Stratigraphischer Umfang: Pragianum.
Ziele: s. 3.
- ② **Hohe Warte, N-Wand, westlicher oberer Teil**
(Abb. 12, N–O–M)
Fortsetzung der KOBAN-PRUNNER-Route bis zum Gipfel.
Stratigraphischer Umfang: Emsium-Givetium.
Ziele: s. 3.
- ③ **Hohe Warte, N-Wand, östlicher oberer Teil**
(Abb. 12, L–M)
Vom zentralen Schotterfeld gerade aufstrebend in Gipfelfall-Linie empor (DAMBERGER-Route).
Stratigraphischer Umfang: Emsium-Givetium.
Ziele: Mikrofazies, Beobachtung des Hercynellenhorizontes (Leithorizont für das Emsium, s. BANDEL 1969, POHLER 1982, SCHÖNLAUB & FLAJS 1975), Er-

fassen des Stringocephalenhorizontes (Leithorizont für Givetium), Conodontenproben, Beprobung der Riff-Fauna.

- ④ **Profil Untere Eiskarkopf-Nordwand**
(Abb. 15, P–Q)
Entlang des Unteren Militärsteiges in der Eiskarkopf-N-Wand.
Stratigraphischer Umfang: Silur-Emsium.
Ziele: Mikrofazies, Conodontenproben, Auffinden von Fleckenriffen.
- ⑤ **Profil Ems I**
(Abb. 15, R–S)
Westflanke der Abflußschlucht aus dem Eiskar in die Eiskarkopf-N-Wand.
Stratigraphischer Umfang: Emsium.
Ziele: Mikrofazies, Conodontenproben.
- ⑥ **Profil Ems II**
(Abb. 15, T–U)
Wandfuß an der W-Wand des Eiskarkopfes.
Stratigraphischer Umfang: Emsium-Eifelium.
Ziele: Fortsetzung des Profiles Ems I, Abgrenzung von Riffschutthorizonten.
- ⑦ **Profil Eiskarkopf-Westwand**
(Abb. 15, U–V).
Stratigraphischer Umfang: Eifelium-Givetium.
Ziele: Mikrofazies, Conodontenproben, Abgrenzung von Fleckenriffen.

- 8 Profil Obere Eiskarkopf-Nordwand (Abb. 15, W–V).
Entlang der Oberen Militärroute.
Stratigraphischer Umfang: Emsium-Eifelium.
Ziele: Auffinden der Grenze Emsium-Eifelium, Mikrofazies, Erkennen von Fleckenriffen.
- 9 Profil Obere Kellerwand, N-Wand (Abb. 13/15, G–H).
Beginn 1. (westl.) Rampe über dem Eiskar entlang der KOBAN-Route, über GROHMANN-Route zum Gipfel der Kellerspitzen.
Stratigraphischer Umfang: Eifelium-Givetium.
Ziele: Mikrofazies, Erfassung des Stringocephalenhorizontes, Abgrenzung der Riffbereiche.
- 10 Profil am Kellergrat (Abb. 13/15, H–I)
Gipfelgrat zwischen Kellerspitzen und Kollinkofel.
Stratigraphischer Umfang: Givetium.
Ziele: Beobachtung der Riffentwicklung im Givetium, Beprobung der Riff-Fauna.
- 11 Profil Kollinkofel (Abb. 15, X–Y)
Kollinkofel NW-Grat zum Gipfel.
Stratigraphischer Umfang: Frasnium-Famennium.
Ziele: Nachweis von Famennium in den Kellerwänden (Conodontenproben), Mikrofazies, Klärung der Lagerungsverhältnisse
- 12 Cellon-Rinne (Abb. 16, C–D, E–F)
Lawinnenrinne ab Schicht 48 (FLÜGEL, H., 1965) bis Beginn und ab Ende des Profiles BANDEL (1972: A–B) bis zum Gipfel.
Stratigraphischer Umfang: Lochkovium-Famennium.
Ziele: Zusätzlich zu den von BANDEL (1972) aufgenommenen Profilen Lücken schließen, Mikrofazies, Conodontenproben.
- 13 Cellon-Ostpfeiler (Abb. 16, A–B)
Profil nordwestlich der Lawinnenrinne am markanten Pfeiler.
Stratigraphischer Umfang: Mitteldevon.
Ziele: Verbesserung der Ergebnisse der aus der Cellonrinne gewonnenen mikrofazialen Erkenntnisse durch die Entnahme von ungestörten Proben, Conodontenproben.
- 14 Profil am Seekopf-W-Abfall.
Als Vergleich wurden am Seekopf Proben im Lochkovium und Emsium entnommen.

6.2. Profile der Kellerwanddecke

6.2.1. Seewarte

Das Profil der Seewarte wurde in Einzelabschnitten beschrieben: BANDEL (1969) nahm die Schichten vom oberen Ludlowium bis zum Emsium detailliert auf, ERBEN et al. (1962), PALLA (1967) und JHAVERI (1969) bearbeiteten die hangende Leitschicht der "Seewartekalke" (wegen der Gastropodenfauna auch Hercynellenkalke genannt), VAI (1963) und POHLER (1982) beschäftigten sich mit den dazu hangenden Kalken bis zum Unterkarbon. Die Ergebnisse sollen hier kurz zusammengefaßt werden, da sie für die Arbeiten im Kellerwand-Hohe Warte-Zug grundlegend sind:

Im oberen Ludlowium werden Mikrit und Knollenkalke mit hohem Bitumengehalt sedimentiert, das Milieu

ist schlecht durchlüftet. Allmählich erfolgt ein Übergang zu Crinoidenkalken mit *Septalrypa megaera*.

Im Lochkovium fehlt im Bereich der Seewarte eine pelagische Mikrofauna, was für eine Barre oder Abschnürung vom offenen Meer spricht. Nicht abgerollte Fossilreste und zweiklappig erhaltene Bivalven sind Anzeiger für ruhiges Wasser.

Im Pragma befinden sich vereinzelt Tentakuliten, pelagischer Einfluß macht sich bemerkbar. Korallenreste und fecal Pellets zeugen von einer reichen Fauna am Meeresboden. Schließlich kommt es zum Wuchs einzelner Fleckenriffe. Lateral verzahnen sich diese Gerüstkalke mit Crinoidenschuttkalken. Später wird die Wasserbewegung stärker: Die Riffbildner werden als Bioklasten sedimentiert, die Komponenten der Kalke sind dicht gepackt, die Hohlräume selten verfüllt.

Die hangende Leitschicht der Hercynellenkalke (Seewartekalke bei JHAVERI, 1969) ist geringmächtig, aber schon von weitem in den Wänden der Seewarte an ihrer Färbung erkennbar. Ihr 35 Meter mächtiges Schichtpaket ist tiefschwarz, enthält viele Korallen, einzelne Ooidlagen (BANDEL, 1969) und nach PALLA (1967) Zwischenlagen mit Algen. Die von JHAVERI (1969) beschriebene reiche Gastropodenfauna bezeugt gute Lebensbedingungen an der Sedimentoberfläche, trotz des hohen Bitumengehaltes im abgelagerten Karbonatschlamm. Mikritische Matrix deutet auf ruhiges Wasser hin, einzelne Ooidlagen auf die Nähe zu flachem, bewegtem Wasser. Die Algen beweisen die gute Durchlichtung, ebenfalls ein Hinweis auf flaches Wasser. ERBEN et al. (1962) stellen die Seewartekalke anhand von Conodontenfunden in das höhere Unteremsium.

Über den Seewartekalken folgen Laminitkalke mit *Karpinskya consuelo*. VAI (1963, p. 22–24) stellt sie noch ins obere Emsium. Diese Laminiten entstehen in einem flachen küstennahen Bereich mit mäßig starker Wasserenergie und guter Durchlichtung. Die dichte Besiedlung mit Algen, Gastropoden, Echinodermen, Korallen und Bryozoen in Zwischenlagen zeugen von normaler Salinität und hohem Sauerstoffgehalt (POHLER, 1982). Frühdiagenetische Dolomite deuten auf vorübergehendes Trockenfallen hin. Loferite und Pelsparite können als Gezeitedimente gedeutet werden. POHLER (1982) deutet die Laminitabfolge als eine vom offenen Meer abgeschnürte Lagune, die bei Meeresrückzug vorübergehend trockenfiel.

Über den Laminiten folgen (durch eine Störung getrennt) Crinoidenschuttkalke. Ihre Merkmale sprechen für Wasservertiefung, gute Durchlichtung und Durchlüftung, demnach flaches Subtidal. Vereinzelt Bioklasten von Riffbildnern zeugen von einem vorgelagerten Riffbereich. Hangend zu diesen Karbonaten folgen Stromatoporenschutt-Kalke mit Korallen und Bryozoen. Verstärkte Strömung macht sich bemerkbar, die Wasserenergie ist relativ hoch. POHLER stellt sich diesen Raum in kleine Becken und Schwellen untergliedert vor: In den Becken werden Bioklast-Sedimente angehäuft, deren Liefergebiet auf den Schwellen zu suchen ist.

Nach einer Verflachung kommt es zur Akkumulation von Birdseye-Kalken mit vereinzelt Laminiten. Dripstone-Zemente und iedene Kalke zum Eifelium gerechnet (VAI, 1963; POHLER, 1982).

Amphiporenkalke mit *Stringocephalus burtini* werden angehäuft, der Einfluß riffbildender Organismen, wie Korallen und Stromatoporen, wird stärker. VAI (1963, p. 22) und BANDEL (1972) stellen diese Kalke ins Give-

tium. Sie setzen sich bis ins Frasnium fort und enden mit einer Schichtlücke. Im Viséium macht sich bereits eine deutliche Absenkung des Meeresbodens bemerkbar: Mikrite mit pelagischer Fauna bezeugen eine Sedimentation im landfernen Bereich.

6.2.2. Hohe Warte

(Profile 1/2/3: Abb. 12, Abb. 19)

In der Literatur (SCHÖNLAUB, 1985) wurde die zusammengefaßte Schichtserie der Seewarte-Profile (BANDEL, 1969 & POHLER, 1982) und des Südfalles der Hohen Warte als das Profil der Hohen Warte bezeichnet. Da sich faziell zwischen Seewarte und dem Profil der Hohen Warte-Nordwand jedoch Unterschiede zeigen, soll unter dem Profil der Hohen Warte im folgenden wirklich nur die Nordwand der Hohen Warte gemeint sein.

Die aufgenommenen Profile wurden mit dem Profil von SCHÖNLAUB & FLAJS (1975) verglichen. Zum Teil ergeben sich Schwankungen hinsichtlich der Höhenangaben (bis zu 70 Meter). Die Routen wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit mehrmals durchstiegen. Daher kann von einer hinreichenden Genauigkeit der folgenden Angaben ausgegangen werden:

Das Profil beginnt in 2270 m NN über dem Schotterfeld am Einstieg des KOBAN-PRUNNER-Steiges (Gedenktafel). Hier stehen stark tektonisierte Kalke an, die Pellets und Echinodermenfragmente enthalten (MF-Typ 2). Die Komponenten sind auffällig ausgewalzt (tektonische Gründe). Teilweise wurde das Gestein tektonisch in Breccien zerlegt. Die dadurch entstandenen Klüfte sind dolomitisch verheilt, makroskopisch und im Schliß an der ockerbraunen Farbe erkennbar. Außer Echinodermen sind wenige Brachiopodenschalen zu sehen. Durch die tektonische Überprägung können andere Komponenten nicht identifiziert werden.

Ab 2300 m NN (hier beginnt das erste Drahtseil) werden die Kalke dunkler. Im Schliß sind auffällig schwarze Lösungsbahnen zu erkennen. Die kalzitischen Komponenten sind alle in Sparit umgewandelt, was wiederum der tektonischen Überprägung zuzuschreiben ist. Als Ausgangsmaterial wird ein Crinoidenschuttkalk vermutet.

Ab 2340 m NN läßt der tektonische Einfluß nach. Die Kalke enthalten Pelloide und Echinodermenreste, selten Algen. Die Komponenten sind teilweise umrindet. Zum Hangenden werden Rindenkörner häufiger.

Ab 2430 m NN stehen makroskopisch schwarze Kalke an. Sie sind nur 25 Meter mächtig und können als horizontale Fortsetzung des Hercynellenniveaus im Seewarte-Profil angesehen werden. Der Kalk ist tektonisch brecciös zerlegt. Die Bruchstücke bestehen aus Peloiden und Rindenkörnern und zeigen starke mikrofaziale Parallelen im Vergleich zu Schlißen der Hercynellenkalke aus der Seewarteflanke. In der Hohen Warte-Nordwand sind die "Hercynellenkalke" geringmächtiger als im Seewarte-Profil (Kap. 6.2.1). Weiter nach Osten keilt diese Schicht aus. In der Nordwand des Kellerwandturmes ist der Hercynellenkalk bereits nicht mehr vorhanden, sie gehen Richtung Osten lateral in Rindenkornkalke über.

Über dieser markanten Schicht folgt eine Serie aus Kalken, die immer wieder von Laminithorizonten (MF-Typ 5c) durchzogen wird. Zwischen den laminierten Zonen kommen peloidreiche feinkörnige Grainstones vor, welche Anzeichen spätdiagenetischer Überprägung tragen: Selten läßt sich frühdiaagenetischer Zement erkennen (Kap. 8). Hangend dazu gibt es Lagen mit Echinodermenschutt und Amphiporenbruchstücken in einer dolomitischen Matrix. Mehrere Zentimeter lange feine Dolomitlamellen sind in diesen Schichten immer wieder zu beobachten. Die Dolomite sind ausschließlich frühdiaagenetisch entstanden. Sie haben zu-

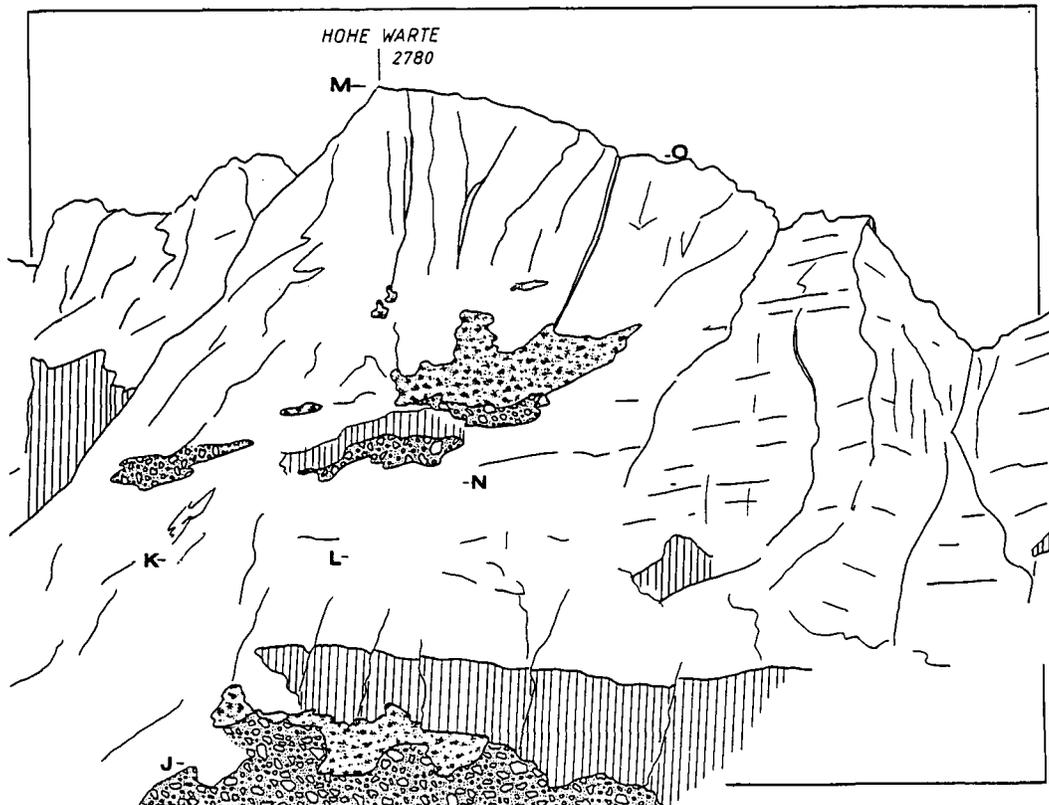


Abb. 12.
Lage der Profile
in der Nordwand der Hohen Warte.
J-K = Profil 1; L-M = Profil 3; N-O-M: Profil 2.
Blick vom Gipfel des Rauchkofels.
Fleckensignatur = Firnfelder;
Blocksignatur = Schuttfelder.

meist eine hellbraune Farbe und sind nicht strukturzerstörend. Oft umkleiden sie Bioklasten vollständig mit einem dünnen Rand.

Allmählich hört der dolomitische Einfluß auf (2550 m NN, Grenze Emsium/Eifelium). Die Matrix wird wieder sparitisch. Allerdings ändert sich der Bestand an Komponenten nur unwesentlich. Rindenkörner, Aggregatkörner Dasycladaceen, Echinodermen und Gastropoden werden abgelagert (MF-Typ 2).

Ab 2590 NN (in der DAMBERGER-Route) ändert sich die Lithologie: Gut sortierte Pelletkalke mit Rindenkörnern stehen an. Rindenkörner und Pellets haben die gleiche Größe. Als Biogene sind nur Echinodermen erkennbar.

Etwa 60 Meter höher (Grenzbereich Eifelium/Givevium) wird der Einfluß anderer Komponenten wieder größer: Zwickel dehnen sich zu Hohlräumen aus, Aggregatkörner, Peloide, Rindenkörner, Bioklasten und Onkoide prägen den Charakter der Gesteine. Schalen von Bivalven, Gastropoden und Echinodermenreste bilden den faunistischen Anteil; Dasycladaceen und andere Algen sind selten, ebenso Bryozoen und Bruchstücke von Korallen. Die Korallenbruchstücke sind meist nicht umrindet. Die Onkoide sind keine Durchläufer, sie kommen nur in einzelnen Lagen vor.

Ab 2720 NN werden die Zwickel zwischen den Komponenten noch größer und dehnen sich zu markoskopisch gut sichtbaren birdseyes aus. Aggregatkörner und Rindenkörner sprechen für eine rege Argentätigkeit, Onkoide ebenfalls (MF-Typ 4a). Dasycladaceen und Echinodermen kommen neben wenigen Bryozoen vor. Die Komponenten sind immer umrindet. In den onkoidreichen Lagen fehlen die Aggregatkörner oder dienen den Onkoiden als Kerne.

In 2760 NN stehen Schichten mit *Stringocephalus burtini* an. Die Kalke bestehen im wesentlichen aus feinen gleichkörnigen Peloiden; Parathuramminiden und Amphiporen kommen vor. Diese Schicht ist nur wenige Meter mächtig.

Über den Stringocephalenkalke folgen erneut hochenergetische Kalke mit Aggregatkörnern, Rindenkörnern und gut erkennbaren Ooiden. Ooide waren ursprünglich sicherlich auch in anderen Schichten vorhanden, sind allerdings nur hier noch als Ooide erkennbar. Die Schichten sind mit birdseyes durchsetzt.

Die letzten Meter bis zum Gipfel (2786 m NN) werden von Riffkalke gebildet, hauptsächlich aus Stromatoporen bestehend. Sie sind auf der Südabdachung der Hohen Warte gut weiterzuverfolgen.

6.2.3. Kellerspitzen

(Profile 9/10: Abb. 13/15, Abb. 20)

Am Wandfuß (2300 m NN) stehen dunkle, plattige bis gebankte Kalke an, die auf den Schichtflächen hellbraune Tonhäute zeigen: Die Verwitterung richtet sich nach den Lösungsbahnen, der Ton wurde hier angereichert (Kap. 8). Die Karbonate enthalten Rindenkörner, Algenlumps und Peloide (MF-Typ 2). Echinodermen, Amphiporen, Dasycladaceen, Bryozoen, Schalen von Bivalven, Ostracoden und Korallenbruchstücke bezeugen eine diverse Fauna in diesem Lebensbereich. Onkoide und selten Ooide kommen schichtweise vor. In etwa 2350 m Höhe in Fallinie des Einstieges zur KOBAN-Route wird ungefähr die Grenze zwischen Emsium und Eifelium liegen.

Ab 2520 NN ändert sich die Lithologie, die Rindenkörner werden wesentlich größer (bis zu 4 mm), gehäuft treten Gastropoden und Muscheln auf, sehr große umrindete Amphiporen befinden sich im Gestein. Ab 2640 NN kreuzt die Route einen stark tektonisierten Bereich, weshalb die Gesteine mikrofaziell schlecht ansprechbar sind, jedoch ist zu erkennen, daß die primäre Lithologie der Zusammensetzung der liegenden Rindenkornkalke entspricht.

Ab 2720 m NN hört die Sedimentation der Rindenkörner auf, das Gestein wird feinkörniger. Hauptbe-

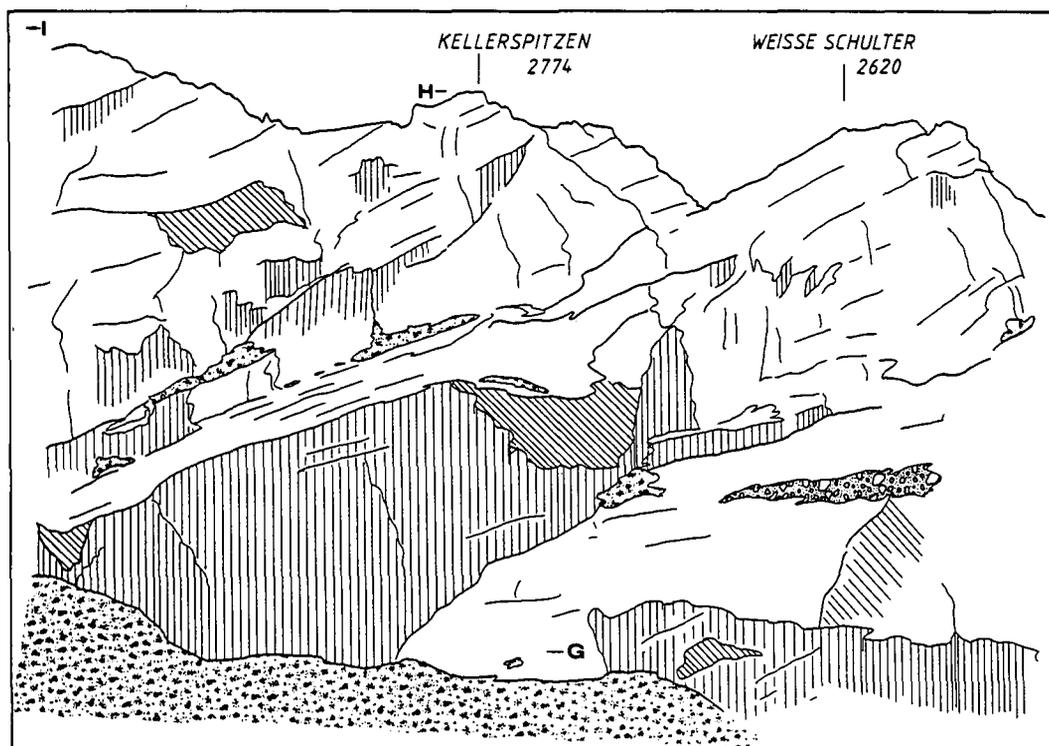


Abb. 13.
Lage der Profile durch die Kellerspitzen (N-Wand).
G-H = Profil 9; H-I = Profil 10.
Blick vom Gipfel des Eiskarkopfes.
Fleckensignatur = Eis und Firn; Blocksignatur = Schuttfelder.

standteile der Kalke sind sehr dunkle Peloide, wahrscheinlich fecal Pellets und Bioklasten (Echinodermereste, wenig Gastropoden, Ostracoden, Calcisphaeren). Fenstergefüge sind zwischen einzelnen Sedimentlagen zu beobachten, sowohl in unregelmäßiger birdseye- als auch in stromatactisähnlicher Form. Die Matrix ist hier nicht mehr rein sparitisch, Mikrit kommt ebenso häufig vor.

Ab 2760 m NN (am Westgrat zum Gipfel der Kellerspitzen) werden Aggregatkörner, Rindenkörner, umrindete Echinodermen, Dasycladaceen und einige Gastropoden häufiger. Fünf Meter höher wurde *Stringocephalus burtini* gefunden, eingebettet in einen peloid- und rindenkornreichen sparitisch gebundenen Kalk, reich an Echinodermenbruchstücken. Diese Schicht ist – wie auch an der Hohen Warte – nur wenige Meter mächtig. Die Übergänge zum Liegenden und Hangenden sind fließend, deshalb läßt sich die Mächtigkeit lediglich mit dem Vorkommen von *S. burtini* abschätzen.

Kurz unter dem Gipfel der Kellerspitzen befindet sich eine Schicht mit mikritischer Matrix, birdseyes und lagenweise Ostracoden (MF-Typ 4b). Hangend zu dieser ein Meter mächtigen Lage setzen wiederum Rindenkornkalke ein, deren Reichtum an Riff-Fossilien (Korallen und Stromatoporen) zum Hangenden immer größer wird (Riffkalke der Kellerspitzen). An der „Krone“ werden die Kalke durch eine säigere Störung abgeschnitten. Im Gipfelbereich der „Krone“ fand bereits FRECH (1894) *S. burtini*, die Schichten der Kellerspitzen sind gegenüber dem Pfeiler der „Krone“ demnach relativ abgeschoben.

6.2.4. Kollinkofel

(Profil 11: Abb. 15, Abb. 20)

Am Kollinkofel fallen die Schichten mit 40° nach Osten ein. Somit wäre theoretisch die Westwand dieses Berges eine ideale Flanke, um ein Profil aufzunehmen. Die Wand bricht jedoch nahezu unstrukturiert und absolut senkrecht in das Eiskar ab, ist abweisend und steinschlaggefährdet. Die Route vom Eiskar (NE-Grat) auf den Gipfel (s. Abb. 15) bietet allerdings hinreichend Einblick in die jüngsten Schichten des Arbeitsgebietes. Entlang dieses Grates trifft man immer wieder auf senkrechte Störungszonen mit tektonischen Breccien, sodaß sich die Schichtenabfolge mehrfach wiederholt.

Die Folge beginnt mit Riffgesteinen (P54, untere *gigas*-Zone, s. Kap. 4 und 5) mit Stromatoporen und äußerst selten Korallen, ferner *Renalcis turbitus*, Brachiopo-

denschalen und Echinodermeresten aus Peloiden (MF-Typ 5a). Die Mächtigkeit dieser Gesteine ist schlecht abzuschätzen, da sie nach unten durch eine Störung am Übergang von der „Krone“ zum Kollinkofel abgeschnitten sind (s. Abb. 20). Diese bafflestones repräsentieren die letzten Riffhorizonte der Kellerwände, danach sterben die Riffe aus (Kap. 5.3.).

Über den Bafflestones stehen Breccien an (P55, obere *gigas*-Zone), die aus Bruchstücken der Riffgesteine und Klasten aus dem Mitteldevon bestehen, sie sind sparitisch gebunden, die Klasten werden mehrere Zentimeter groß.

Über diesem Aufarbeitungshorizont wachsen Brachiopoden-Rasen (P56, oberste *gigas*-Zone, MF-Typ 10). Diese Rasen sind geringmächtig (einige cm bis wenige dm) und wechseln mit Echinodermen führenden Pellet-Grainstones.

Darüber lagern mikritische bis pelmikritische Gesteine (P504, mittlere *triangularis*-Zone) mit sehr kleinen Lithoklasten (kleiner als 1 mm) und wenig Biogenen (Ostracoden, Filamente und Calcisphaeren). Die Klasten sind gerundet und gradiert, nach oben gehen sie in Peloide über, schließlich wird die Körnung mikritisch.

Diese mikritische Serie wird wiederum von einer Breccie (P505, mittlere *crepida*-Zone) überlagert, die aus großen Brachiopodenschalen und Lithoklasten besteht. Brachiopodenstachel sind ebenfalls vorhanden. Die Klasten bestehen aus feinelaminierten, bis auf wenige Sphaeren nahezu fossilfreien Mikriten. Die Matrix der Breccie ist sparitisch.

Über den Schichten mit den großen Brachiopoden folgen erneut Schichten mit kleinen Brachiopoden (P59/506-1, untere *rhomboidea*-Zone). Über diesen Rasen lagern wiederum sparitisch gebundene Breccien (P506-2, obere *rhomboidea*-Zone) bestehend aus Biogenschutt und Lithoklasten. Die Klasten sind verschiedenen Ursprungs: Sowohl Bruchstücke aus den unterlagernden Brachiopodenrasen als auch mikritische Klasten mit wenigen Schwammnadeln, Sphaeren (erinnern an die Mikrite in P504) kommen vor.

Über dieser Breccie lagert wiederum eine sparitisch gebundene Breccie (P57, obere *rhomboidea*-Zone, Abb. 14) mit scherbzig zerbrochenen, mehreren dm langen und cm breiten Klasten aus Mikrit mit Sphaeren und kleinen Quarzkristallen. Bemerkenswert sind hier die großen sparitischen Areale zwischen den Klasten (mehrere cm im Durchmesser!) und die Einregelung der Klasten. Nach oben gehen diese Breccien allmählich in mikritisch gebundene Breccien über (P58, untere *marginifera*-Zone), deren Klasten wiederum mikritisch

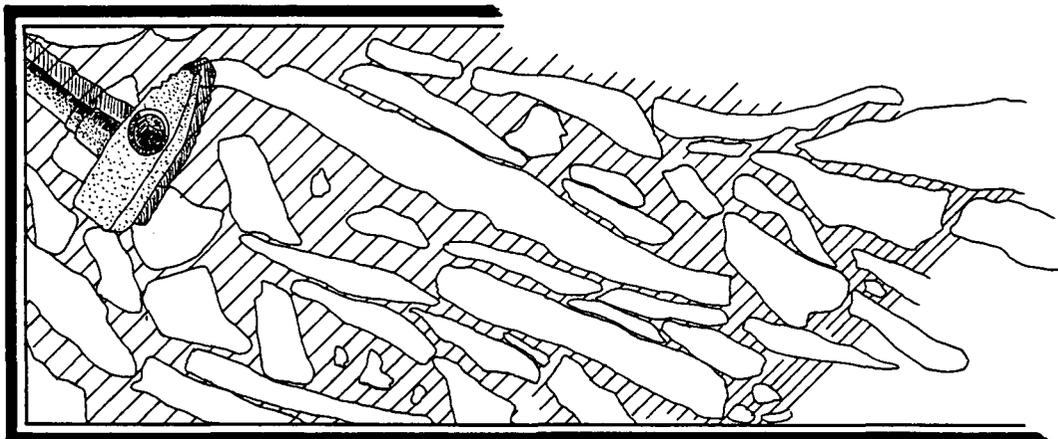


Abb. 14.
Breccie (P57) mit auffälliger Einregelung. Die Klasten stützen sich gegenseitig ab, die ungewöhnlich großen Hohlräume sind sparitisch ausgekleidet. Gezeichnet nach einem Geländefoto (Hammerkopf 10 cm).

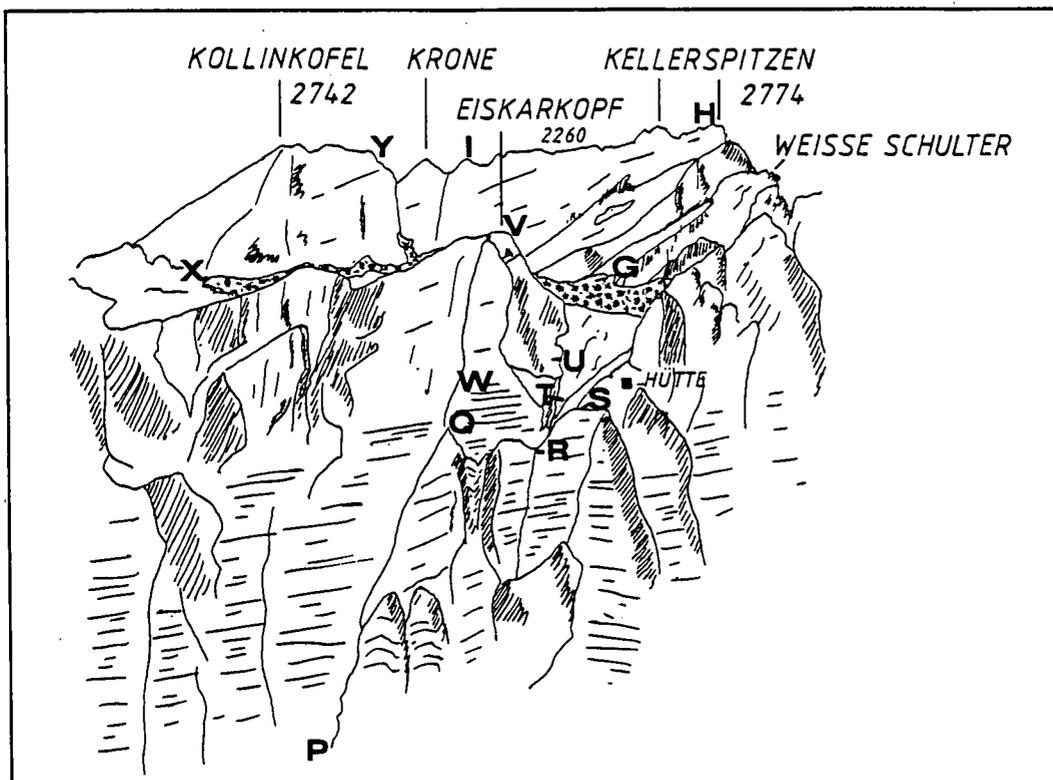


Abb. 15.
Lage der Profile
in den Kellerwänden.
G-H = Profil 9; H-I = Profil
10; P-Q = Profil 4; R-S =
Profil 5; T-U = Profil 6;
U-V = Profil 7; W-V = Pro-
fil 8; X-Y = Profil 11.
Blick von Norden (vom
Mooskofelboden).

sind. Sowohl fein lamellierte Mikrit-Klasten als auch solche mit Hohlräumen treten auf.

Anscheinend wurde die Breccie aus P58 später wieder zertrümmert, denn sie wird direkt von einer Breccie (P501, ebenfalls untere *marginifera*-Zone) überlagert, die aus Bruchstücken von P58 besteht, also eine Breccie mit Lithoklasten, die wiederum aus Klasten bestehen. Zwischen den Klasten befindet sich eine sparitische Matrix mit Grainstone-Arealen und Brachiopoden-Schill.

Darüber wurden Mikrite gefunden, die Trilobiten, Schwammnadeln, Filamente und Ostracoden enthalten.

Das Profil reißt hier an einer Störung ab, die für Schichtwiederholung sorgt. Einschließlich den Schichten von P55 bis hierher ist das Schichtpaket 40 m mächtig.

Als nächstjüngere Sedimente wurden Mikrite gefunden (P4/85, obere *trachytera*-Zone), die von Breccien (P907, untere *postera*-Zone) bestehen wiederum aus Klasten aus Mikriten mit Trilobiten, Sphären, Ostracoden und Filamenten.

6.3. Profile der Cellondecke

6.3.1. Untere Kellerwand

(Profile 4/5/6/7/8: Abb. 15, Abb. 17)

Das Gesamtprofil durch die Untere Kellerwand beginnt am Einstieg (1590 m NN) zur unteren Eiskarkopf-Nordwand (Unterer Militärsteig, Profil 4, s. Abb. 15). Es folgt der Wand bis zum Ausstieg (letztes Drahtseil). Seine Fortsetzung bildet das Profil 5 an der Ostwand der nach Norden senkrecht abbrechenden Entwässerungsschlucht des Eiskargletschers, beginnend in Höhe 1920 NN. Das Profil 6 (beginnend am oberen Abbruch der Entwässerungsschlucht in die Nordwand bis zur markanten Umbiegung am Wandfuß der Eiskarkopf-

Westwand) und die Eiskarkopf-Westwand schließen das Gesamtprofil Untere Kellerwand ab.

Über den silurischen Alticola-Kalken (benannt nach *Orthoceras alticola*), die dem Ludlowium und Pridolium zugeordnet werden, beginnt die Sedimentation im Devon der Kellerwände mit den Rauchkofelkalken (SCHÖNLAUB, 1985), benannt nach den Plattenkalken des tiefen Unterdevons am Rauchkofel (von GAERTNER, 1931, bezeichnete diese Schichten aufgrund ihrer Ähnlichkeit mit dem böhmischen Devon als e-γ Plattenkalke).

Ab dem Einstieg in die Untere Militärsteig bewegt sich der Steig meist senkrecht zur Schichtung dieser Rauchkofelkalke empor. Die Schichten sind im Dezimeterbereich gebankt. Hier stehen Grainstones mit Pellets und Echinodermenresten (MF-Typ 3a) an. Stylolithen im Schlibfbereich sind selten, nur auf den Bankgrenzen lassen sich deutliche Lösungsbahnen erkennen. Hangend werden Schalenreste häufiger, sekundärer Dolomit kommt hinzu und die Stylolithen werden im Schlibfbereich zur normalen Erscheinung.

Ab 1620 m NN erkennt man Pyrit als Anreicherung auf Stylolithenbahnen, das Gestein wird insgesamt dunkler, wenige Ostracoden und Calcisphaeren bilden den faunistischen Anteil. Pellets stellen weiterhin den Hauptanteil des Gesteins. Die Matrix ist mikrosparitisch.

Bereits zehn Meter hangend werden mikritisch gebundene Kalke mit Pellets abgelagert (MF-Typ 1), in denen sehr viele Tentakuliten, Filamente, Trilobiten, Ostracoden und wenig Echinodermen eingelagert sind. Oft sind die Gesteine bioturbat entschichtet. Immer wieder wechseln sich MF-Typ 1 und 3 ab. In den mikritisch gebundenen Bereichen (MF-Typ 1) sind die Schichten oft stark dolomitisiert worden, so daß sich das Ausgangsgestein oft nur noch in kleinen Reliktbereichen erhalten zeigt. Ab 1650 m NN (Höhe letzte Lärche) werden die Schichten dickbankiger, Rindenkörner und Echinodermenbruchstücke (MF-Typ 2) bestimmen

das Gesteinsbild. Ab 1660 m NN (Unteres Ende des Stahl-Seils) wird dies sehr deutlich, die Dolomitisierung tritt vollständig zurück. Ab 1675 m NN sind keine Reliktstrukturen mehr erkennbar, das Gestein ist vollständig dolomitisiert.

Oberhalb des ersten Stahlseiles (1705 m NN) ist eine deutliche morphologische Stufe: Die Wand zeigt hier einen natürlichen Versatz, die Schichten sind nicht mehr so steil aufgeschlossen (Grenze Lochkovium/Pragium). Die Kalke werden feinplattiger, die Farbe schwenkt von grau nach gelb. Bis 1810 m NN („Sitzbank“ auf Felsband) sind die meisten Schichten vollständig dolomitisiert, lediglich winzige Bereiche innerhalb der Kalke lassen die Vermutung zu, daß es sich primär um mikritisch bis mikrosparitische tentakulitenreiche Kalke (MF-Typ 1) gehandelt hat. In wenigen relativ gering dolomitierten Schichten sind diese Merkmale deutlich zu erfassen.

Oberhalb der „Bank“ (Kamin mit Überhang) werden die Schichten wieder dolomitisch. In diese dolomitierten Tentakulitenkalke schalten sich geringmächtige Schuttlagen mit einzelnen abgerollten Korallen (MF-Typ 6) und Lithoklastenbreccien ein, ebenfalls stark dolomitisiert (hauptsächlich wurde die Matrix umgewandelt). Die Gesteine werden wieder feinkörniger (in Höhe 1835 liegt hier die Obergrenze Pragium), durch Dolomitisierung sind die primären Texturen kaum mehr zu erkennen.

Dieser Trend hält an bis ungefähr zehn Meter über dem letzten Drahtseil (1860 m NN), hier ist eine deutliche Änderung der Farbe des Gesteins zu sehen: Die Schichten sind dunkelgrau, grober gebankt und weniger dolomitisch. Dieser lithologische Wandel läßt sich lateral im Gelände gut verfolgen. An dieser Stelle (1870 m NN) endet das Profil 4.

Etwa 100 m weiter westlich beginnt Profil 5 mit den letzten beschriebenen Schichten aus Profil 4. Die mikrofaziellen Merkmale ändern sich jedoch zunächst nicht. Mikritische Kalke mit Tentakuliten, Ostracoden, Filamenten, Trilobiten und selten Spicula bestimmen

das Bild, immer wieder kommt es zu Aufarbeitungshorizonten mit Lithoklasten (MF-Typ 9), abgerollte Korallenreste, Echinodermenreste und Rindenkörner werden eingeschüttet (MF-Typ 2). Profil 5 endet in 1975 m NN. Profil 5 ist durch eine Abschiebung von Profil 6 abgeschnitten.

Profil 6 beginnt direkt am Fuße der Eiskarkopf-Westwand (nördlich der aufgeschlossenen Überschiebungstirnfalte): Einige Meter plattige Kalke mit pelagischer Fauna bilden den Beginn, vom Gesteinscharakter hat sich gegenüber dem Profil 5 nichts geändert. Mit zunehmender Höhe werden die detritischen Einflüsse stärker, die Schuttlagen werden mächtiger (erste kompakte Riffschuttbreccie vom MF-Typ 6 in 1963 m NN). Über den Riffschuttbreccien kommt es zur Sedimentation von dunklen, feinkörnigen Pelletgesteinen mit Parathuramminiden und Calcisphaeren (MF-Typ 3b), die wiederum von Riffschuttbreccien überlagert werden. Seltener werden Rindenkornkalke (MF-Typ 2) mit Korallenschutt eingeschüttet.

Ab 2015 m NN (Grenze Emsium/Eifelium) werden die Kalke grobbankiger. Hier beginnt das Profil 7 südlich der oben genannten Falte. Die bisher deutlichen Tonanreicherungen auf den Oberflächen der Schichten (Lösungsbahnen) treten zurück, die Kalke werden heller grau, MF-Typ 3b und Schuttlagen mit MF-Typ 2 herrschen vor.

Pelletkalke mit (Typ 3b) Parathuramminidae unterbrechen immer wieder die Anhäufungen von Rindenkörnern und Riffschuttbreccien, diese Folge hält an bis zum Gipfel des Eiskarkopfes (2260 m NN).

6.3.2. Cellon

(Profile 12/13: Abb. 16, Abb. 18)

Die Profilaufnahme am Cellon beginnt mit den von WALLISER (1963) anhand von Conodonten festgelegten Rauchkofelkalken (e- γ -Plattenkalken) in dem von ihm mit der Nummer 48 versehenen Schichtglied. Es folgt

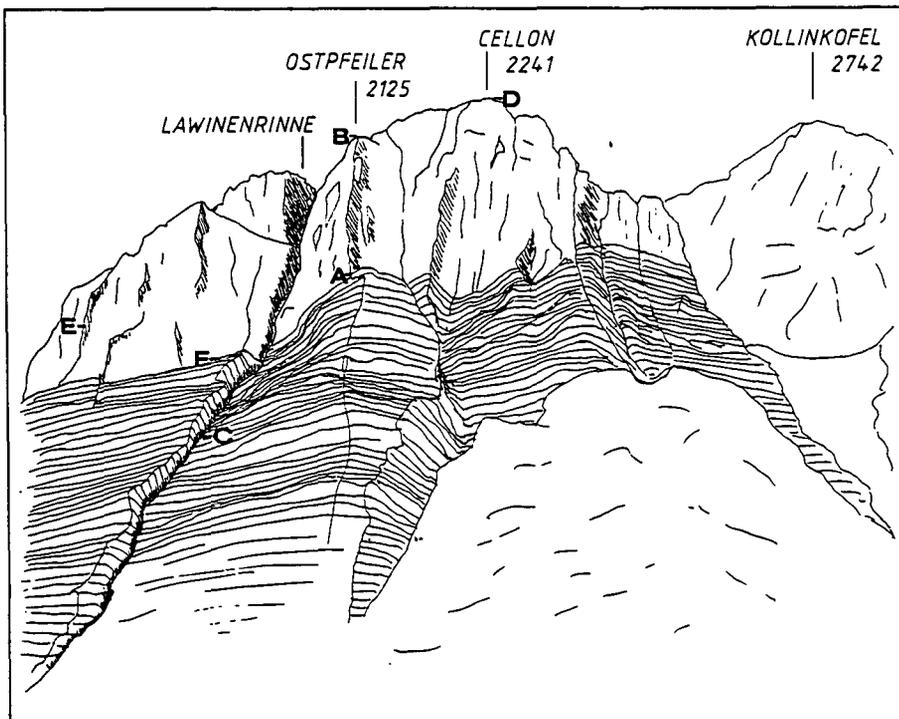


Abb. 16.

Lage der Profile am Cellon.

A-B = Profil 13; C-D/E-F = Profil 12.

Blick von Nordosten. Die plattigen Unterdevonkalke setzen sich deutlich von den massigen Mittel- und Oberdevonkalken ab.

den in der Cellon-Lawinenrinne aufgeschlossenen Schichten bis zur Basis der von BANDEL (1972) beprobten Schichten (bei BANDEL: S. 24, Abb. 11, Profil A-B). BANDEL's Profil endet am Beginn der massigen Kalke (Höhe 1890, s. Abb. 16). Ab 1835 m NN wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit bis zum Gipfel des Cellons entlang des versicherten Klettersteiges Proben entnommen (s. Abb. 16, C-D). Da die Rinne tektonisch stark beansprucht ist, wurde westlich der Rinne ein Profil in den massigen Kalken aufgenommen (s. Abb. 16, E-F), das BANDEL ebenfalls bearbeitete, weiterhin das Profil am Cellon-Ostpfeiler (s. Abb. 16, A-B).

Die Gesteinsfolge beginnt mit sparitischen Kalken des Lochkoviums (MF-Typ 3a) und wird von makroskopisch schwarzen, feinschiefrigen Kalken (MF-Typ 7) durchsetzt. Die schiefrigen Lagen sind mehrere cm bis dm mächtig, in ihnen befinden sich oft Kalklinsen aus nicht geschiefertem Pelletgesteinen (MF-Typ 3a). Zwischen den auffallend schwarzen geschiefertem Gesteinsschichten liegt eine mehrere Meter mächtige Wechselfolge aus Grainstones mit Echinodermenresten und dünnen dunklen Peloiden. Makroskopisch erinnern diese Gesteine an die Kalke an der Basis der Unteren Kellerwand. Im Schliff unterscheiden sie sich dadurch, daß am Cellon viele Calcisphaeren und Radiolarien enthalten sind, in der Unteren Kellerwand dagegen kaum.

30 Meter oberhalb von Schicht 50a (nach WALLISER, 1963) ist die Rinne von einer Störung durchzogen, in deren Umgebung die Gesteine vollständig zu Dolomit umgewandelt worden sind. Zum Hangenden ist die Lithologie der in der Unteren Kellerwand sehr ähnlich: Schuttlagen mit Crinoidenresten und groben Peloiden wechseln sich mit feinkörnigen Kalken mit pelagischer Fauna (Tentakuliten, Cephalopoden, Trilobiten) ab. Diese Lithologie hält an bis zum Beginn von BANDEL's (1972) Profil.

BANDEL beschreibt für seine 165 Meter mächtige Abfolge einen Wechsel von Mikriten mit pelagischer Fauna und gradierten Lagen mit hauptsächlich Echinodermen. Die letzten 45 Meter seines Profils zeigen immer wieder Wechsel zwischen MF-Typ 1 und 3a, selten werden Lagen von MF-Typ 2 eingeschaltet. Bei einem Durchstieg der gesamten Rinne wurde festgestellt, daß die von BANDEL aufgenommenen Schichten des unteren Bereiches denen des oberen Bereiches lithologisch sehr ähnlich sind. Die Gradierung kommt durch den Wechsel der MF-Typen zustande: MF-Typ 1 zeigt scharfe Grenzen zu MF-Typ 3a (s. Taf. 4/2), die Sedimentation wird zum Hangenden allmählich feinkörniger und geht graduell wiederum in MF-Typ 1 über.

Die massigen Kalke (ab 1890 m NN, Grenze Emsium/Eifelium) bestehen aus Wechsellagen von MF-Typ 2 (selten mit Korallenbruchstücken) und MF-Typ 3b. Al-

Tabelle 2.
Legende zu den Profilen (Abb. 17-20).

Lithologie:	
	Kalkstein
	Dolomit
	kalkiger Dolomit
	Loferit
	Laminit
	Riffkalk
Fazies:	
	mikritisch
	sparitisch
	dolomitisch
	Hohlraumgefüge
	Bioturbation
	Rindenkörner, lumps
	Peloide
	Lithoklasten
	Radiolarien
	Parathuramminidae + Calcisphaeren
	Foraminiferen
	Algen
	Ostracoden
	Bivalven
	Brachiopoden
	Filamente
	Tentakuliten
	Trilobiten
	Gastropoden
	Goniatiten
	Bryozoen
	tabulate Korallen
	rugose Korallen
	Stromatoporen
	Amphiporen
	Orthoceraten
	Echinodermenreste

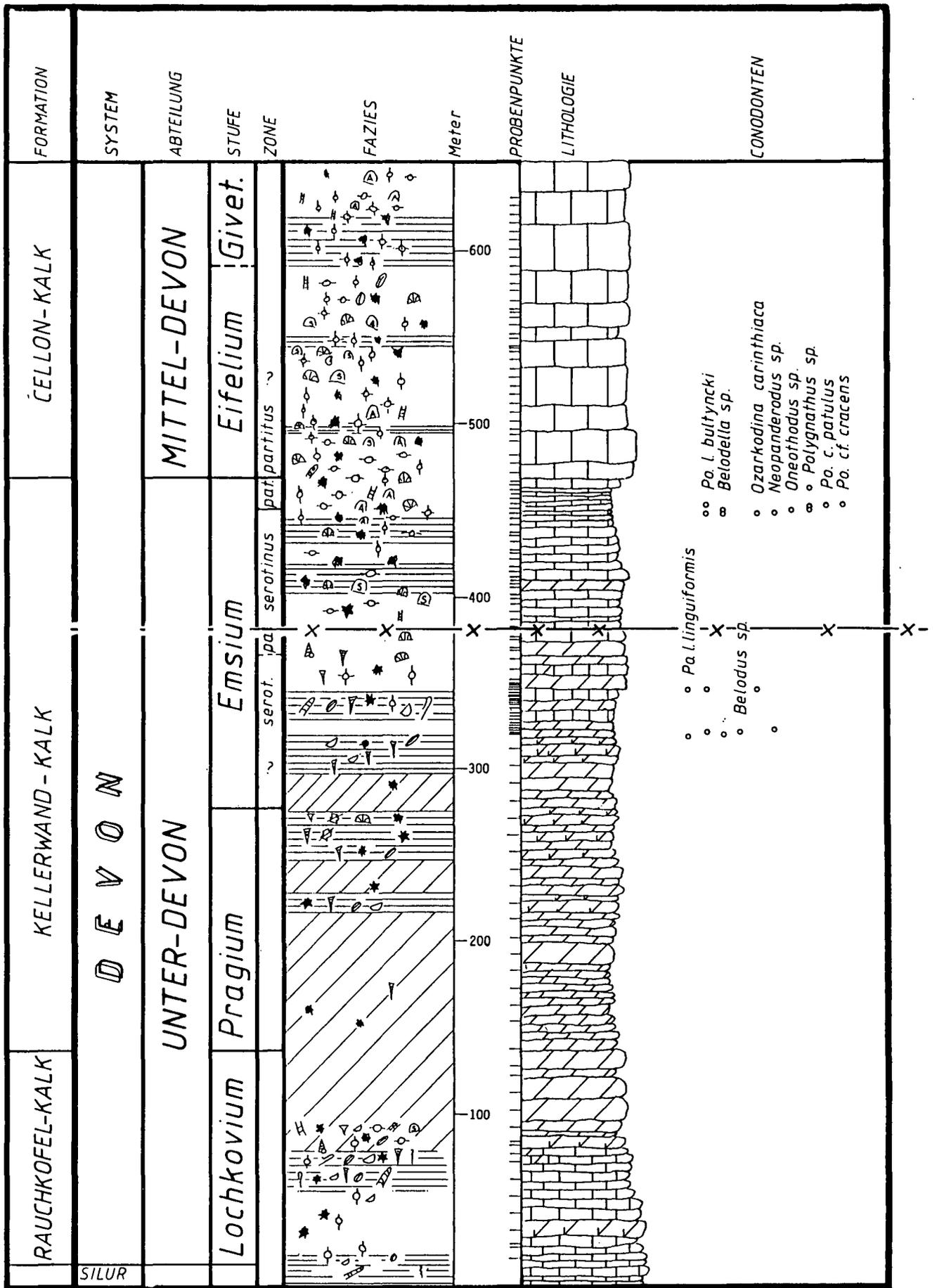


Abb. 17.
Untere Kellerwand (Ob. Valentinalm bis Gipfel Eiskarkopf).

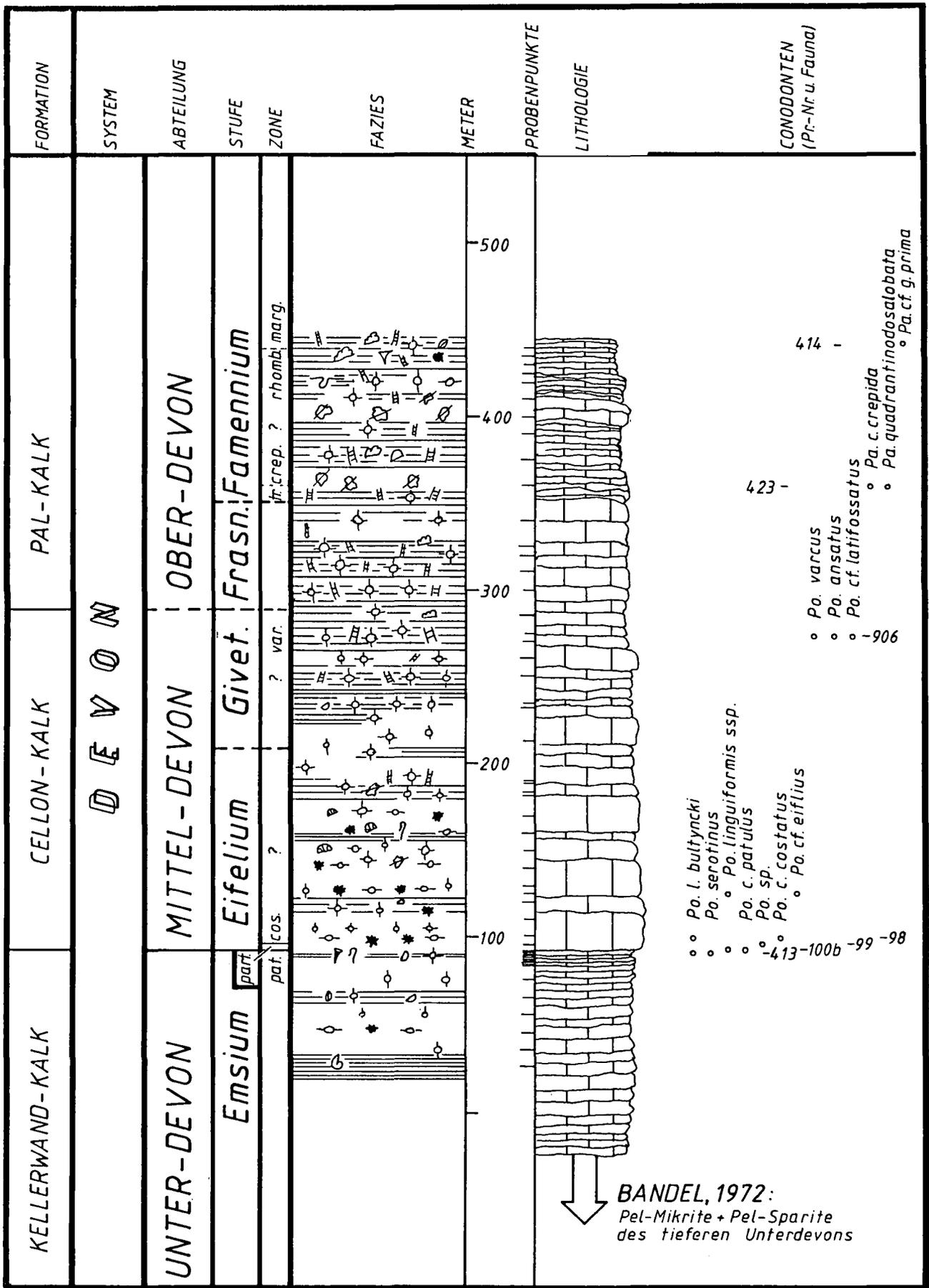


Abb. 18.
 Cellon (Beginn Klettersteig, Ostpfeiler bis Gipfel).

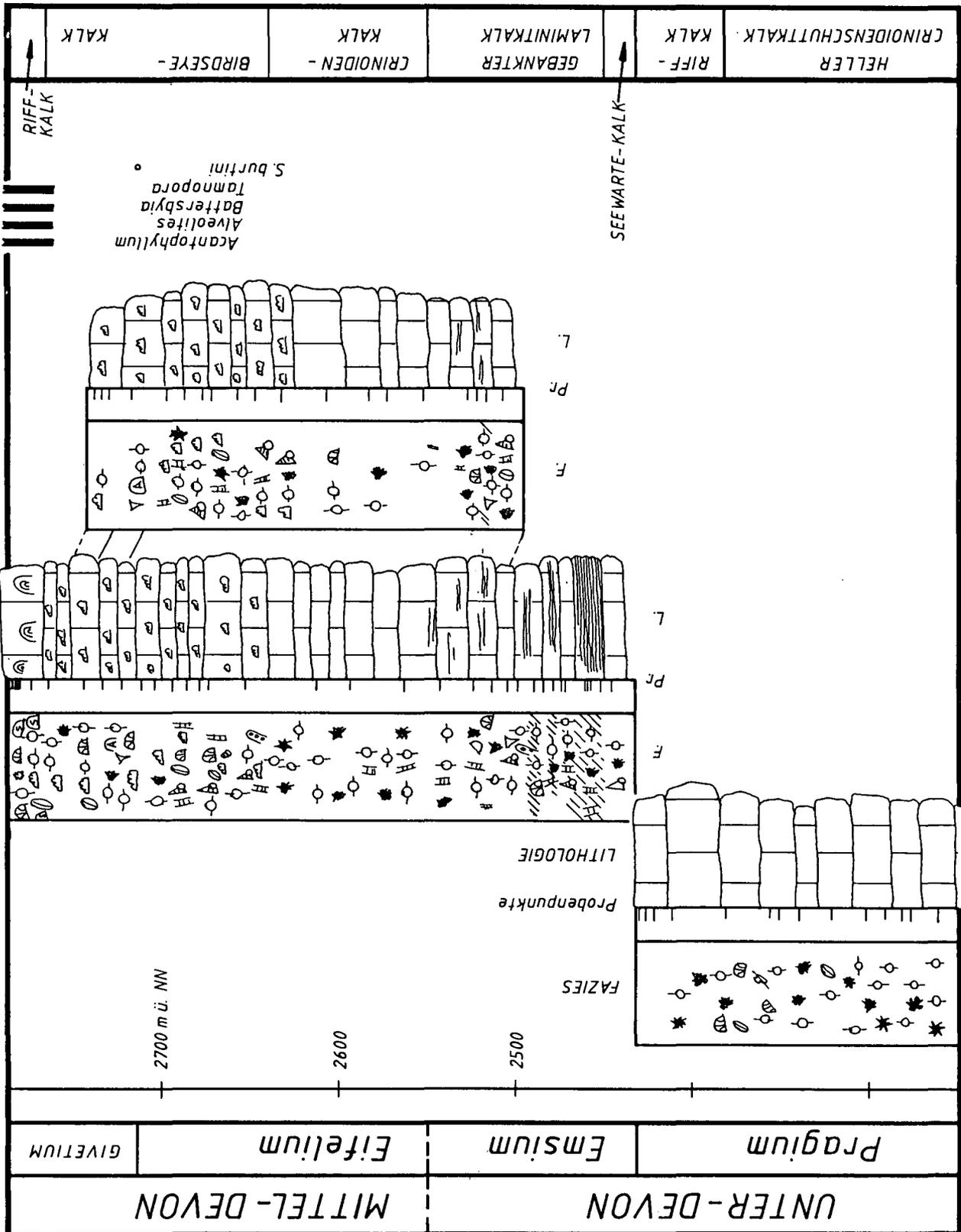


Abb. 19.
 Hohle Warte.
 Mitte: DAMBERGER-Route; links unten und rechts oben: KOBAN-PRUNNER-Route.

lerdings sind sie – anders als in der Eiskarkopf-Westwand – mit Mudstones (MF-Typ 8) durchsetzt, teilweise im Schlicfbereich verzahnt, Klaster aus Mudstones sind ebenfalls schichtweise vorhanden.

Ab 2080 m NN (in der Rinne) treten die MF-Typen 1, 2 und 3 mehr zurück, MF-Typ 8 herrscht vor. Ab 2170 m NN (Nähe des Ausstieges aus dem Klettersteig) erfährt die Lithologie einen markanten Wechsel: Die grauen massigen Kalke (Frasnium) werden von rötlichen Flaserkalken (Famennium) überlagert, der Styloli-thenabstand beträgt ca. 1–2 cm. Allerdings: Die mikro-faziellen Merkmale ändern sich kaum. Die Basis bildet eine Schicht aus Lithoklasten (Taf. 9/4). Die Klaster bestehen aus Gesteinen der unterlagernden Schichten (MF-Typ 8). Die Sedimentation bleibt bis zum Gipfel des Cellons feinkörnig (MF-Typ 8), immer wieder von Lithoklastiten und seltener Rindenkornkalke (MF-Typ 2) unterbrochen.

chen Flaserkalken (Famennium) überlagert, der Styloli-thenabstand beträgt ca. 1–2 cm. Allerdings: Die mikro-faziellen Merkmale ändern sich kaum. Die Basis bildet eine Schicht aus Lithoklasten (Taf. 9/4). Die Klaster bestehen aus Gesteinen der unterlagernden Schichten (MF-Typ 8). Die Sedimentation bleibt bis zum Gipfel des Cellons feinkörnig (MF-Typ 8), immer wieder von Lithoklastiten und seltener Rindenkornkalke (MF-Typ 2) unterbrochen.

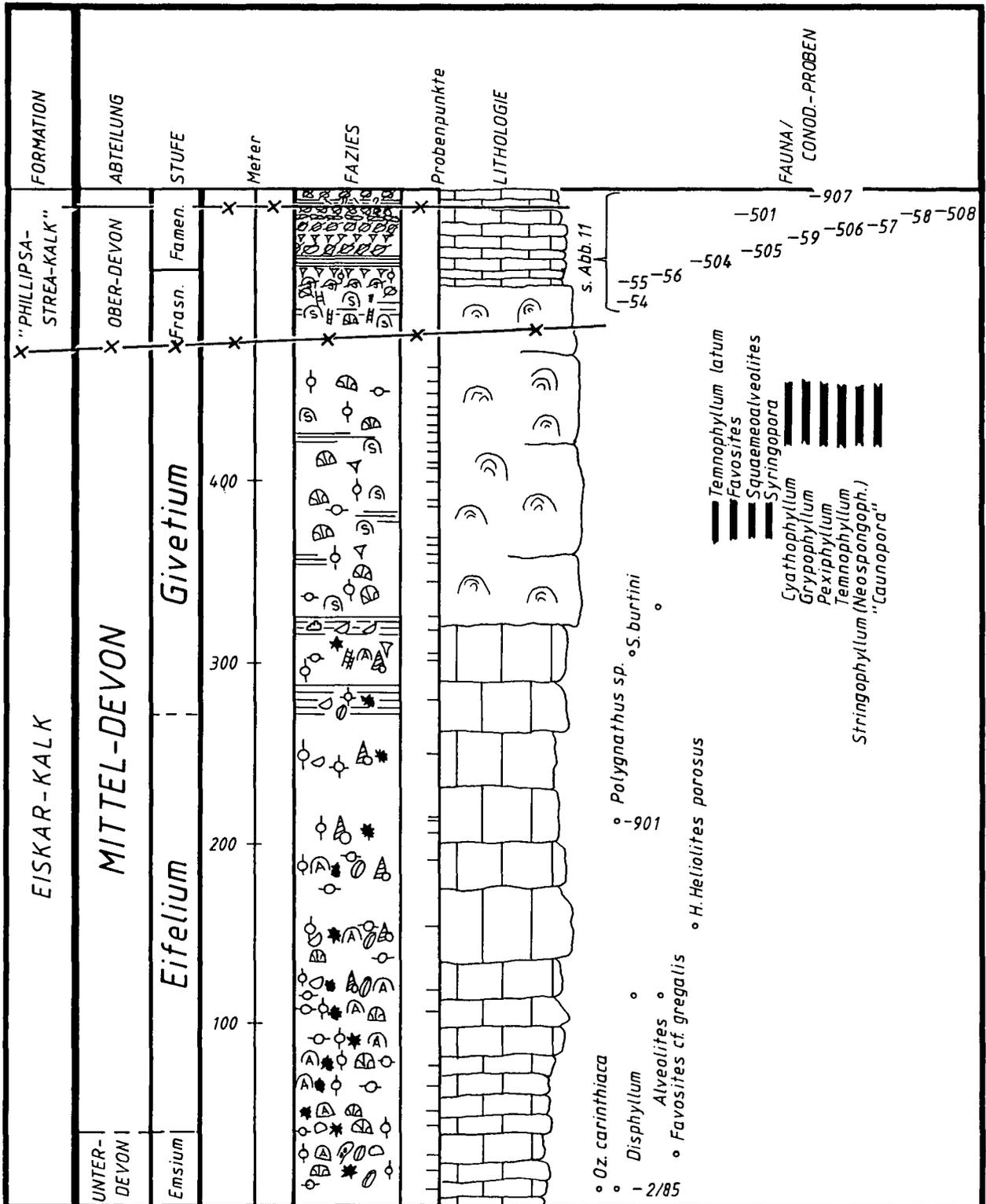


Abb. 20.
Kellerspitzen und Kollinkofel.
Störung zwischen Givetium und Frasnium: Abschiebung zwischen Krone und Kollinkofel.

6.4. Profildarstellungen

Die in Kap. 6.2.–6.3. beschriebenen Profile sollen hier dargestellt werden. Die Conodonten- und Korallenfauna wurde an den entsprechenden Fundpunkten weitgehend eingezeichnet. Tab. 2 zeigt die Legende zu den Abb. 17–20.

In Abb. 20 wurde auf das Einzeichnen der jeweiligen Conodontenfauna der Oberdevonproben verzichtet, die Probennummern sollen mit Abb. 11 und der Faunenliste in Kap. 4.4.2. verglichen werden.

6.4.1. Bemerkungen zu den Formationsnamen

In die Profildarstellungen wurden die offiziellen Formationsbezeichnungen der geologischen Karte, Blatt

197 Kötschach (SCHÖNLAUB, 1985b), aufgenommen. Die Bezeichnungen sind oft verwirrend, da die Einteilungen der Schichten auf der Karte zum Teil nicht mehr stimmen: So wurde bisher nur der Givetium-Kalk der Kellerspitzen als „Eiskarkalk“ bezeichnet, die Eifelium-Kalk jedoch dem selben Schichtglied zugeteilt, wie der Eifelium-Kalk in der Cellondecke. Hier wurden (s. Abb. 20) sowohl Emsium, Eifelium als auch Givetium in Hinterriff-Fazies als Eiskarkalk bezeichnet, da sich der Cellon-Kalk (alter Name) nur auf die Cellondecke beschränkt. Die als frasnische „Phillipsastrea-Kalke, teilweise brecciös mit Korallen und Brachiopoden“ bezeichneten Schichten (KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984) erwiesen sich als frasnische Riffkalke und famennische Brachiopoden- und Lithoklastenschichten (s. Abb. 20). Um Mißverständnisse zu vermeiden, wurden Formationsnamen im Text dieser Arbeit nie angewendet, sie dienen in den Profilen lediglich dem Vergleich mit der geologischen Karte (SCHÖNLAUB, 1985b).

7. Faziesräume

7.1. Hinterriff

7.1.1. Küste

Im gesamten Arbeitsgebiet wurden nirgendwo Hinweise auf terrigene Sedimentkomponenten gefunden (mit Ausnahme von weit transportierbaren Phyllosilikaten). Daher wird darauf geschlossen, daß der devonische Riffkomplex des Zentralkarnischen Hauptkammes dem Nordrand von Gondwana terrigen unbeeinflussbar weit vorgelagert gewesen ist. Die Arbeitsgemeinschaft VAI et al. (in: COMMUNE DI UDINE, ed., 1983, Abb. p.54–64) sehen den Riffkomplex als isolierten Block mit südlich und nördlich vorgelagerten offenen Meeresbereichen. WENDT (1985, 1988) beschreibt einen Karbonatkomplex in Marokko – paläogeographisch ebenfalls an der Nordküste Gondwanas gelegen – mit einem entsprechenden Aufbau (s. Kap. 9): Im Norden wurden pelagische Kalke abgelagert, in einem mittleren Bereich liegt eine Flachwasserplattform mit Crinoiden- und Bewegtwasserfazies, im Süden sind die Karbonate wiederum pelagisch beeinflusst. Für die Karnischen Alpen wäre eine ähnliche Entwicklung – also die Trennung des Litorals vom Karbonatkomplex im Devon durch einen pelagischen Sedimentationsraum im Süden – ebenfalls vorstellbar. Die genaue Lage eines devonischen Küstenbereiches kann daher im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden.

7.1.2. Intertidale Fazies

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 5c, MF-Typ 4.

Verbreitung: Emsium, Eifelium und unteres Givetium der Hohen Warte, Seewarte und des Gamskofels (s. Kap. 9.1.).

Karbonate des Intertidals treten im westlichen Bereich des Arbeitsgebietes innerhalb der Kellerwandteildecke auf: die Laminite des Emsiums und die Loferite des Mitteldevons an der Seewarte (s. POHLER, 1982)

und der Hohen Warte. Die Laminite und Loferite der Hohen Warte (s. auch SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975) sind als direkte laterale Fortsetzung der Intertidalsedimente an der Seewarte zu verstehen.

Die Laminite (MF-Typ 5c) belegen die Zugehörigkeit zum Gezeitenbereich: Die frühe Dolomitisierung – auch in den Lagen zwischen den Laminiten – wird von vielen Autoren als typisch für den Gezeitenbereich angeführt (HSÜ & SIEGENTHALER, 1969; FÜCHTBAUER, 1974; MOORE & BILLINGS, 1971; FLÜGEL, 1978, 1982; CHILINGARIAN & WOLF, 1988).

Die Loferite (MF-Typ 4a) sprechen ebenfalls für den Gezeitenbereich. Gradierte Pelletlagen, Aggregatkörner, Fenstergefüge, Onkoide und die geringdiverse Fauna sind typisch. Sie gehen in den Sedimentationsraum des Subtidals über und können sich mit den hier typischen Rindenkornkalken (MF-Typ 2) verzahnen oder vertikal aus ihnen hervorgehen.

In der Hohen Warte Nordwand sind die Laminite nicht so verbreitet, wie POHLER (1982) für die Seewarte beschreibt. Östlich der Nordwand der Hohen Warte (Kellerwandturm und Kellerspitzen) sind die Intertidalsedimente nicht mehr zu finden, sie verzahnen sich lateral Richtung NNE mit emsischen Rindenkornkalken, die Amphiporen und Dasycladaceen enthalten.

7.1.3. Crinoiden-Rindenkornfazies

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 2, MF-Typ 5a/b, MF-Typ 4b, MF-Typ 10.

Verbreitung: Gesamtes Unter- und Mitteldevon der Kellerwanddecke (Gamskofel – s. Kap. 9.1. –, Seewarte, Hohe Warte, Obere Kellerwände).

Die Crinoiden-Rindenkornfazies stellt im Bereich der Kellerwanddecke den größten Anteil der Gesteine. Sie beschreibt typische Hinterriff-Fazies und bildet den Übergang zwischen Intertidalsedimenten und Riffen. Der Sedimentationsraum lag auf einer Plattform, ist al-

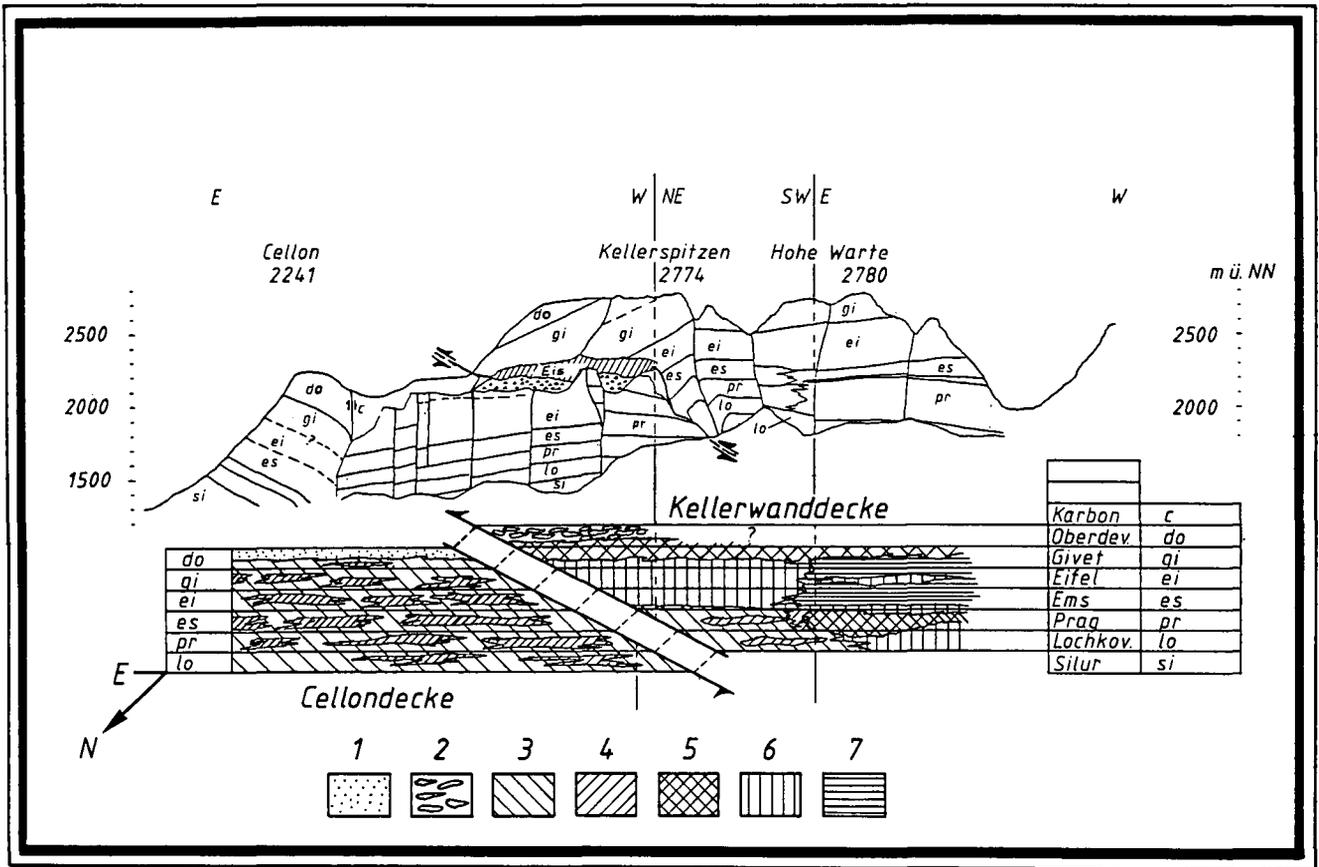


Abb. 21. Schematische Verteilung der Faziesräume.
 1 = Karbonatschlamm-Fazies; 2 = Lithoklasten-Fazies; 3 = Übergangsfazies; 4 = Detritische Fazies; 5 = Riff-Fazies; 6 = Crinoiden-Rindenkorn-Fazies; 7 = Intertidale Fazies.

ledings nicht als einheitlich homogener Bereich zu sehen, vielmehr gibt es lokal mehrere Varianten:

- 1) Der Randbereich zum Intertidal.
- 2) Abgeschnürte Bereiche mit gringer Wasserzirkulation.
- 3) Flache Plattformbereiche mit gut durchlichtetem, gut durchlüftetem und bewegtem Wasser.
- 4) Flache Plattformbereiche mit gut durchlichtetem, gut durchlüftetem, aber stillem Wasser.
- 5) Bereiche mit Fleckenriffen.
- 6) Schichten mit Dasycladaceen-, Amphiporen- und Stringocephalenrasen.
- 7) Der Randbereich zum Riffkörper

Im Randbereich zum Intertidal sind Verzahnungen mit Liferiten oder Laminiten zu beobachten, im Randbereich der Riffe werden die riffbildenden Organismen häufiger, die begleitenden Sedimente zwischen den Riffkörpern werden oft weiterhin von gradierten Rindenkornlagen gebildet. In abgeschnürten Bereichen wurden lokal und auf sehr kleine Bereiche begrenzte mikritische Liferite (MF-Typ 4b) gebildet. Im Kernbereich der Plattform wuchsen Crinoiden, die nach dem Absterben vom Wasser aufbereitet und deren Kelche völlig zerstört wurden, Amphiporen und Dasycladaceen konnten ausgedehnte Rasen bevölkern. Vorübergehend wurden Buchten abgeschnürt und im flachen Wasser entstanden (JHAVERI, 1969; BANDEL, 1969, 1972; PALLA, 1967) peloidreiche dunkle Kalke mit hohem Bitumengehalt und reicher Gastropoden- und Algenflora. Weit verbreitet waren auf der Plattform Fleckenriffe: Sowohl

Korallen als auch Stromatoporen sind in Lebendstellung erhalten. Im Givetium der Kellerwanddecke sind Stringocephalenlagen innerhalb der Crinoiden-Rindenkornfazies eingelagert. Sowohl am Kollinkofel (FRECH, 1894), in den Oberen Kellerwänden als auch an der Hohen Warte ist die Schicht anzutreffen. Nördlich des Giramondpasses wurden sie in der Simonswand anstehend (S. v. DELDEN, Dipl.-Kart. in Vorb., RWTH Aachen) gefunden; am Westgrat des Gamskofels (s. Kap. 9.1.) wurde *S. burtini* vergesellschaftet mit Amphiporen gesichtet, zwar im Schutt, kann jedoch aufgrund der Fundstelle nur den jüngsten Schichten des Gamskofels zugeordnet werden.

STRUVE (1989) hebt das gemeinsame Vorkommen von Stringocephalen und Amphiporen hervor und sieht Amphiporen als Bewohner großer Teppiche hinter dem Riff. Diese Verhältnisse können für den Raum Kellerwände-Hohe Warte bestätigt werden: Amphiporen und Stringocephalen besiedeln den selben Lebensraum (Taf. 5/8), besonders schön zu beobachten an einer glatt abgeschnittenen Wand am Hohe Warte Grat, 15 m unter dem Hauptgipfel (Taf. 3/2). STRUVE (1989) weist auf die Bedeutung von Amphiporen als Pionierfauna hin. In der Nordwand der Hohen Warte zählen sie tatsächlich zu den ersten Besiedlern, nachdem sich der intertidale Ablagerungsraum mit seinen Laminiten und Liferiten im mittleren Givetium weiter nach Süden zurückgezogen hat. STRUVE (1989) revidiert die alte Lehrmeinung, „Stringocephalus sei schlechthin Repräsentant für das hydrodynamisch turbulente Milieu der Riffe“, und zeigt, daß diese Gattung – eben wegen des

schweren Gehäuses – bevorzugt nur hinter dem Riff in geschützteren Verhältnissen gelebt haben kann. Für die Kellerwanddecke muß daher der Schluß gezogen werden, daß zur Zeit des unteren Givetiums zwar Bewegtwasserfazies, aber nicht zu hochenergetische Bedingungen geherrscht haben und vor der lagunenartigen Plattform das schützende Riff gelegen haben muß.

7.2. Riff-Fazies

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 5a/b, MF-Typ 2.

Verbreitung: Oberes Lochkovium, Pragium und oberes Givetium der Seewarte und Hohen Warte, oberes Givetium und Frasnium der Kellerspitzen.

Neben den Pragium-Riffen am Fuße der Seewarte (BANDEL, 1972) sind bedeutende Bioherme im späten Mitteldevon und unteren Oberdevon am Kellergrat und im Gipfelbereich der Hohen Warte und der Kellerwarte aufgeschlossen. In der Hauptsache wuchsen dort Stromatoporen. Die Riffgürtel sorgten für eine klare Trennung von Hinter- und Vorriff-Fazies. Die Riffe ließen episodisch (beispielsweise durch Riff-Kanäle und bei Sturm) Schüttungen vom Hinterriff zum Vorriff zu, wobei Riffschuttbreccien im nahen Vorriff entstanden sind.

7.3. Vorriff-Fazies

7.3.1. Detritus aus Riff- und Hinterriff

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 6, MF-Typ 2, MF-Typ 3.

Verbreitung: Im gesamten Unter- und Mitteldevon der Cellondecke (Untere Kellerwand und Cellon), Lochkovium und Pragium der Kellerwanddecke nordöstlich der Hohen Warte.

Dem Riff vorgelagert war ein geneigter Sedimentationsraum, in dessen meist mikritischen Schichten pelagische Fossilien eingebettet wurden. Zeitweise kommt es im riffnahen Bereich zur Bildung von Riffschuttbreccien (MF-Typ 6), meist mit Hinterriffelementen (MF-Typ 2) gemeinsam sedimentiert. Diese Schüttungen aus dem Hinterriff können noch wesentlich weiter in den Vorriffbereich hineinreichen als der relativ schwere Detritus der Rifforganismen. Meist sind die Schüttungsfächer mit Rindenkörnern sehr geringmächtig und gradiert und gehen hangend in Peloid-Grainstones über, um schließlich wieder mikritisch zu werden.

7.3.2. Übergangsfazies

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 1, MF-Typ 3a,b, MF-Typ 8, MF-Typ 7.

Verbreitung: Unter- und Mitteldevon der Cellondecke (Untere Kellerwand und Cellon), Lochkovium und Pragium der Kellerwanddecke nordöstlich der Hohen Warte.

Zwischen Riff und pelagischem Sedimentationsraum (Rauchkofelfazies, SCHÖNLAUB, 1985) liegt eine überlei-

tende Fazies, zwar schon pelagisch beeinflusst durch die Fauna (MF-Typ 1 und 3a), aber doch noch von Riff- und Hinterriff-Schüttungen gekennzeichnet, also noch nicht rein pelagisch. Zeitweise können jedoch die Sedimentationsbedingungen so ruhig sein, daß in vereinzelt Schichten kein Einfluß vom Riff bemerkbar ist (MF-Typ 8).

7.4. Pelagische Fazies

7.4.1. Karbonatschlamm-Fazies

(s. Abb. 21)

Häufigster MF-Typ: MF-Typ 8.

Verbreitung: Gesamtdevon am Nordschenkel der Cellonfalte, Oberes Mittel- und Oberdevon Cellon, Famennium Kollinkofel, Unterkarbon Grüne Schneid.

Typisch für den pelagischen Sedimentationsraum sind feingeschichtete Schlammsedimente. In Rückständen aus Conodontenproben fiel im Gegensatz zu allen anderen Gesteinen des Kellerwandzuges der relativ hohe Phyllosilikatanteil auf, ein Hinweis auf ruhige Sedimentationsbedingungen. BANDEL (1972, 1974) schließt für diese Kalke einen Sedimentationsraum bis 4000 m Wassertiefe nicht aus. Allerdings ist dies im Rahmen der relativ nahen Nachbarschaft zu den Riffen kaum nachvollziehbar. VAI (1980) diskutiert zwei alternative Modelle, eines stellt BANDEL'S Theorie dar, er zeigt die Unwahrscheinlichkeit der BANDEL'Schen Theorie, während das zweite Modell von einem seewärts an Korngröße abnehmenden Trübestrom ausgeht, was wesentlich plausibler ist. Selbst unter Berücksichtigung der Deckenüberschiebung zwischen Kellerwand- und Cellondecke (s. Kap. 9) wird BANDEL'S Vorstellung nicht verständlicher. Vielmehr müssen die pelagischen Kalke zwar landfern (palmatolepide Biofazies) und unterhalb der photischen Zone entstanden sein, da keine sessilen Algen (Dasycladaceen) anzutreffen sind, die gleichzeitig im Hinterriff stark verbreitet waren. Aber der Ablagerungsraum muß nicht sehr tief gewesen sein (WENDT, 1988, nimmt für seine pelagischen Kalke Marokkos eine Meerestiefe von weniger als 100 Metern an, s. auch Kap. 7.1.1.).

7.4.2. Lithoklastische Fazies

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 9, MF-Typ 10, MF-Typ 8, MF-Typ 3a.

Verbreitung: Famennium des Kollinkofels.

Die Riffe am Kollinkofel werden von einer Serie klastischer Gesteine überlagert. Anfangs (obere *gigas*-Zone) enthalten die Breccien noch Bruchstücke aus den letzten frasnischen Riffen (untere *gigas*-Zone), später (im Famennium) werden größtenteils nur noch mikritische Lithoklasten sedimentiert.

SPALETTA et al. (1983) beobachteten östlich von Timau ein Frasnium-Profil, daß – ähnlich den Verhältnissen am Kollinkofel – in der Hauptsache aus Breccien besteht. Allerdings: Die Klasten sind mikritisch gebunden, am Kollinkofel jedoch meist sparitisch. Sie deuten ihre Breccien als Ablagerungen fern der Riffkörper als Ergebnisse schockartiger Erdstöße (also als seismische Breccien). Die Breccienbildung beginnt hier schon im

unteren Frasnium, am Kollinkofel erst an der Frasnium/Famennium-Grenze.

Die mikritischen Horizonte (also die autochtonen Gesteine) des Famenniums haben nur noch in der *triangularis*-Zone (P504) wenige Icriodiden, ansonsten zeigen sie eine klare pelagische Palmatolepidenfauna, vergesellschaftet mit wenigen Polygnathiden. Die Conodontenfauna der Breccien des Famenniums hingegen belegt bis zur *marginifera*-Zone immer wieder eine biofazielle Mischfauna (s. DREESSEN & SANDBERG, 1984): Palmatolepiden und Icriodiden treten quantitativ oft völlig gleichberechtigt nebeneinander auf (in P57, 58, 505, 506 ca. 1:1). Polygnathiden sind immer vorhanden, meist jedoch in untergeordneter Zahl. Da die Lithoklasten aus den mikritischen Schichten stammen, ist anzunehmen, daß die Icriodiden in der Matrix der Breccie eingebettet sind, die Schill- und Echinodermenschutt beinhaltet (Taf. 4/8). In der Matrix der jüngeren Breccien nimmt die Zahl der Icriodiden immer mehr ab, in der *marginifera*-Zone enthalten sie nur noch selten Icriodiden (P501), in der *trachytera*-Zone keine mehr (P907). Daraus läßt sich mit Annäherung an das Unterkarbon zunehmend pelagischer Einfluß ableiten: der gesamte Ablagerungsraum sinkt stetig ab, wodurch die Flachwasser-Sedimentationseinflüsse (Icriodiden und Echinodermenschutt in der Matrix der Breccien) allmählich verschwinden. Ständige Absenkung legt synsedimentäre Tektonik nahe und läßt durch sie verursachte seismische Ereignisse verständlich erscheinen. An den Bruchkanten können bereits verfestigte Schichten zerbrechen und als Breccien sedimentiert werden (s. Abb. 35).

Die Klasten in den Breccien sind oft eingeregelt (s. Abb. 14). COOK & MULLINS (1983) zeigen Photographien von Gesteinen, die denen am Kollinkofel sehr ähnlich sind: Die tafeligen Klasten sind subparallel orientiert, die Breccien werden zum Hangenden feinkörniger. Allerdings sind die Klasten bei COOK & MULLINS (1983) mikritisch gebunden. Die beiden Autoren stellen diese Gesteine faziell in den unteren Hangbereich.

Am Kollinkofel werden die sparitischen Breccien von mikritisch gebundenen überlagert und sind ebenfalls gradiert. Die sparitischen Lagen sprechen allerdings für eine hohe Wasserenergie, die Icriodiden in diesen Gesteinen für sedimentären Einfluß vom flacheren Wasser, slumping-Strukturen wurden in den Lithoklast-Gesteinen nicht beobachtet.

Zeitgleich bilden sich am Cellon (in der Karbonatschlamm-Fazies) Mudstones, deren Lagen vereinzelt in

Breccien zerlegt sind (Beschreibung Kap. 3.1.8). Die Klasten wurden nicht nennenswert transportiert, sondern die Schichten intern zerlegt.

Innerhalb der Breccienlagen am Kollinkofel kommt es mehrmals zu ruhiger Sedimentation von Mudstones mit pelagischer Fauna und Brachiopodenrasen (Taf. 4/6), die mit Peloid-Grainstones vergesellschaftet sind, die Conodontenfauna ist jeweils rein pelagisch. Bei den Brachiopoden, die bereits VAI (nach BANDEL, 1972) auf der Südseite der Kellerwände über den Riffen beobachtete, handelt es sich um Rhynchonellen (SARTENAER, 1985, weist auf ihre stratigraphische Bedeutung an der Frasnium/Famennium-Grenze hin). R. DREESSEN (Lüttich) sieht Rhynchonellen im Devon Belgiens ebenfalls immer nur in Verbindung mit einer pelagischen Conodontenfauna (mündl. Mitt., Jan. 89).

Für den Faziesraum der Lithoklastenserie ergibt sich demnach folgende Entwicklung:

Nach der Riffbildung sank der gesamte Untergrund der Kellerwände im oberen Frasnium allmählich ab, die Riffe starben in der oberen *gigas*-Zone. Die letzten Rifforganismen wurden aufgearbeitet und resedimentiert. Brachiopodenrasen wuchsen über diesen Riffschutt-sedimenten, mit Beginn des Famenniums wurden nach einem weiteren Absinken Mikrite gebildet, welche anschließend von lithoklastischen Gesteinen verschüttet wurden, deren Matrix mit Biogenschutt von einem südlich gelegenen Flachwasser angereichert waren. Erneut wuchsen Brachiopodenrasen – während einer seismisch inaktiven Zeit – im Wechsel mit Mikriten und Peloid-Grainstones. Später fielen Biogenschutt und Lithoklasten direkt auf den Brachiopodenrasen (Taf. 3/1), anschließend wurden – eventuell durch seismische Einflüsse – große tafelige Klasten aus mikritischen Kalken resedimentiert, in ihren relativ gut abgedichteten Zwischenräumen konnte aufgrund der hohen Wasserturbulenz kein Feinsediment zum Absatz kommen. Erst später – nach Beruhigung des Wassers – konnte Karbonatschlamm zu Boden sinken, in den weiterhin Lithoklasten hineinfielen. Der Wechsel von mikritischen und klastischen Sedimenten vollzog sich auf diese Art bis zum hohen Famennium.

7.5. Mächtigkeiten

Insgesamt läßt sich feststellen, daß in der Kellerwanddecke die Schichten jeweils mächtiger sind als ihre lateralen Vertreter in der Cellondecke (s. Abb. 22),

Tabelle 3.
Mächtigkeiten (Angaben in Meter).

	Kellerwanddecke:		Cellondecke:	
	Hohe Warte	Kellersp.	Unt. Kellerw.	Cellon
Famennium:	-	>40	-	>40
Frasnium:	-	>30	-	60
Givetium:	>170	>200	>65	80
Eifelium:	200	240	135	125
Emsium:	130	>130	115	100
Pragium:	350	-	145	140
Lochkovium:	180	-	115	110

anscheinend in direkter Abhängigkeit von der Fazies (s. Kap. 9.3.). Die unterschiedlichen Mächtigkeiten sind in Tab. 3 aufgelistet (vgl. Abb. 17-20, 22; SCHÖNLAUB, 1985).

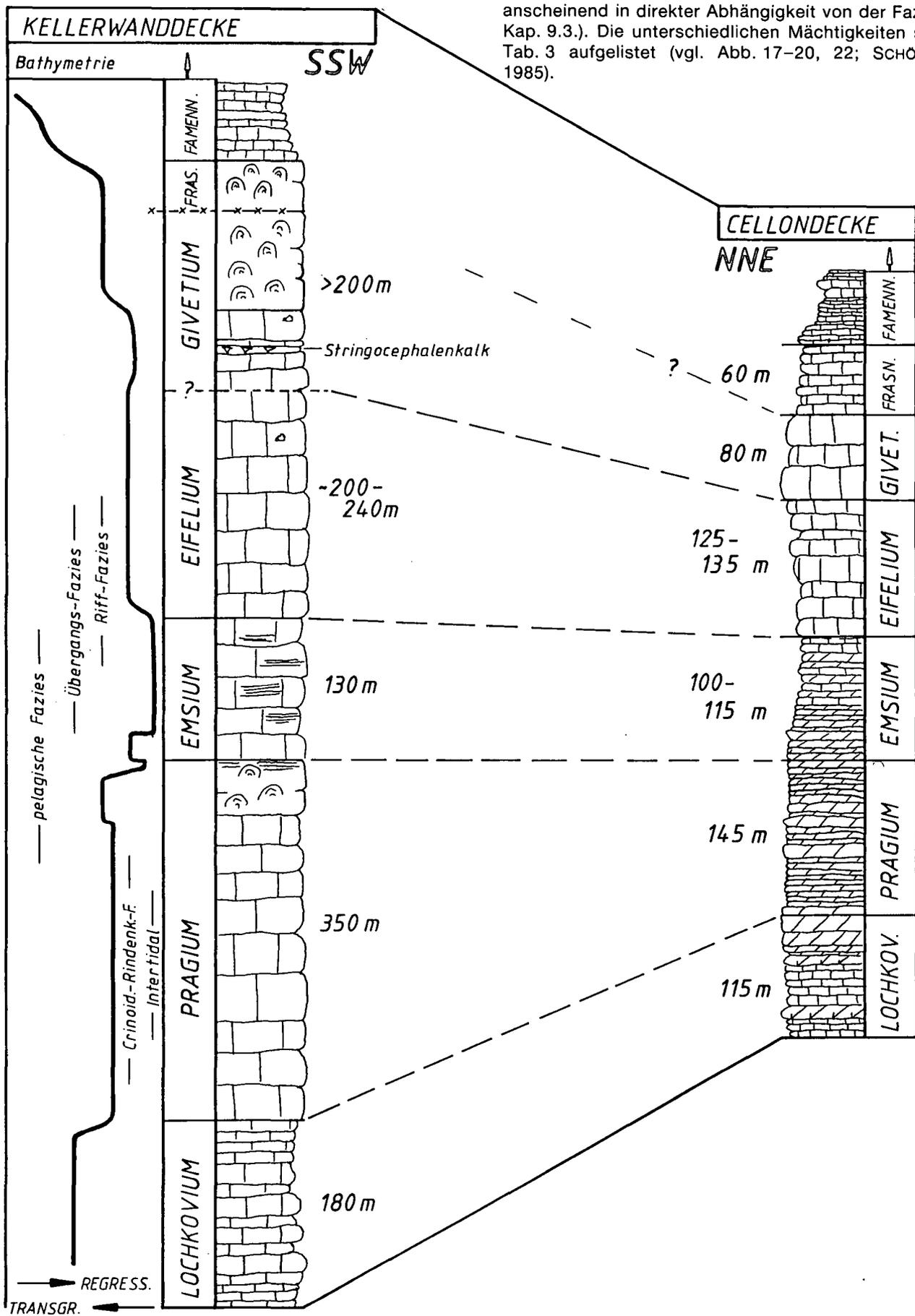


Abb. 22.
Korrelation der Schichten und Bathymetrie.

8. Diagenese

8.1. Destruktive Diagenese

8.1.1. Biologische Erosion

In den Hinterriffsedimenten fanden als frühe Formen der Veränderung der abgelagerten Komponenten die Aufarbeitung durch Bewegtwasser und unmittelbar später die Rindenkornbildung statt, verursacht durch bohrende Organismen. In mikritischen Kalken ist zu erkennen, daß die ursprüngliche Sedimentstruktur oft unmittelbar nach oder noch während des Entstehungsprozesses von Organismen zerstört wurde; Anzeichen hierfür sind die unter Kap. 4.3. beschriebenen Spurenfossilien.

8.1.2. Mechanische Erosion

Frisch kompaktierte Gesteine wurden teilweise durch unterschiedliche Einflüsse zerstört. Dadurch kam es zu Lithoklastbildungen, welche in verschiedenen Formen resedimentiert wurden. Biogene wurden durch mechanischen Einfluß (Bewegtwater) aufgearbeitet und liegen heute als zerbrochene Komponenten vor.

8.1.3. Drucklösung

Alle Gesteine des Arbeitsgebietes wurden von Lösung betroffen, allerdings in unterschiedlichem Maße. Frühdiagenetische Drucklösung führt zur Zementbildung und hat in einer zweiten Phase – durch die Ausfällung von Calcit im Druckschatten – konstruktive Folgen.

In allen Gesteinen befinden sich Stylolithen als deutliche Erscheinungsformen für Drucklösung (RICKEN, 1986). Die Stylolithen können unterschiedliche Ursachen haben (RAMSAY & HUBER, 1987), sie entstehen durch Überlagerungsdruck (Stylolithen subnormal zur Schichtung) oder tektonische Einengung (subparallel zur Druckrichtung). Im Arbeitsgebiet bilden schichtsubnormale Stylolithen die zahlenmäßig bedeutendste Gruppe. Je nach nichtkarbonatischem Anteil der Gesteine unterscheidet WANLESS (1979) drei Drucklösungstypen. In unreinen Karbonaten beschreibt er Stylolithen, an denen es zu einer Anreicherung von Tonmineralen kommt. In den Unterdevonkalken der Cellondecke können die Tonsäume auf den Lösungsbahnen bis zu mehrere Millimeter (!) dick werden (non-sutured-seam solution, s. WANLESS). In reinen Karbonaten bilden sich Stylolithen an Korngrenzen, sie beschreiben eine wesentlich stärker gezackte Linie, die Stylolithen können zentimeter- bis dezimeterlang werden (sutured-seam solution, Taf. 8/9).

In den Riffschuttbreccien werden die einzelnen Klaster alle von Stylolithensäumen umgeben (Abb. 8). Besonders hervorstechend im Gelände wirken die Tonanreicherungen auf den S-Flächen der dunkelgrauen Plattenkalke des Emsiums im Bereich der Eiskarhütte: Die Plattigkeit richtet sich streng nach den Lösungsbahnen, die subparallel zu den ursprünglichen Schichtgrenzen sind.

8.2. Konstruktive Diagenese

8.2.1. Isochemische Diagenese

In der marin phreatischen Zone (LONGMAN, 1980; FLÜGEL, 1982) wurden die Komponenten von radialfibrösem Aragonitzement (Zement A) umkleidet, heute nur noch im Profil der Hohen Warte erkennbar. Die Zemente umkleiden die Komponenten überall mit einer relativ dünnen, nahezu gleichstarken Calcithülle. Im Zentrum der meisten Poren blieb folglich ein Hohlraum zurück (s. LONGMAN, 1980).

Die verbliebenen Porenhohlräume wurden später im submarinen Bereich nach der ersten Kompaktion des Sedimentes von Blockzement (Zement B) verfüllt (FLÜGEL 1978, 1982).

Echinodermen sind überall, wo sie nicht zu Rindenkörnern umgewandelt sind, syntaxial umwachsen. Brachiopodenschalen und Gastropodengehäuse lassen in vielen Fällen Neomorphismus erkennen.

Spätdiagenetisch wurde das gesamte Gestein durch Tektonik und Überlagerung des Mesozoikums überprägt: Die Grenzen zwischen A- und B-Zement wurden verwischt und sind heute nur noch an Farbunterschieden zu erkennen: Die radialfibröse Ausbildung von Zement A ist nicht mehr vorhanden, Sparit liegt grundsätzlich als grober Blockzement vor oder entstand tektonisch neomorph (Taf. 9/6). In feinkörnigen primär mikritischen Sedimenten kam es zu einer Kornvergrößerung, Mikrit liegt oft als Mikrosparit vor. FOLK (1974) erklärt diese Kornvergrößerung durch Abfuhr von Mg^{2+} -Ionen nach Süßwassereinfluß. Bei den meisten Sedimenten des Arbeitsgebietes dürfte die Kornvergrößerung allerdings durch Sammelkristallisation zustande gekommen sein. In Bereichen starker tektonischer Beanspruchung sind die Sedimente teilweise komplett rekristallisiert.

8.2.2. Allochemische Diagenese

8.2.2.1. Frühdiagenetische Dolomitisierung

In den Sedimenten des Intertidals kam es früh zu Dolomitisierungserscheinungen, im noch nicht verfestigten Sediment bildeten sich nicht strukturzerstörende Dolomitkristalle durch Evaporitisierung (CHILINGARIAN & WOLF, 1988) zwischen Laminiteschichten (Literatur s. Kap. 7.1.2.) oder durch Verdunstung (HSÜ & SIEGENTHALER, 1969) als Matrix zwischen den Komponenten.

8.2.2.2. Spätdiagenetische Dolomitisierung

Nach der Verfestigung des Gesteins erfolgte – auch im Vorriffbereich – die spätdiagenetische (sekundäre) Dolomitisierung. Sie war grundsätzlich strukturzerstörend. Teilweise ist sie soweit fortgeschritten, daß ganze Schichtpakete (gelbe Plattenkalke des Pragiums in der Unteren Kellerwand) vollständig dolomitisiert sind. In den Plattenkalken des Emsiums ist die Dolomitisierung an die Wasserwegsamkeit gebunden: Dolomitester befinden sich nur an den Lösungsbahnen (s. Abb. 4). Auf den Lösungsbahnen konnten Mg-reiche Wässer zirkulieren, wodurch die Dolomitisierung verursacht wurde.

Hauptsächlich wurde die mikritische Matrix von der Dolomitisierung betroffen, Grainstones waren erheblich widerstandsfähiger. In den stark dolomitierten Schichten der Unteren Kellerwand sind in Schuttlagen nur Echinodermereste resistent geblieben, die Matrix ist komplett umgewandelt. An tektonisch stark beanspruchten Zonen ist die Dolomitisierung sehr rasch fortgeschritten, als Beispiel seien die Schichten in der Nordwand der Hohen Warte genannt: Während Gesteine an der viele Störungen kreuzenden KOBAN-PRUNNER-Route durch die Dolomitisierung faziell völlig unkenntlich wurden, sind in der DAMBERGER-Route dieselben Schichten gut erhalten.

8.2.2.3. Authigene Minerale

Authigen wurden Quarz und Pyrit gebildet. Pyrit wurde im gesamten Unterdevon der Cellondecke beobachtet (MF-Typ 1 und 7), entweder fein verteilt oder als Konkretion. Pyrit ist ein Hinweis auf anaerobe Bedingungen.

In vielen Karbonaten wurden idiomorphe Quarzkristalle gebildet. Hier zeichnet sich jedoch keine fazielle Verknüpfung ab: Sowohl in Riffkarbonaten (Stromatoporen), den emsischen Plattenkalken der Cellondecke als auch in pelagischen Gesteinen (vor allem im Famennium) ist authigener Quarz enthalten.

9. Tektonik und Paläogeographie

Eine paläogeographische Rekonstruktion für den Sedimentationsraum des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon ist nur möglich, wenn die komplizierte Tektonik des Großraumes berücksichtigt wird. Die Karnischen Alpen wurden sowohl variscisch als auch alpidisch verformt. Um eine Rekonstruktion der Ablagerungsräume zu ermöglichen, müssen die tektonischen Vorgänge rückgängig gemacht werden.

9.1. Beziehungen zu benachbarten Gebieten

FERRARI & VAI (1965) beschrieben das Profil des Monte Zermula, der 22 km ost-südöstlich der Hohen Warte auf italienischem Gebiet liegt. Im Givetium beschreiben sie Pellet- und Riff-Fazies mit Amphiporen und *Stringocephalus burtini*, die Riff-Fazies setzt sich bis an die Grenze Frasnium/Famennium fort, in einer Breccie konnten sie mit Conodonten oberes Famennium nachweisen. Erstmals wiesen sie kalkiges unteres Viséium nach.

FERRARI (1968) bestimmte sieben Gattungen der givetischen Riff-Fauna am Monte Zermula. Drei der von FERRARI gefundenen Gattungen wurden ebenfalls in den Riffen der Hohen Warte und Kellerspitzen entdeckt (*Battersbyia*, *Stringophyllum* (*Neospongophyllum*) und *Dendrostella trigemma* im Schutt der Südseite des Kollinkofels). VINASSA di REGNY (1919) beschrieb mehrere Species von *Cyathophyllum* am Monte Zermula, am Pan di Zermula *Amphipora ramosa*, GEYER (1898) *Cyathophyllum* am passo di Lanza. *Cyathophyllum* und *Amphipora ramosa* wuchsen ebenfalls in den Riffen und Hinterriffbereichen der Kellerwanddecke.

GALLI (1985) beobachtete an der Cima Ombladot südlich des Biegengebirges im Givetium als einzige in bedeutender Anzahl vorkommende tabulate Korallengattung *Thamnopora*. Für die Riffe der Kellerwände und Hohen Warte gilt dies auch: Sowohl im Hinterriffbereich als auch im Riff sind Thamnoporen häufige Bewohner.

BANDEL (1972) legte Profile am Freikofel (Eifelium bis Unteres Famennium) und am Großen Pal (hohes Oberdevon), die für die Rekonstruktion der Sedimentations-

räume (s. Kap. 9.5.) zurate gezogen wurden, ebenso wie das Frasnium-Profil östlich Timau von SPALETTA et al. (1983).

Das Gamskofel-Mooskofel-Massiv liegt nördlich des Valentintales, genau gegenüber der Kellerwand-Hohen Warte-Zuges. Eigene Schlibfbetrachtungen von Proben aus diesem Massiv lieferten wichtige Daten für die paläogeographische Rekonstruktion. BANDEL (1972) nahm am Gamskofel bereits Profile auf. Hier soll – resultierend aus eigenen Untersuchungen – ein kurzer Überblick der Geologie des Gamskofels dargestellt werden:

Das Gamskofel-Mooskofelmassiv ist tektonisch zweigeteilt. Im Osten wird der Mooskofel von einem nach Westen einfallenden Gesteinspaket durchzogen, das aus Schiefen und auffällig roten tektonischen Breccien besteht (s. Abb. 23). Östlich, also tektonisch liegend, sind Flachwasser- und Intertidalkalke der Feldkogeldecke (s. Kap. 9.3.) aufgeschlossen: Die Lamellierung der Intertidalkalke ist wesentlich deutlicher ausgeprägt als die der Hohen Warte und Seewarte, Algenmatten sind stark verbreitet, und sie enthalten zahlreiche Umbellinen, die in der Kellerwanddecke (Gamskofel, Seewarte und Hohe Warte) nirgendwo gefunden wurden. Auf der Nordseite des Mooskofels konnte in 1880 m NN, nördlich des Hinterjochs, in den tektonisch stark beanspruchten Kalken, aus Probe Z88 *Palmatolepis* sp. isoliert und dadurch oberdevonisches Alter nachgewiesen werden.

In der hangenden Einheit, also am Gamskofel, wurden östlich des Wodnertörls in der Südwand des Gamskofels die Proben Z71-Z76 und Z101 entnommen (s. Abb. 23). Die Probe Z101 besteht aus stark beanspruchtem Crinoidenschuttkalk mit Rindenkörnern, ist also der Hinterriff-Fazies zuzuordnen. Z76 stammt vom Westgrat, der zum Wodnertörl führt, aus der Höhe 2200 m NN. Hier steht Amphiporenkalk an, der tektonisch derart beansprucht worden ist, daß die von paralleltexturiertem Mikrit umgebenen Amphiporen von feinen Sparitlamellen "umflossen" sind. Im Schlibb erinnert die Textur des Kalkes an eine "Augentextur", die Amphiporen sind allerdings noch deutlich zu erkennen. Andere Proben aus diesem Bereich lassen kaum Rückschlüsse auf ihre ursprünglich mikrofazielle Zusammensetzung zu, sie sind so stark beansprucht worden, daß das ursprüngliche Gefüge vollständig zerstört ist: Große sparitische Körner sind die einzigen Bestandtei-

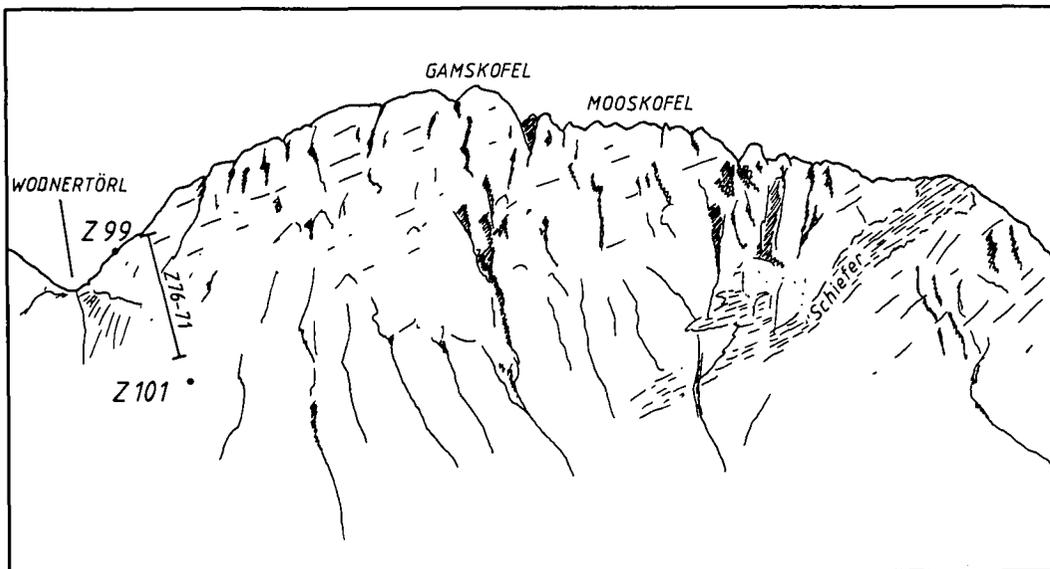


Abb. 23.
Lage des Profils
in der Gamskofel-Südwand.
Blick von der Eiskarhütte.

le, die innerhalb einer mikritischen Matrix zu erkennen sind, die Matrix zeigt wiederum eine tektonisch verursachte Paralleltextur. Manche Körner erinnern an Schalen, andere könnten aus Amphiporen hervorgegangen sein.

In Höhe 2145 m NN wurde in der Nähe des Westgrates Amphiporenkalk (Z99) im Schutt gefunden, der *Stringocephalus burtini* enthält. Unter Berücksichtigung des nordwestlichen Einfallens der Schichten am Gamskofel (s. Abb. 23) kann diese Probe demnach nur aus den oberen 140 m der Gipfelkalke des Gamskofels stammen. Die Probe Z99 läßt sich faziell und stratigraphisch eindeutig mit den Stringocephalenschichten des Kellerwand-Hohe Warte-Zuges korrelieren. Das bedeutet: Die Gipfelkalke des Gamskofelmassives bestehen aus givetischen Kalken in Flachwasserfazies, die einem enormen tektonischen Stress ausgesetzt worden sind. Die Einordnung ins Givetium findet durch BANDEL (1972) Unterstützung, der in der Umgebung des Wodnertörls – also liegend zu den obersten 140 m Kalken der Schichtenfolge des Gamskofels – Emsium und Eifelium nachweisen konnte.

9.2. Rückrotation des Zentralkarnischen Bogens

Der Zug vom Cellon bis zur Seewarte setzt sich nach Norden in einer morphologischen Umbiegung mit dem Biegengebirge fort. Dieses landschaftlich auffällige Phänomen wird als „Zentralkarnischer Bogen“ (SCHÖNLAUB, 1979) bezeichnet. Der Gamskofel im Norden der Kellerwände und das Biegengebirge im Westen beider Massive zeigen eine sehr ähnliche Fazies (Sedimente des flachen Subtidals). Diese Gesteine gehören alle der Cellon-Kellerwanddecke (s. Abb. 25) an.

Durch eine zur Gailtallinie (im Norden) subparallele, rechtsdrehende Blattverschiebung wurde der Bogen (SCHÖNLAUB, 1979/85) erzeugt: Die Berge des Biegengebirges wurden von der westnordwest-ostsüdost gerichteten Bewegung der Nordscholle umgebogen, das ursprünglich west-ost-orientierte Biegengebirge ist jetzt zu einem großen Teil in Nord-Süd-Richtung verbogen. Diese Störungszone verläuft südlich des Gams- und Mooskofels bis südlich der Himmelberger Alm,

über das Spielbodentörl und die Würmlacher Alm bis über den Nöblinggraben im Osten. Da permische und triassische Gesteine in die Tektonik des Zentralkarnischen Bogens mit einbezogen wurden, muß das Bildungsalter alpidisch sein (SCHÖNLAUB, 1979, 1985). Zu diesen alpidischen Elementen gehören Brüche, Aufschiebungen, E-W Bewegungszonen und die Schlingentektonik am Rauchkofel (SCHÖNLAUB, 1979). Aber auch ältere variscische Merkmale sind sichtbar: beispielsweise der Sattel- und Muldenbau in der südlichen Scholle. SCHÖNLAUB (1979, 1985) wertet den alpidischen Anteil als besonders hervorstechend, da sowohl Beziehungen zur alpidisch angelegten Bortaglia-Störung als auch zur Blattverschiebung des Periadriatischen Lineaments zu erkennen sind. Das Modell des Zentralkarnischen Bogens nach SCHÖNLAUB (1979) wird als Grundlage für die paläogeographische Rekonstruktion des Arbeitsgebietes herangezogen (Kap. 9.6.).

Das Gamskofelmassiv (s. Kap. 9.1.) liegt heute in der Nordscholle der Blattverschiebung, ursprünglich jedoch im Westen des Biegengebirges. Nach der Rückbewegung des Gamskofels und dem „Geradebiegen“ des Zentralkarnischen Bogens (s. Abb. 33) liegen von Westen nach Osten die Berge in einer Linie: Gamskofel – Biegengebirge – Seewarte – Hohe Warte – Keller- spitzen.

9.3. Bedeutung des Deckenbaus

SCHÖNLAUB (1979, 1985) ordnet den Deckenbau zeitlich früher ein als den Zentralkarnischen Bogen. FRASCARI et. al. (1979) und CASTELLARIN & VAI (1981) zeigen ein palinspastisches Modell, in welchem sie die Hauptereignisse und die größte Einengung postpermisch sehen. Zwar hatten bis zur Perm/Trias-Grenze (FRASCARI et. al., 1979) schon Überschiebungen stattgefunden, alpidisch wurde das Gebiet jedoch (s. CASTELLARIN & VAI, 1981) in Nord-Südrichtung auf ein Drittel seiner Ausdehnung an der Perm/Trias-Grenze ver- kürzt.

Im Gebiet können folgende Decken unterschieden werden (s. Abb. 25):

Höchste Decke (auf ital. Seite)	hangend
Cellon-Kellerwanddecke	
Rauchkofel- und Bischofalm-Schuppendecke	
Feldkogeldecke	
Mauthener Alm-Decke	
Ederdecke	
Nordzone	liegend

Das Arbeitsgebiet liegt in der Cellon-Kellerwanddecke. Die liegenden Decken bestehen aus zum Teil zeitgleichen pelagischen Sedimenten in kalkiger (Rauchkofeldecke) und klastischer (Bischofalmdecke) Fazies. Völlig ungeklärt ist immer noch die Stellung der Flachwasserkarbonate der Feldkogeldecke, die sich vom Mooskofel (s. Kap. 9.1.) bis Arnoldstein über 40 Kilometer von Westen nach Osten ausdehnt. SKALA (1969) machte sich zwar Gedanken zur Tektonik innerhalb des Feldkogelzuges am Poludnik in den östlichen Karnischen Alpen. Eine Klärung der Stellung zu den anderen Decken steht jedoch immer noch aus. Dünngeschliffene Proben aus dieser tektonischen Einheit, die von der Ostseite des Mooskofels stammen, lassen zumindest das Urteil zu, daß sich die Flachwasser- und Intertidalkalke der Feldkogeldecke charakterlich von denen der Kellerwanddecke unterscheiden (s. Kap. 9.1.).

Die Cellon-Kellerwanddecke wurde bisher zwar als in zwei Teildecken getrennte Einheit betrachtet, jedoch wurde der trennenden Überschiebung zwischen den Teildecken in allen bisher vorliegenden Arbeiten kaum eine Bedeutung zugemessen (BANDEL, 1972; CANTELLI et al., 1982; CASTELLARIN & VAI, 1981; DEROO et al., 1967; KREUTZER, 1986, 1989a; SCHÖNLAUB, 1979, 1985; VAI, 1963, 1980). Tatsächlich liegt jedoch eine klare Trennung der Faziesräume vor:

Bis zum Riffsterben im oberen Frasnium (obere *gigas*-Zone) liegen die Sedimente der Cellondecke in Vorriff-Fazies, die Sedimente der Kellerwanddecke in Riff- und Hinterriff-Fazies vor.

Die Mächtigkeitsunterschiede (s. Abb. 22; s. Kap. 7.5.) sind gravierend zwischen Kellerwanddecke und Cellondecke, nicht aber zwischen den verschiedenen Profilen innerhalb der einzelnen Decken, direkt in Abhängigkeit von der faziellen Ausbildung. Es ergibt sich eine überwiegende Süd-Nordtendenz für die Verteilung der Faziesräume. In den bisherigen Arbeiten wurde von einer vorrangigen Faziesänderung von Westen (Intertidal) nach Osten (Vorriff) gesprochen. Dieses Verteilungsmodell kommt zustande, betrachtet man die Seewarte-Westflanke und die Cellon-Ostflanke und interpoliert den Zug zwischen beiden Bergen: Am Cellon findet man Sedimente mit pelagischer Fauna, während an der Seewarte zeitgleich Sedimente der Intertidalfazies anstehen, und im zentralen Kellerwandbereich zwischen beiden wurde folglich das Riff vermutet. Jedoch gehört die Seewarte zur tektonisch höheren Einheit, der ursprünglich südlicheren Kellerwanddecke, der Cellon zur tektonisch liegenden Einheit, der Cellondecke; der zentrale Bereich der Kellerwände repräsentiert den aufgeschlossenen Überschiebungsbereich: Die Oberen Kellerwände und der Kollinkofel – also der gesamte Bereich oberhalb des Eiskares – gehören zur Kellerwanddecke, die Unteren Kellerwände – unterhalb des Eiskares – gehören der Cellondecke an.

Deutliche Zeugen für eine bedeutende Überschiebungsbahn sind am Kollinkofel, in den Oberen Kellerwänden und in der Nordwestwand der Kellerspitzen aufgeschlossen:

- Zwischen den Kunzköpfen an der Westflanke des Eiskarkessels und der ersten (westlichen) Rampe der Oberen Kellerwände sind die Plattenkalke des Emsiums der Cellondecke durch den Deckenschub komplett auf einer Breite von 120 Metern hochgebogen worden (s. Abb. 24), sodaß sie jetzt mit 70° nach Nordosten (Richtung ca. 35°) steilgestellt sind, ebenfalls vom Valentintörl aus in der Nordwestwand der Kellerspitzen (Taf. 1/2; Taf. 6/9, Abb. 24) zu erkennen: Östlich des KUGY-Kares (s. HOLL, 1979) und der markanten Verbiegung erkennt man diese steil emporgebogenen Plattenkalke, die den horizontalen Grat zwischen dem südlichen Kunzkopf und dem Schnackl-Pfeiler bilden. Durch einen geringen Verschiebungsbetrag ist eine derart eingreifende Verstellung von einem mehr als 100 Meter mächtigen Schichtpaket kaum vorstellbar.
- Die berühmte Verbiegung in der Nordwestwand der Kellerspitzen (Abb. 24; Taf. 6/9) wurde schon früh beschrieben und versuchsweise gedeutet (FRECH, 1894; HERITSCH, 1936). TOLLMANN (1986/Bd. 3) bezeichnet sie als nordvergente Großfalte unsicheren Alters. Sie wird hier im Zusammenhang mit der Überschiebung der Kellerwanddecke auf die Cellondecke als Deckenstirnfalte der Kellerwanddecke gedeutet. Vermutlich wurde die Falte schon variscisch angelegt, wodurch genau hier eine Schwächezone entstand (unterstützt durch die Trennung in zwei Areale unterschiedlicher Subsidenz im Givetium der Kellerwände, s. Kap. 9.6.). Die optisch gut erkennbaren und reliefartig hervorspringenden Schichten dieses Sattels sind Kalke des Lochkoviums (Taf. 6/9; Abb. 24). An der Basis des Nordostschenkels der Falte sind die Schichten abgerissen, die lochkovischen Schichten der nach Südwesten rückgeschleppten Basis des Nordostschenkels der Falte liegen auf den gelben Tentakulitenkalken des Pragiums der Cellondecke, welche hier tektonisch reduziert sind (Abb. 24). Die Überschiebungsfäche ist

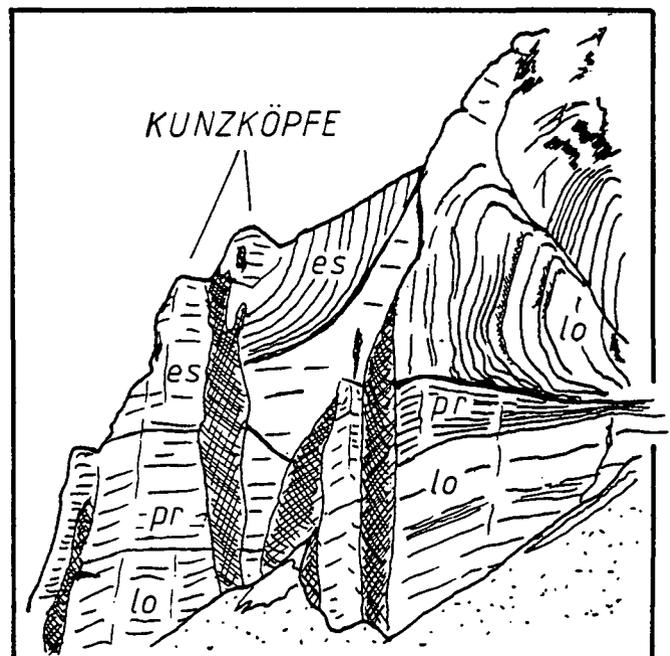


Abb. 24.
Deckenstirn in der Nordwestwand der Kellerspitzen.
lo = Lochkovium; pr = Pragium.

deutlich auszumachen, wenn auch nur im Bereich unterhalb der Falte und nordöstlich von ihr, da ihr Ausbiß südwestlich unter den Schuttkegeln der Wandabstürze verschwindet. Betrachtet man die Flexur vom Mooskofel aus, so ist die Überschiebungsfäche gut in das Eiskar hinein verfolgbar (Taf. 1/2; Taf. 6/9): Eindeutig ist ersichtlich, wie die Fläche Richtung Nordosten hochbiegt und wie ihr Ausbiß-Lineament zwischen steilstehendem Emsium (Cellondecke) und den Eifelium-Kalken des Schnackl-Pfeilers (Kellerwanddecke) eine Grenze zieht. Dieselbe Störung ist unterhalb des Gletschers im Eiskar verborgen; sie sorgte für die Anlage einer verwitterungsempfindlichen Zone, an der durch die Vergletscherung das Eiskar gebildet wurde. Zwischen Gabelekkopf (im Osten des Eiskarkessels) und Kollinkofel-Nordgrat ist die Überschiebung wieder aufgeschlossen und rund um die Kollinkofel-Basis nach Süden über die Grüne Schneid bis weit auf italienischer Seite verfolgbar, immer den liegenden Karbonschiefer der Cellondecke von den Devonkalen der Kellerwanddecke trennend.

Zusätzlich sei erwähnt, daß das unterschiedliche Einfallen der Schichten (in der Unteren Kellerwand, also der Cellondecke, nach Süden, in der Oberen Kellerwand, also der Kellerwanddecke, nach Osten) auf zwei tektonisch unterschiedliche Einheiten hinweist.

9.4. Ältere paläogeographische Vorstellungen

Mit großräumigen Modellen zur paläogeographischen Stellung der Karnischen Alpen innerhalb des variscischen Südtroges haben sich SCHÖNLAUB (1979), SCHARBERT & SCHÖNLAUB (in: OBERHAUSER, 1980) und TOLLMANN (1986/Bd. 3) beschäftigt, wobei immer wieder die

paläogeographische Stellung der Karnischen Alpen und ihr Bezug zum Ostalpin diskutiert wurde. SCHÖNLAUB (1979) und SCHARBERT & SCHÖNLAUB (in: OBERHAUSER, 1980) sehen einen engen faziellen Zusammenhang zwischen dem karbonatischen Paläozoikum der Grauwackenzone und dem der Karnischen Alpen: Nach ihrem Modell war die Grauwackenzone präalpidisch den Karnischen Alpen unmittelbar nördlich vorgelagert. TOLLMANN (1986/Bd. 3) hält tektonisch-fazielle Argumente dagegen und sieht die Grauwackenzone noch weiter im Norden, durch das Gailtalkristallin im Westen und das Grazer Paläozoikum im Osten und weiteren Einheiten nördlich dieser beiden von den Karnischen Alpen und den Karawanken getrennt. Allerdings räumt TOLLMANN (1986/Bd. 3) ein, daß die „ursprüngliche Anordnung der variszischen Sedimentationszonen“ immer noch nicht zufriedenstellend geklärt ist.

In den letzten zwanzig Jahren wurden immer wieder Versuche gemacht, auf die Zentralkarnischen Alpen regional begrenzte paläogeographische Rekonstruktionen für das Devon aufzustellen. DEROO et al. (1967) entwickelten ein dreidimensionales Modell, in welchem die Tektonik völlig vernachlässigt wurde; die Profile durch Seewarte, Cellon, Rauchkofel und Gamskofel wurden in ihrer heutigen Stellung korreliert, wodurch sich nach dem Bild von DEROO et al. eine schüsselförmige Topographie des Meeresbodens ergibt: Von der Seewarte zum Cellon vertieft sich das Meer mit verzahnender Fazies, weiter im Nordwesten (Rauchkofel) liegt die geringmächtige pelagische Karbonatfazies (Rauchkofelfazies) als tiefster Punkt der „Schüssel“, die nach Norden und Nordosten von den Flachwasserkalken des Gamskofelzuges eingerahmt wird. Dieses Modell ist in keiner Weise haltbar.

BANDEL (1972) arbeitete die tektonisch immer noch ungeklärten Flachwasserkalke des Feldkogelzuges (am Wandfuß des Gamskofel und am Polinik) in ein Modell für die Zentralkarnischen Alpen ein, wodurch eine zu enge Verflechtung dieser Kalke mit denen des Keller-

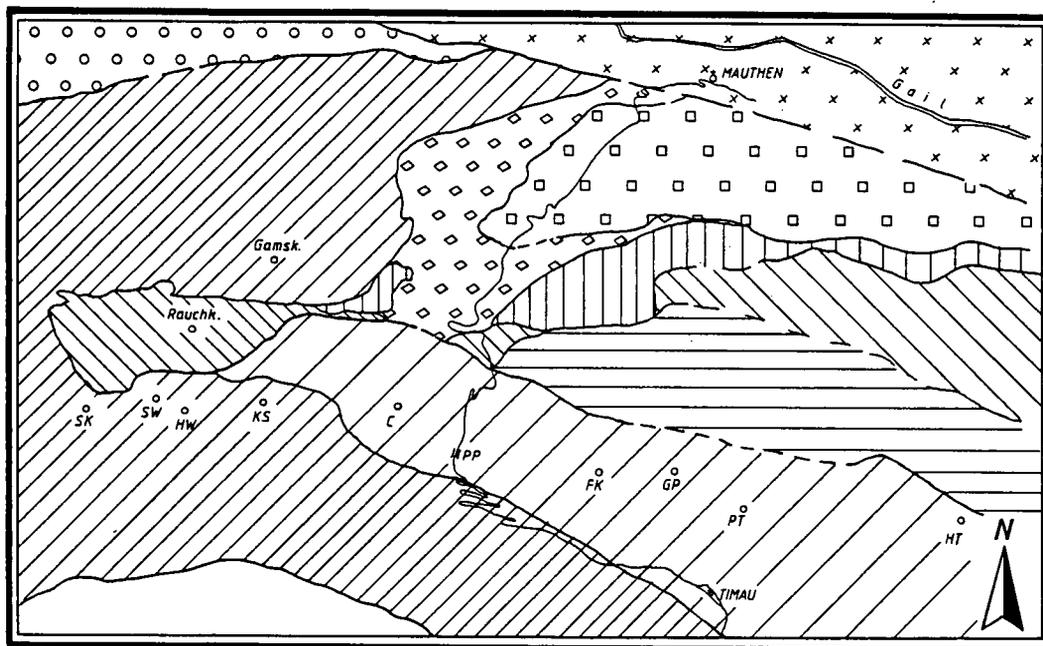
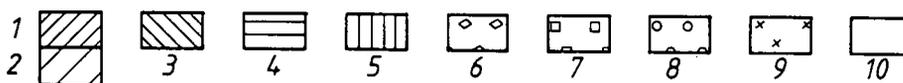


Abb. 25.
Tektonische Karte,
Blatt 197 Kötschach.
Nach SCHÖNLAUB (1985b)
und eigenen Aufnahmen.
C = Cellon; FK = Freikofel;
Gamsk. = Gamskofel; GP =
Großer Pal; HW = Hohe
Warte; HT = Hoher Trieb;
KS = Kellerspitzen; PP =
Plöckenpaß; PT = Pizzo di
Timau; Rauchk. = Rauch-
kofel; SK = Seekopf; SW =
Seewarte.
1 = Kellerwand(teil)decke;
2 = Cellon(teil)decke; 3 =
Rauchkofel-Schuppendek-
ke; 4 = Bischofalmdecke; 5 =
Feldkogeldecke; 6 =
Mauthener Alm-Decke; 7 =
Ederdecke; 8 = Nordzone;
9 = Kristallin; 10 = Höchste
Decke.



1km

wand-Hohe Warte-Zuges und eine verzerrte Paläogeographie zustande kam.

VAI (1980) geht von einer geringen Bedeutung der Deckenüberschiebung zwischen Kellerwand- und Cellondecke aus: Auch er hält an dem alten Bild einer faziellen Veränderung von hauptsächlich Westen nach Osten fest.

Hier soll unter Einbezug der neuen Erkenntnisse hinsichtlich Faziesverteilung (Kap. 9.5.) und Deckenschub ein weiteres auf die Karnischen Alpen begrenztes paläogeographisches Modell (Kap. 9.6.) aufgestellt werden, um das bisher verwirrende Bild unterschiedlicher Deutungen zu ordnen.

9.5. Faziesverteilung in Kellerwand- und Cellondecke

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden sowohl in der Cellon- als auch in der Kellerwanddecke je im Osten als auch je im Westen Profile aufgenommen. Die Auswertung der Profile ergibt, daß ein west-östlich la-

teraler Fazieswechsel innerhalb einer Teildecke von geringerer Bedeutung ist als der krasse Faziesgegensatz von Teildecke zu Teildecke. Dies kann gerade am Beispiel des unteren Givetiums gut verdeutlicht werden: Die Stringocephalenschichten sind in der gesamten Kellerwanddecke verfolgbar, sogar im verbogenen Bereich des Biegengebirges. Faziell sind Stringocephalen nach STRUVE (1989; s. Kap. 7.1.3.) auf einen bestimmten Lebensraum angewiesen. In der gesamten Kellerwanddecke sind sie von Ost nach West verfolgbar; nach der Rückrotation des Biegengebirges ergibt sich daraus eine klare Ost-West-Streichen für die Faziesbegrenzung: Nördlich der Kellerwanddecke lag im unteren Givetium das Riff, im Bereich des Zuges Kellerwand - Hohe Warte - Biegengebirge wurden Amphiporenrasen und Stringocephalen gebildet, südlich lag der intertidale Raum. In der Unteren Kellerwand wurde im Lochkovium Schrägschichtung festgestellt (Taf. 9/5), die Schüttungsrichtung weist ungefähr nach Norden. Diese Beobachtung unterstützt die oben beschriebene Nord-Süd-Differenzierung der Faziesräume.

Die Überschiebungsweite zwischen Kellerwand- und Cellondecke muß so groß sein, daß die Kellerwanddek-

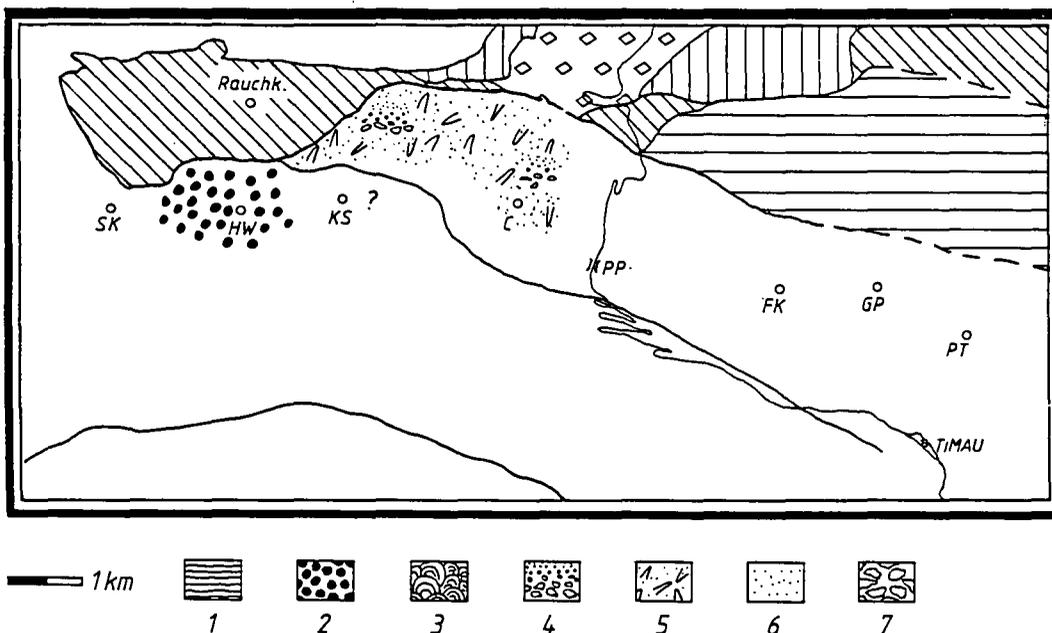


Abb. 26. Faziesräume Cellon-/Kellerwanddecke im Lochkovium. 1 = Intertidal; 2 = Hinterriff; 3 = Riff; 4 = Detritus aus der Kellerwanddecke; 5 = Vorriff; 6 = pelagische Kalk; 7 = Lithoklastenfazies. Deckensignatur wie in der Abb. 25. Während in der Kellerwanddecke im Westen Hinterriffsedimente in Form von Crinoidenschuttkalken mit Rindenkörnern angehäuft sind, liegt in der Cellondecke der Raum der Vorriff-Fazies mit detritischen Schüttungen im Bereich der Unteren Kellerwände. An den Kellerspitzen ist das Lochkovium nicht aufgeschlossen.

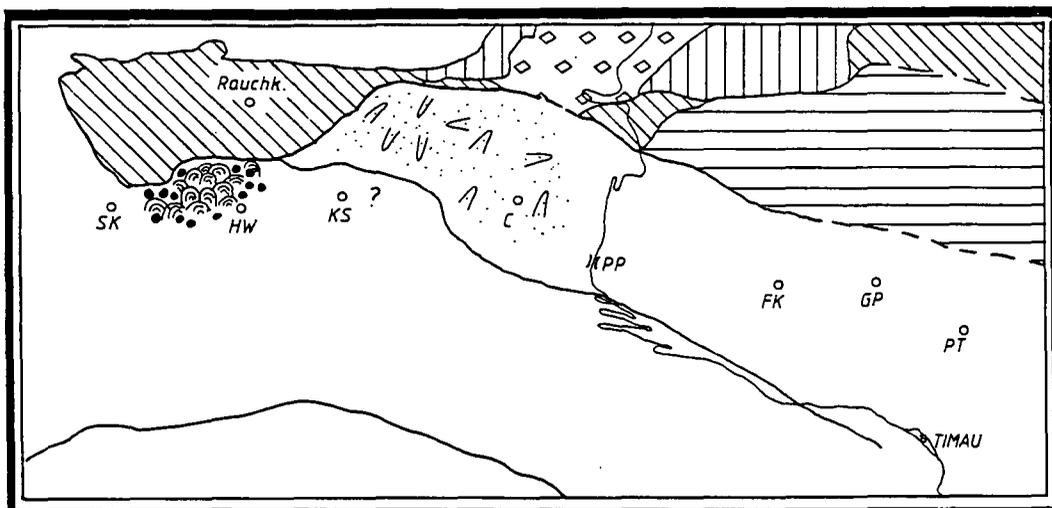


Abb. 27. Faziesräume Cellon-/Kellerwanddecke im Pragianum. Legende siehe Abb. 25/26. An der Seewarte und Hohen Warte bilden sich Riffgesteine, während in der Cellondecke nur Sedimente des Vorriffes zu finden sind, die einige Schuttlagen aus einem nahen Riffbereich enthalten können.

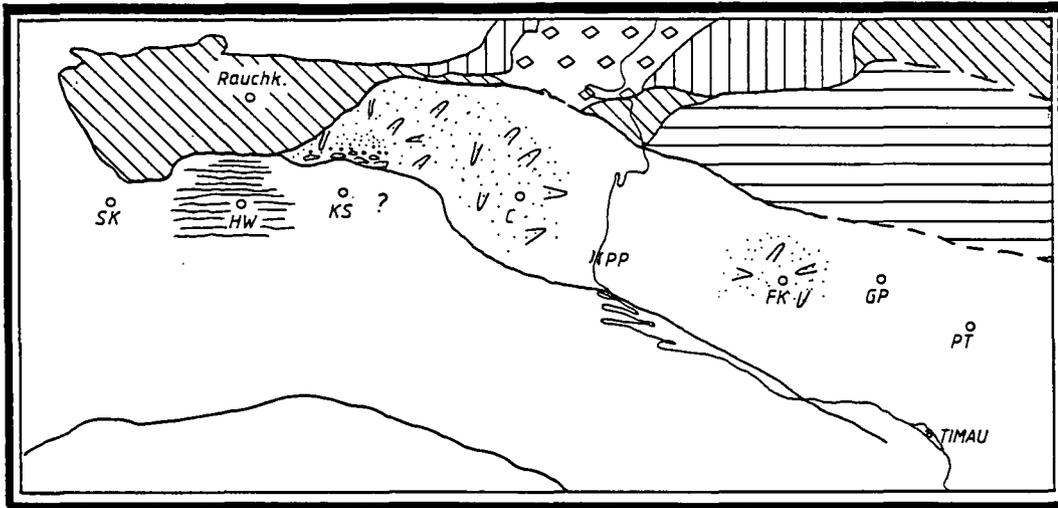


Abb. 28.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im Mittel- und Ober-Em-
sium.
Legende siehe Abb. 25/26.
An der Hohen Warte und
Seewarte entstehen interti-
dale Laminiten, während in
der Cellondecke Vorriff-Fa-
zies zu finden ist, die Kor-
allenschutt und wenige
Biostrome enthalten kann.
Am Freikofel (n. BANDEL,
1972) sind die Schichten
ebenso in Vorriff-Fazies
ausgebildet. Die Riff-Fazies
wurde anscheinend von der
Kellerwanddecke über-
schoben. An Seewarte und
Hoher Warte kommt es zur
Bildung der Hercynellenkal-
ke (Unteremsium) und spä-
ter der intertidalen Lamini-
te.

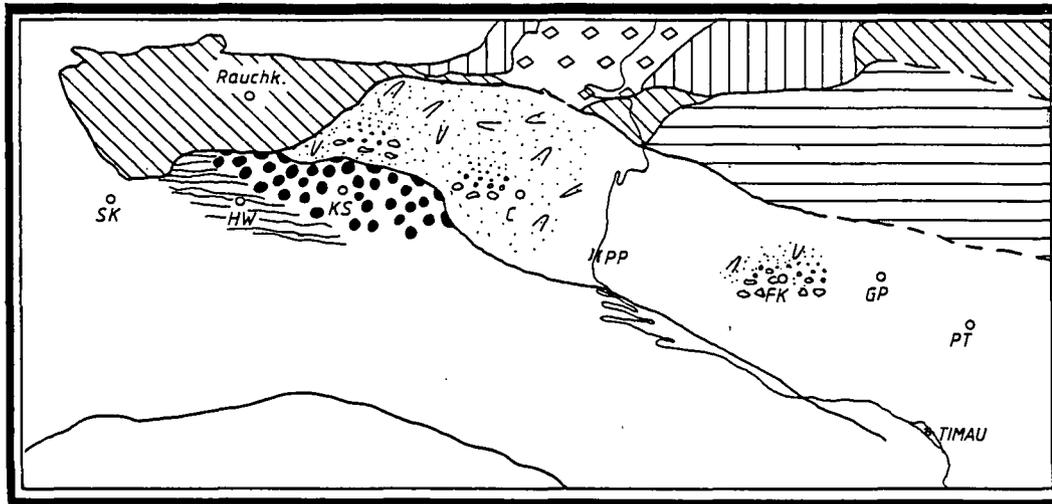


Abb. 29.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im Eifelium.
Legende siehe Abb. 25/26.
In der gesamten Keller-
wanddecke entstehen Rin-
denkornkalke (Hinterriff-Fa-
zies), im späten Eifelium im
Westen Sedimente des In-
tertidals. In der gesamten
Cellondecke kommt es zu
Sedimentanhäufungen des
Vorriffes mit einigen Schüt-
tungen. Besonders am
Freikofel wird der Riffein-
fluß bemerkbar: Riffschutt-
breccien sind häufig. Die
Situation ist ähnlich wie im
Emsium: Die Riff-Fazies
liegt südlich, ist aber - ver-
deckt von der Kellerwand-
decke - heute nicht aufge-
schlossen.

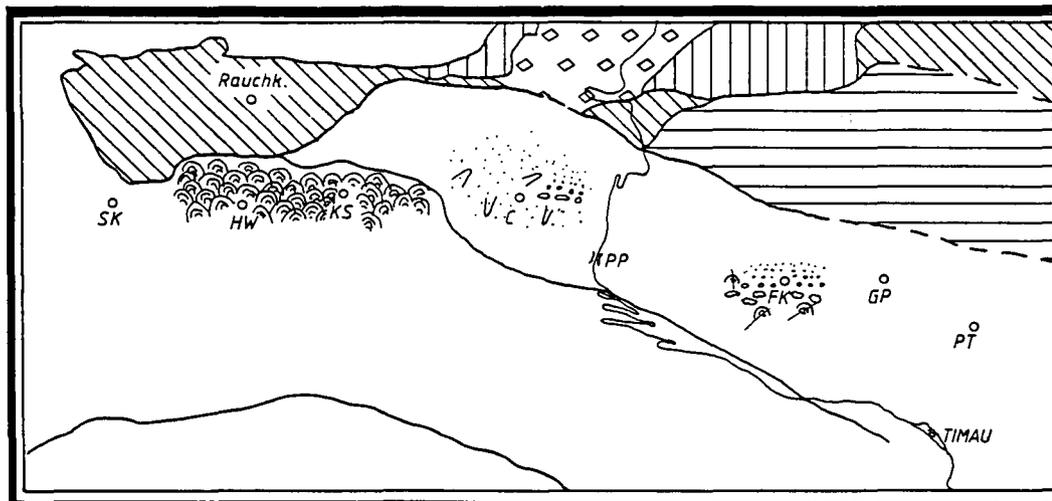


Abb. 30.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im oberen Givetium.
Legende siehe Abb. 25/26.
In der gesamten Keller-
wanddecke sind im oberen
Givetium Riffe aufgeschlo-
sen, in der Cellondecke
(Untere Kellerwände und
Cellon) herrschen Sedi-
mente des Vorriffes und
detritische Schüttungen
des Hanges vor, vereinzelt
mit Riffdetritus. Am Freiko-
fel sind gehäuft Riffschutt-
breccien zu finden.

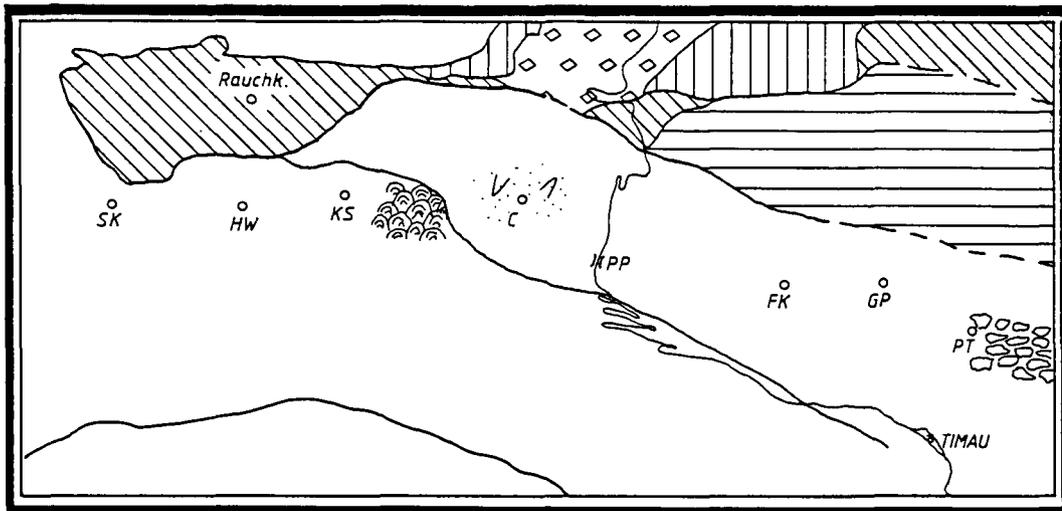


Abb. 31.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im oberen Frasnium.
Legende siehe Abb. 25/26.
Während in der Kellerwanddecke am Kollinkofel noch Riffe wachsen und am Cellon Sedimente des Vorriffes angehäuft werden, kommt es östlich des Pizzo di Timau schon zu Bildungen von lithoklastischen Gesteinen (in der Cellondecke), die im Famennium am Kollinkofel (in der Kellerwanddecke), hangend zur Riff-Fazies, entstehen.

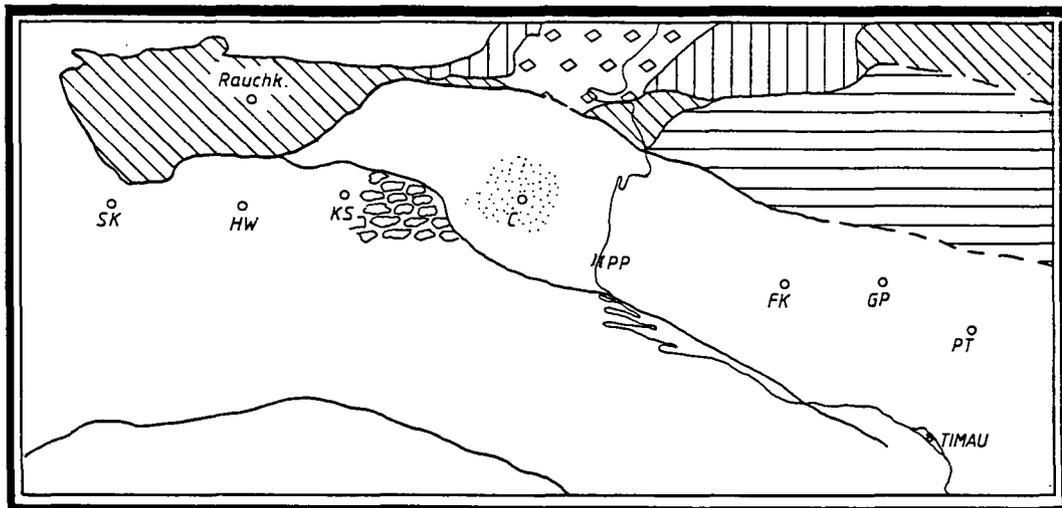


Abb. 32.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im mittleren Famennium.
Legende siehe Abb. 25/26.
Die Riffe sind im Famennium gestorben, das gesamte Gebiet sinkt ab. Am Kollinkofel bilden sich Lithoklastenserien, wie sie im Frasnium in der Gegend östlich von Timau in der tektonisch nächst tieferen Decke zu finden sind. Die Kalke am Cellon haben bereits pelagischen Charakter, ähnlich den Gesteinen der Rauchkofeldecke im gesamten Devon.

ke die Riffkörper des Emsiums, Eifeliums und unteren Givetiums „überfahren“ hat: Weder in den Unteren noch in den Oberen Kellerwänden, also dem gemeinsam aufgeschlossenen Bereich von Cellon- und Kellerwanddecke, sind in diesen Schichten Riffkörper auffindbar, der zu ihnen gehörende Detritus jedoch in der Cellondecke im Vorriff-Bereich verbreitet, die Riffe müssen demnach weiter südlich in der Cellondecke liegen, verborgen unter den Kalkmassen der Kellerwanddecke.

Im Pragium und Givetium/Frasnium gibt es aufgeschlossene Riffe in der Kellerwanddecke. Die Faunenbeziehungen zwischen Monte Zermula, der nach HERITSCH (1936) klar der Cellondecke zuzurechnen ist (bei HERITSCH: Monte Germula), und den Kellerwand-Hohe-Warte-Riffen (s. Kap. 9.1.) einerseits, und die faziellen Parallelen von Monte Zermula (FERRARI & VAI, 1965) und Kellerwänden bis ins hohe Famennium andererseits, bestätigen die oben erläuterte Vermutung, daß im Emsium, Eifelium und unteren Givetium weiter südlich in der Cellondecke Riffe zu suchen sind: Denn im Givetium/Frasnium gehörte der Monte Zermula offensichtlich dem Riffgürtel an, zu dem weiter westlich die nach Norden transportierten Bereiche von Hoher Warte/Kellerspitzen der Kellerwanddecke zu stellen sind; der Monte Zermula und der Kellerwand-Hohe-Warte-Zug zählten zum givetisch/frasnischen Liefergebiet für den Riffschutt am Freikofel, Cellon und Eiskarkopf (s. Abb. 33), während im Emsium und tieferen Mitteldevon

die Riffe weiter im Norden (in der heutigen Cellondecke) gelegen haben.

Die sich daraus ergebende bathymetrische Linie (s. Abb. 22) wurde mit der Transgressions-Regression-Kurve für das Devon Euramerikas (JOHNSON et al., 1985) verglichen: Die Transgressions-Regressionstendenz beider Kurven stimmt vom Lochkovium bis zum Ende Frasnium überein, die Ausnahme bildet die kurzfristige Regression im Famennium Euramerikas, wogegen sich – am Nordrand Gondwanas – in den Karnischen Alpen dieser episodische Einbruch einer Regression zum Karbon hin anscheinend nicht vollzogen hat.

Um die Faziesverteilung in ihrer heutigen Lage zu verdeutlichen, sind in Abb. 25–32 die faziell charakteristischen Sedimente für jede Devon-Stufe in die tektonische Karte des Arbeitsgebietes eingetragen.

9.6. Paläogeographische Rekonstruktion

Das hier vorgestellte Modell beruht auf einem umgekehrt chronologischen Abrollen der Tektonik sowie faziellen Korrelationen zwischen Arbeitsgebiet und benachbarten Räumen (s. Abb. 33). Für das Modell ist eine genaue Kenntnis des Betrages der Dislokation durch die Verschiebung, die den Zentralkarnischen Bogen erzeugte, relativ unwesentlich. Einzige Voraussetzung: Der Gamskofel muß (aus faziellen Gründen) nach der Rückbewegung in jedem Fall im Hinterriff-Bereich

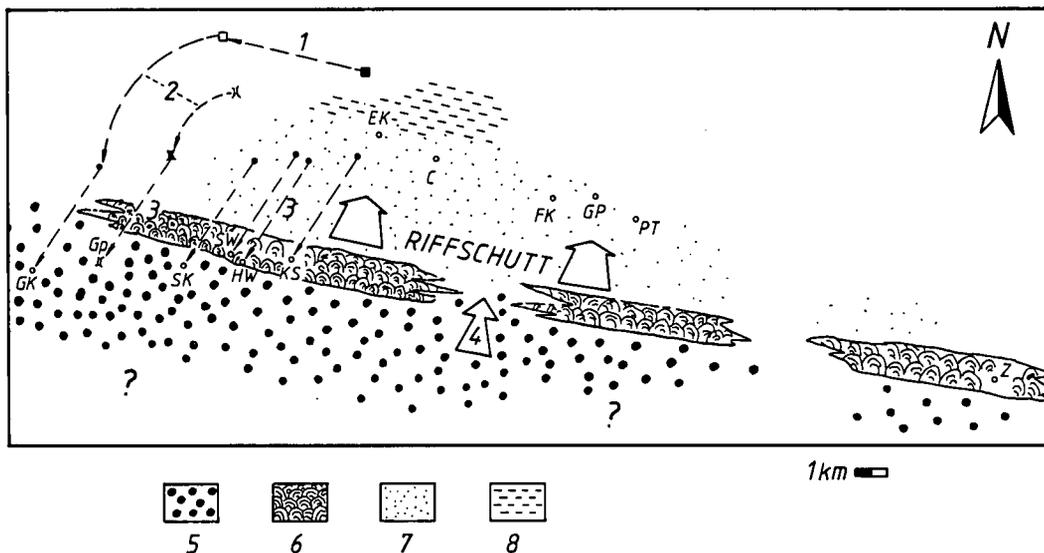


Abb. 33. Paläogeographische Skizze für das Givetium. 1 = Hypothetische Rückbewegung des Gamskofels (■) zur Lage vor der Blattverschiebung (□), die den Zentalkarnischen Bogen verursachte (s.u.); 2 = Rückrotation des Biegengebirges; 3 = Verschiebung der Kellerwanddecke nach Süden; 4 = Sedimentärer Einfluß aus dem Hinterriff; 5 = Hinterriff; 6 = Riff; 7 = Vorriff; 8 = hochpelagische Rauchkofelfazies. C = Cellon; EK = Eiskarkopf; FK = Freikofel; GK = Gamskofel; GP = Großer Pal; Gp = Giramonddopaß; HW = Hohe Warte; KS = Kellerspitzen; PT = Pizzo di Timau; SK = Seekopf; SW = Seewarte; Z = Monte Zermula.

liegen! Hierfür kommt eine Toleranz für den Verschiebungsbetrag von einigen Kilometern in Frage, daher ist der in Abb. 33/1 gewählte lediglich skizzierend zu verstehen.

Messungen im Bereich der Überschiebung zwischen Kellerwand- und Cellondecke (in der Kellerspitzen-Nordwestwand) ergaben, daß der Deckenschub der Kellerwanddecke mit ca. 35° nach Nordosten gerichtet war. Dementsprechend wurde die Kellerwanddecke im Modell (Abb. 33) nach Südwesten soweit zurückgeschoben (s. Kap. 9.3.), daß die Riffkörper der Hohen Warte und Kellerwände mit denen des Monte Zermula in einer Linie liegen. Nun liegen der Gamskofel, Giramonddopaß, Seekopf und die Südabdachung der Hohen Warte im Hinterriff, Seewarte, Hohe Warte, Kellerspitzen und Monte Zermula im Riffgürtel, von dem der Riffschutt nach Norden in die Vorriff-Fazies geschüttet wird (Abb. 33). Da der Nordschenkel der Cellonfalte und die Kalke an der Oberen Valentinalm am Wandfuß des Eiskarkopfes (SCHÖNLAUB, 1979, 1985) faziell den pelagischen Kalken der Rauchkofelschuppendecke entsprechen (Rauchkofelfazies, s. SCHÖNLAUB 1979, 1985), wogegen der Südschenkel dieser Falte noch der Übergangsfazies des Vorriffbereiches angehört, können die räumlichen Differenzen zwischen den Faziesräumen im Givetium rekonstruiert werden: Der Riffgürtel von Seewarte bis Monte Zermula und der pelagische Sedimentationsraum im Norden (nördlich des Cellons und der Unteren Kellerwand) lagen im Givetium nur ca. 4 bis 4,5 km voneinander entfernt; in dieser Zone wurden die Sedimente der Übergangsfazies akkumuliert. Für die räumliche Distanz zwischen dem intertidalen Raum im Süden und dem pelagischen ergibt sich nicht mehr als 7 bis 8 km.

Bemerkenswert erscheint die Tatsache, daß die Kellerwanddecke genau am Riffkörper abgerissen wurde (siehe imaginäre Fläche in Abb. 34), oberhalb der in Kap. 9.3. beschriebenen Großfalte, um dann auf die Cellondecke aufgeschoben zu werden, also genau an der Scheide zwischen zwei Gebieten unterschiedlicher Subsidenz: der Scheide zwischen dem stärker sinkenden Hinterriff mit mächtigeren Sedimenten und dem Vorriffareal mit verhältnismäßig geringerer Sedimentation und folglich geringerer Subsidenz.

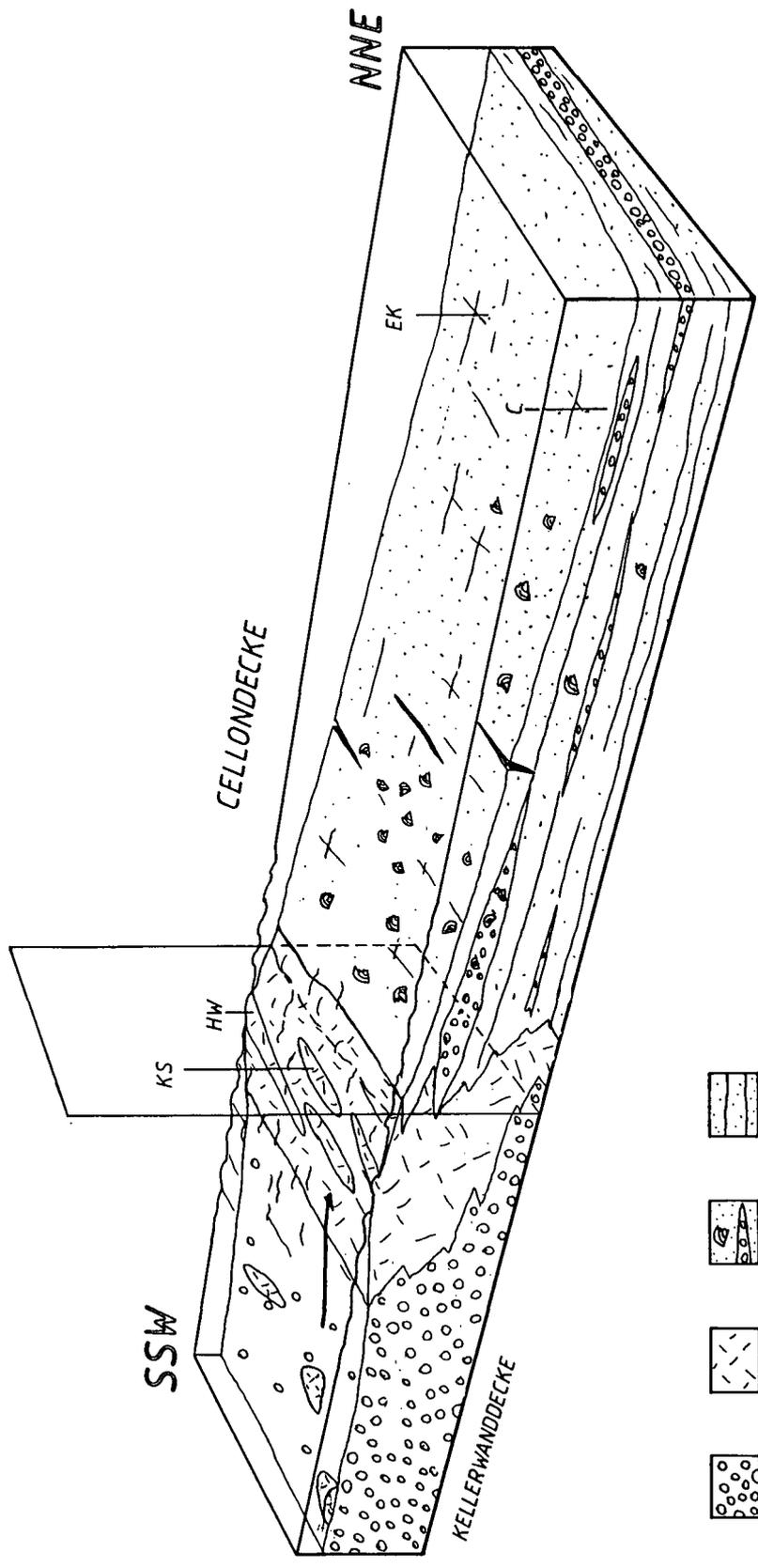
In chronologischer Reihenfolge ergibt sich für die einzelnen Devonstufen folgende Entwicklung:

Bereits im Lochkovium existiert eine Faziestrennung mit südlichen Crinoidenwäldern und einem nördlichen Bereich mit pelagisch beeinflusster Fauna und Schuttfächern, die episodisch aus dem Süden geschüttet werden. Jedoch ist noch kein eigentlich faßbarer Riffkörper vorhanden, hier und da wachsen Biostrome und Fleckenriffe auf einer leicht nach Norden geneigten Karbonatplattform. Im Pragium wachsen die ersten Riffgürtel im Bereich der späteren Kellerwanddecke (BANDEL, 1969). Im Emsium wandern die Riffe weiter nach Norden, liegen also im heute überfahrenen Bereich der Cellondecke, denn: Dort, wo im Pragium Riffe wuchsen, liegt im Emsium der Intertidale Sedimentationsraum, dort, wo im Prag der Vorriff-Bereich in Übergangsfazies lag, ist jetzt Riff- und Hinterriffdetritus im Wechsel mit Tentakulitenkalken zu finden, hier wachsen sogar einige Fleckenriffe.

Während das Riff im Eifelium und unteren Givetium noch im überfahrenen Teil der Cellondecke liegt, zieht es sich im oberen Givetium (s. Abb. 33, 34; die imaginäre Fläche in Abb. 34 trennt Kellerwand- und Cellondecke) nach Süden in den Bereich der Kellerwände und Hohen Warte zurück. Durch die Strömung, beispielsweise bei sturminduziertem starkem Seegang oder durch Riffkanäle, werden Hinterriffelemente episodisch über das Riff und zwischen Riffen in den Vorriffbereich transportiert, Korallen und Stromatoporen werden zertrümmert, im Raum des Freikofels, am Eiskarkopf und am Cellon kommt es zu detritischen Schuttfächern, während im Biegengebirge und am Gamskofel südwestlich der Hohen Warte Hinterriff-Fazies herrscht.

Im Frasnium wachsen in der Kellerwanddecke (also damals im Süden) noch Riffe, während im Norden (Cellondecke: östl. Pizzo di Timau) der Untergrund bereits sinkt und Lithoklasten im Wechsel mit Mudstones am Hang sedimentiert werden. Noch weiter im Norden ist durch das Absinken der Einfluß der pelagischen Kalkfazies (Rauchkofelschuppendecke) größer geworden und erreicht Ende Frasnium den Raum des Cellons. Im Famennium (Abb. 35) werden Lithoklasten im Raum der Kellerwände angehäuft (FERRARI & VAI, 1965, wiesen am Monte Zermula ebenfalls Kalkbreccien im Famennium nach), die aus dem bereits abgesetzten Kalkschlamm

FAZIESMODELL für das
OBERE GIVETIUM



- 1
- 2
- 3
- 4

1: Hinterriff, 2: Riff, 3: Detritus, 4: Vorriff / 5: Stromatoporenklasten, 6: Mikritklasten, 7: Brachiopoden
KS: KELLERSPITZEN HW: HOHE WARTE C: CELLON EK: EISKARKOPF

Abb. 34.
Faziesmodell für das Obere Givetium.

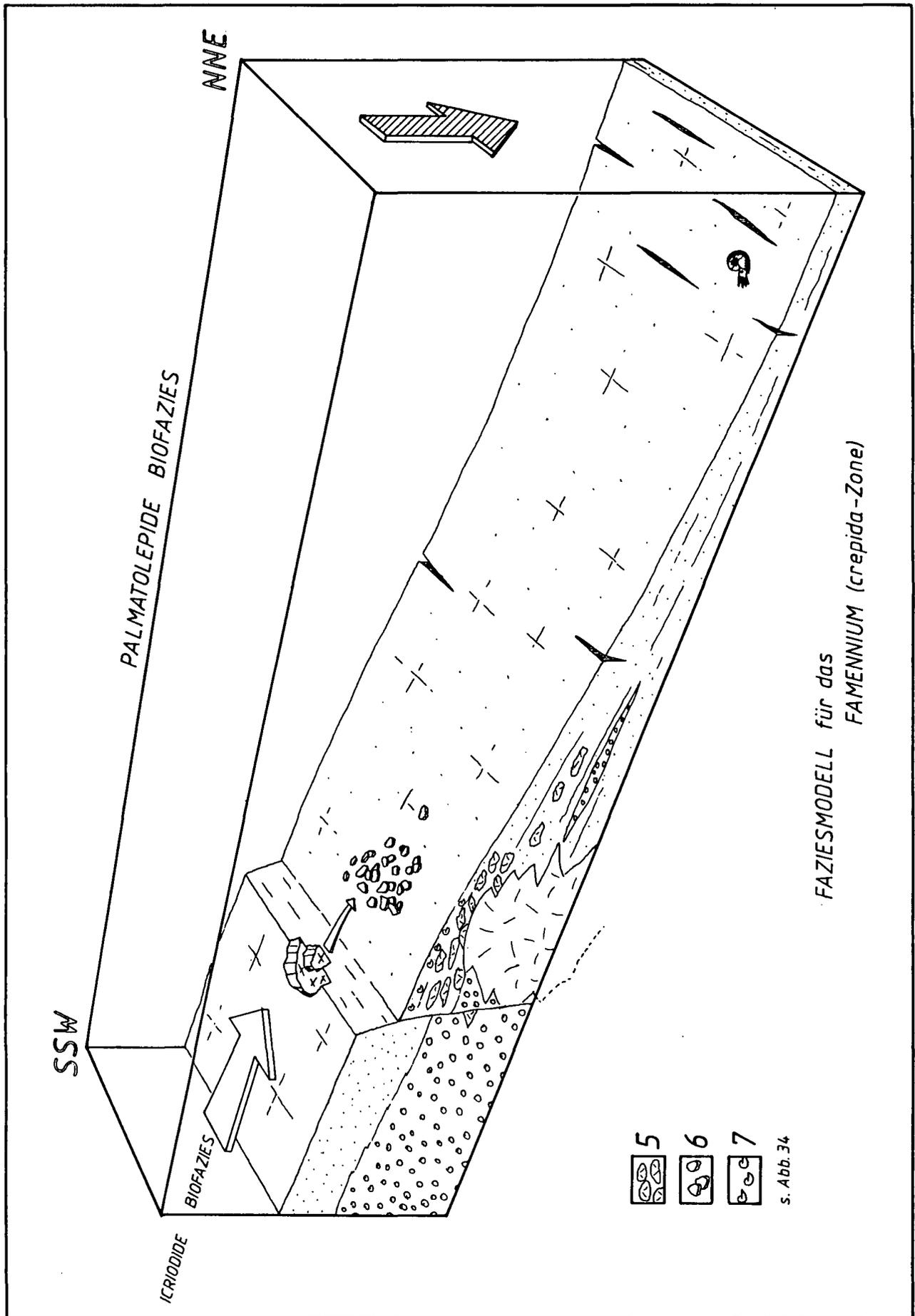


Abb. 35.
Faziesmodell für das Famennium (crepida-Zone).

herausbrechen, beispielsweise bei seismischer Aktivität, und aus der Icriodiden-Biofazies werden Schill und Flachwasserkomponenten eingeschwemmt. Das gesamte Gebiet sinkt stärker ab, im Unterkarbon ist der Bereich der Kellerwanddecke versunken und wird überall von pelagischen Cephalopodenkalken bedeckt, die sich im Famennium noch auf die nördlichen Bereiche der Cellondecke beschränken. Durch die Einleitung der sudetischen Phase (SCHÖNLAUB, 1985) wird der variscische Faltenbau angelegt, die karbonatische Entwicklung wird durch die Schüttung mächtiger Flyschsedimente im Viséium gestoppt.

Dank

Für die Anregung und für das jahrelange Interesse an meiner Arbeit möchte ich den Herren Univ.-Prof. Dr. G. FLAJS (Aachen) und Univ.-Doz. Dr. H.P. SCHÖNLAUB (Wien) herzlich danken. Im Rahmen eines Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft konnte ich als wissenschaftlicher Angestellter drei Jahre lang die vorliegenden Ergebnisse zusammentragen. Für die Finanzierung sei der DFG vielfach gedankt.

Zahlreiche Helfer und Freunde standen mir im Gelände zur Seite, sowohl mit ihrem Rat als auch mit ihren Taten. Sie alle haben zum Gelingen der vorliegenden Arbeit ihren Teil beigetragen.

Tafel 1

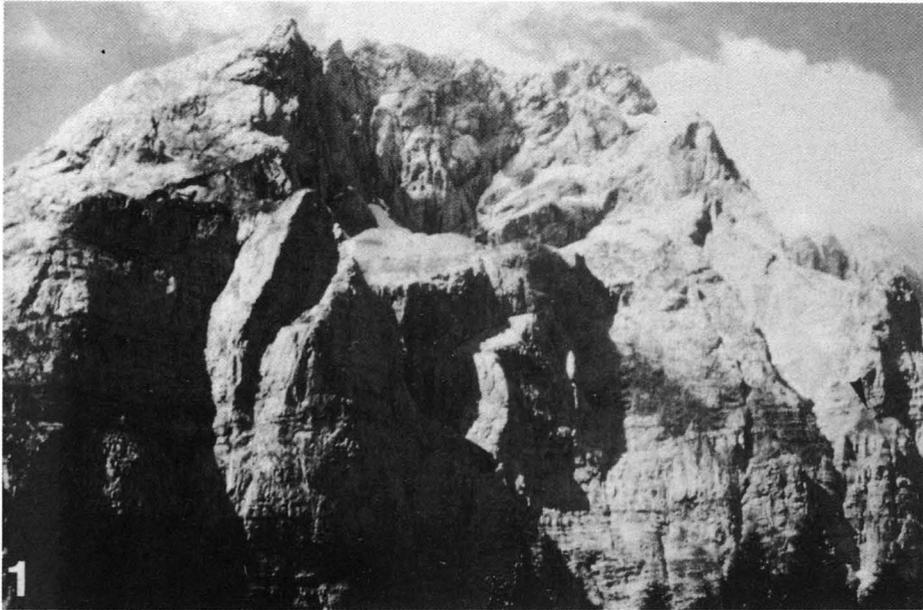
Fig. 1: Blick von Norden auf die Kellerwände.

In der Mitte der Moränenwall, der den Gletscher des Eiskares verdeckt. Im Vordergrund die Unteren Kellerwände der Cellondecke, oben der Kollinkofel, die Kellerspitzen und die Weiße Schulter oder Schnackl-Pfeiler (v.l.n.r.) der Kellerwanddecke. Im unteren Drittel des rechten Bildrandes ist ein grüner Fleck zu erkennen, oberhalb dessen die Eiskarkaverne in den Fels hineingesprengt wurde (Pfeil). Sie ist durch die Untere Kellerwand zu erreichen und diente während der Geländearbeit als Unterkunft. Die Wände oberhalb des Eiskares (Obere Kellerwände) sind 500 m hoch, die unterhalb 900 m.

Fig. 2: Die Nordwestwand der Kellerspitzen (Bildmitte), rechts daneben der Kellerwandturm, ganz rechts die Kellerwarte. Links oben Kollinkofel mit Kellergrat, die den Eiskarkessel umrahmen. Links unten die Cellondecke, rechts und oben die Kellerwanddecke. Die Überschiebung läuft (Pfeile) vom am weitesten links gelegenen Schneefeld im Schutt (rechts unten) in das Eiskar hinein (s. Taf. 6/9).

Fig. 3: Am Nordostgrat des Kollinkofels.

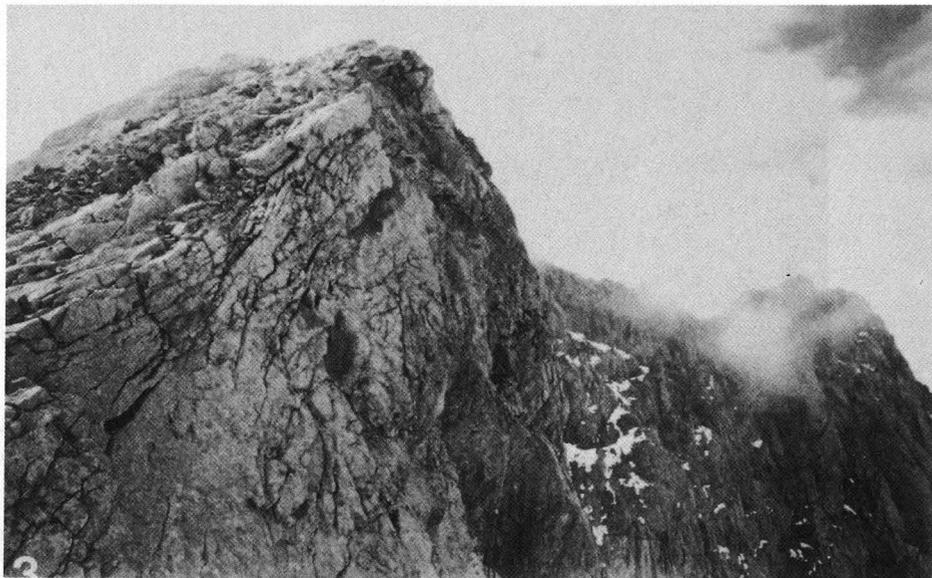
Die nach Osten einfallenden Kalke am Gipfel sind famennischen Alters. Im Hintergrund der Kellergrat und die oberen Kellerwände, die aus mitteldevonischen Gesteinen in Hinterriff- und Riff-Fazies aufgebaut sind.



1



2



3

Das Bild zeigt die Felswand der Mitter im
Klostermühlviertel, die sich über dem
Tal des Ganges in den Komp
der Gegend erheben. Die
Bergkette des 8. 32

Tafel 2

Fig. 1: Beprobung durch Abseilen (hier in der Westwand des Eiskarkopfes).

Nach dem Anbringen eines Felshakens wurde am Doppelseil 45 Meter abgeseilt und bei Bedarf alle paar Meter im Seil hängend eine Probe genommen. Danach wurde das Seil abgezogen, ein neuer Haken geschlagen und wiederum abgeseilt. Auf diese Weise ließen sich große Wandpartien von oben bis unten beproben. Vor allen Dingen in den kompakten Massenkalken des Mitteldevons (obere Bildhälfte) fand diese Methode oft Anwendung.

Fig. 2: Beprobung im Aufstieg.

In schwierigen Wänden wurde in Seilschaft gearbeitet. Gesichert lassen sich nahezu in jeder Stellung Proben nehmen. Das Bild stammt aus der ersten Seillänge (Schwierigkeitsgrad 4+) am Cellon-Ostpfeiler, der weiter oben den 6. Schwierigkeitsgrad abverlangt.

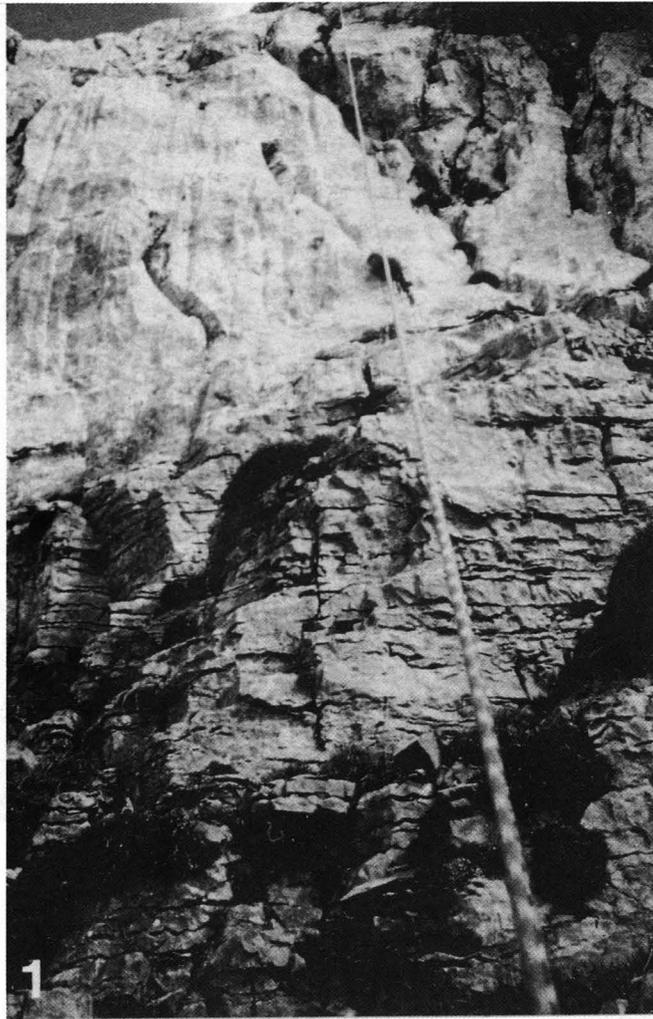


Fig. 1. Felsenwand
Unten an
der mitte
Fig. 2. Spalte
Unterhalb

Fig. 3. Laminarkalke (Emstal) aus der Kluft im Hohen Walle

Tafel 3

Fig. 1: Famennium am Kollinkofel.

Unten eine Brachiopodenschicht aus der unteren *rhomboidea*-Zone, oben eine lithoklastische Lage (nachgezeichnet) aus der mittleren *rhomboidea*-Zone.

Fig. 2: *Stringocephalus burtini*.

Unterhalb des „S“, vergesellschaftet mit Amphiporen aus dem Givetium der Hohen Warte.

Fig. 3: Laminitkalke (Emsium) aus der Nordwand der Hohen Warte.

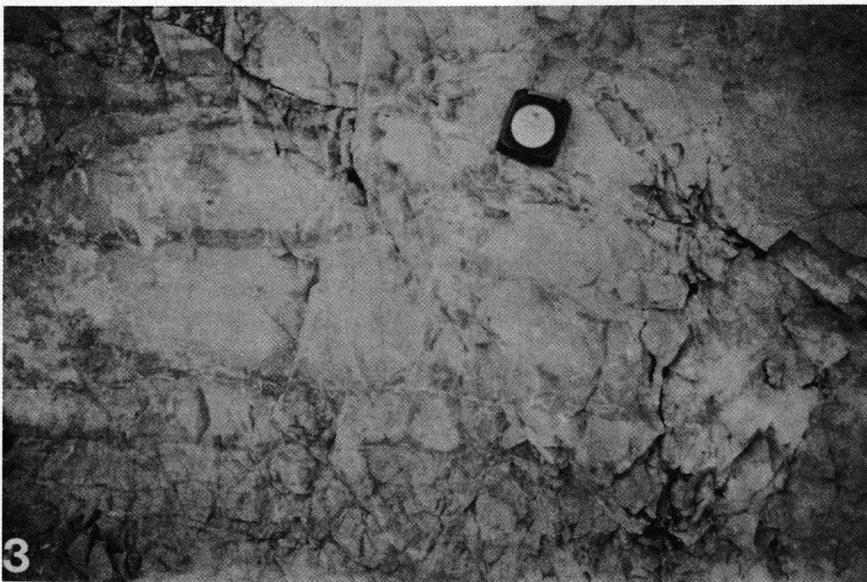
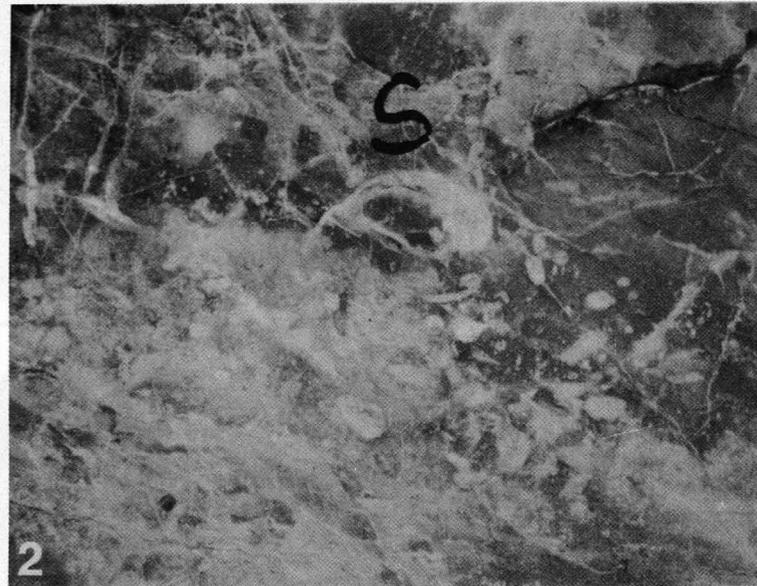
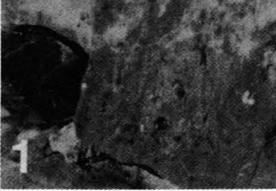
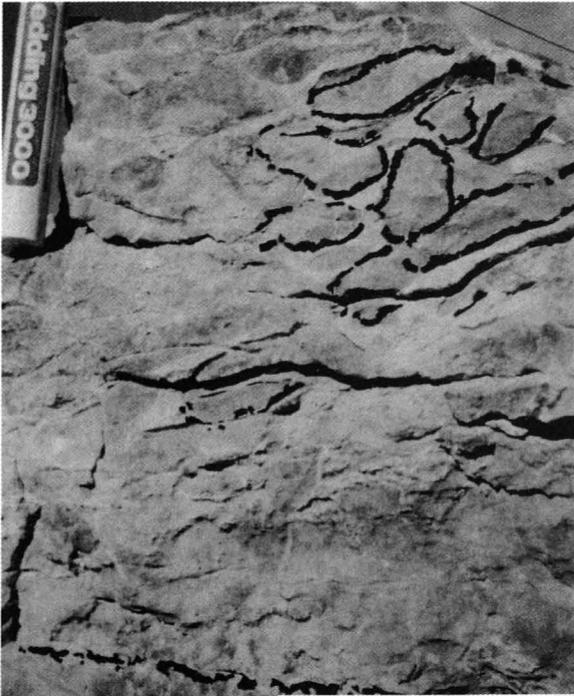
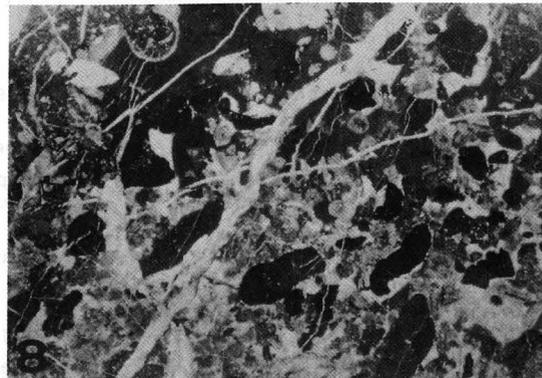
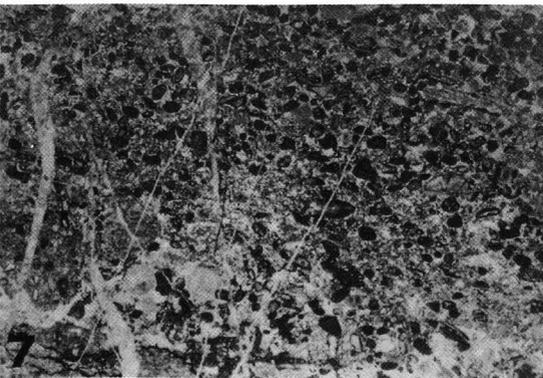
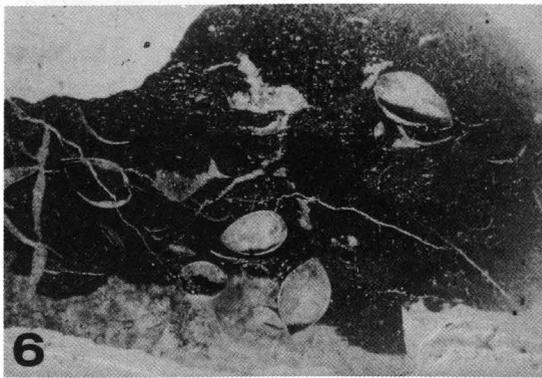
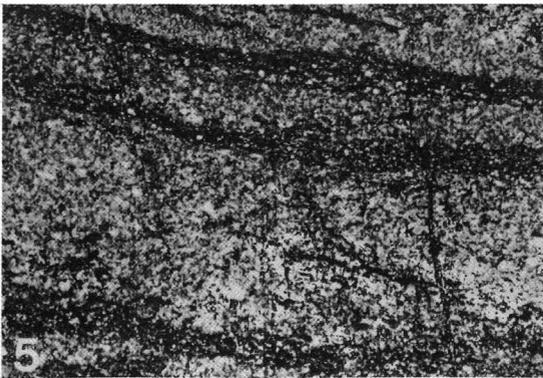
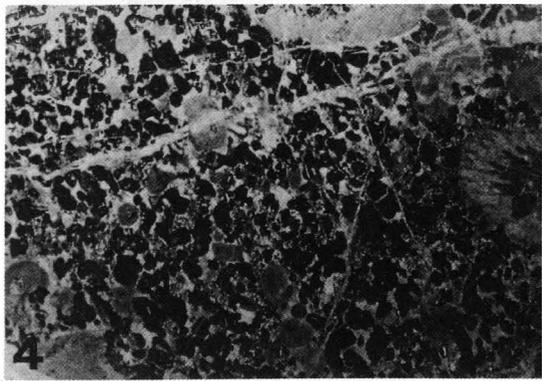
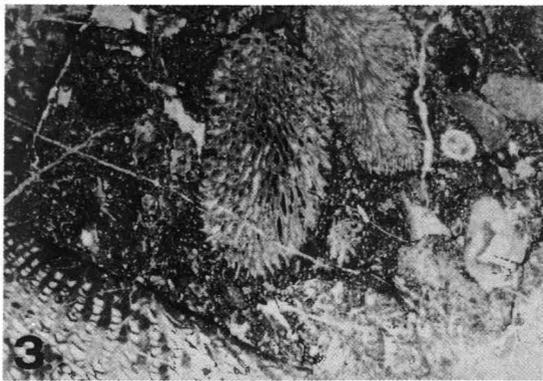
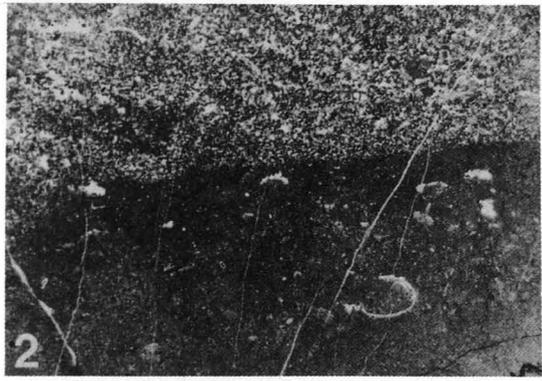
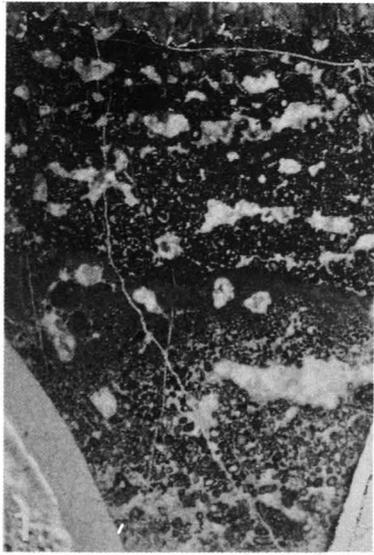


Fig. 1
Fig. 2
Fig. 3
Fig. 4
Fig. 5
Fig. 6
Fig. 7
Fig. 8

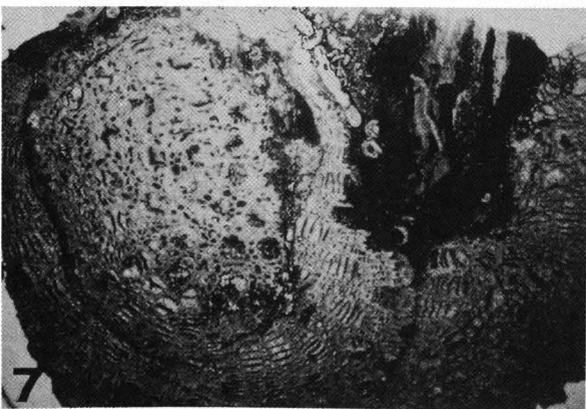
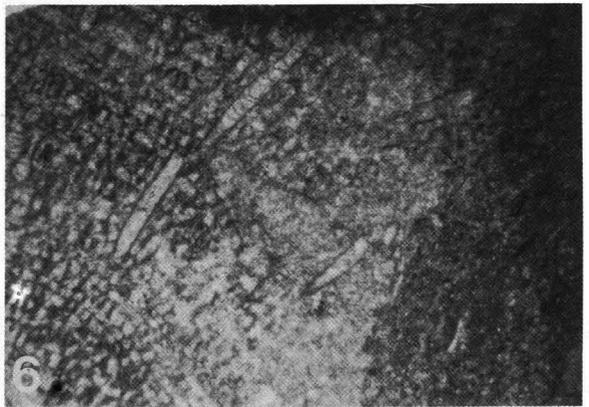
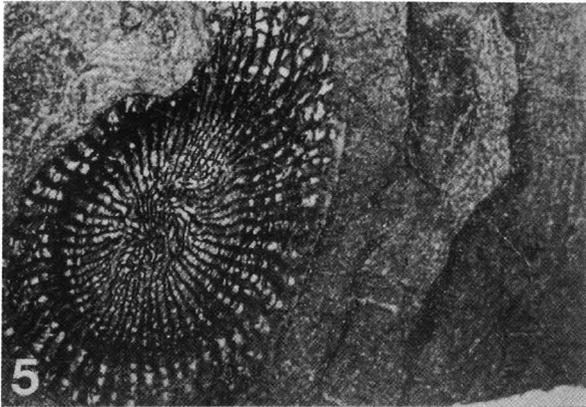
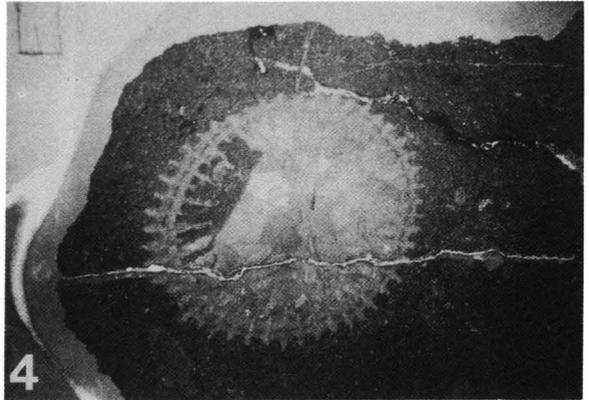
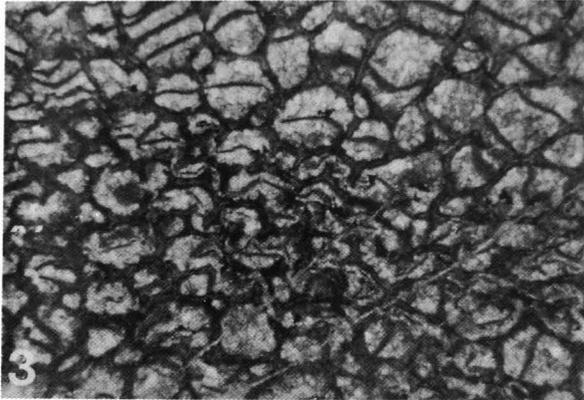
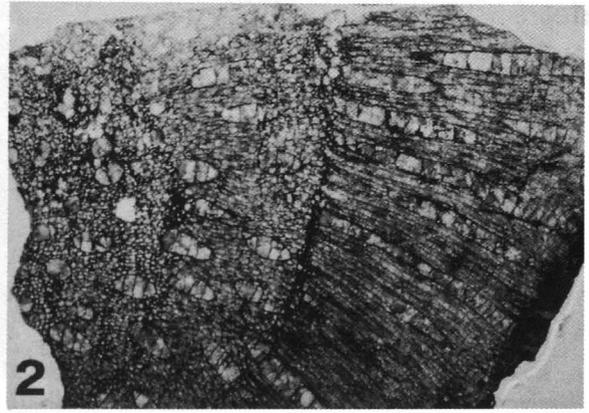
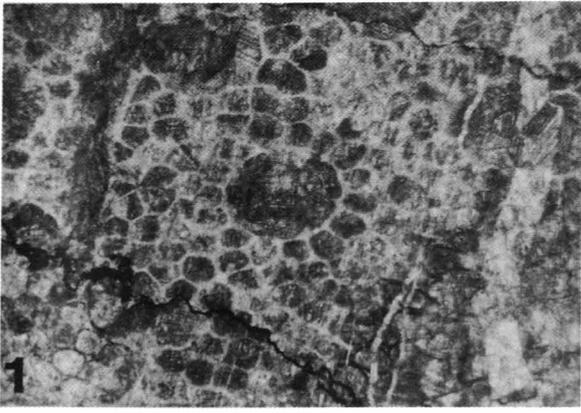
Tafel 4

- Fig. 1: **MF-Typ 4a**
Loferit mit normalgradierter Schichtung.
P224, Givetium Hohe Warte-Nordwand, DAMBERGER-Route, 2740 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 2: **MF-Typ 1 (unten) und 3a (oben).**
Die Grenze zwischen beiden MF-Typen ist scharf. Unten ist ein Trilobitenanschnitt zu erkennen.
P21, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1924 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 3: **MF-Typ 6.**
Riffschuttbreccie.
P362, Emsium Eiskarkopf-Westwand, 1985 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 4: **MF-Typ 2.**
Rindenkornkalk.
PK1, Eifelium GROHMANN-Route Obere Kellerwand, 2410 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 5: **MF-Typ 7.**
In den dünnen dunklen Lagen häufen sich Radiolarien.
P801, Lochkovium Cellonrinne, Niveau 49 bei H. FLÜGEL (1965), Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 6: **MF-Typ 10.**
Brachiopodenschichten im Frasnium.
PK28, Frasnium Kollinkofel Nordostgrat, 2640 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 7: **MF-Typ 2.**
Rindenkornkalk.
P38, Eifelium Obere Kellerwand, KOBAN-Route, 2430 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 8: **MF-Typ 9.**
Lithoklastenbreccie mit Echinodermenschutt und Schalen in der Matrix.
P506, mittlere *rhomboidea*-Zone, s. Taf. 3/1, Kollinkofel Nordostgrat, 2630 m NN, Balkenlänge 1 cm.



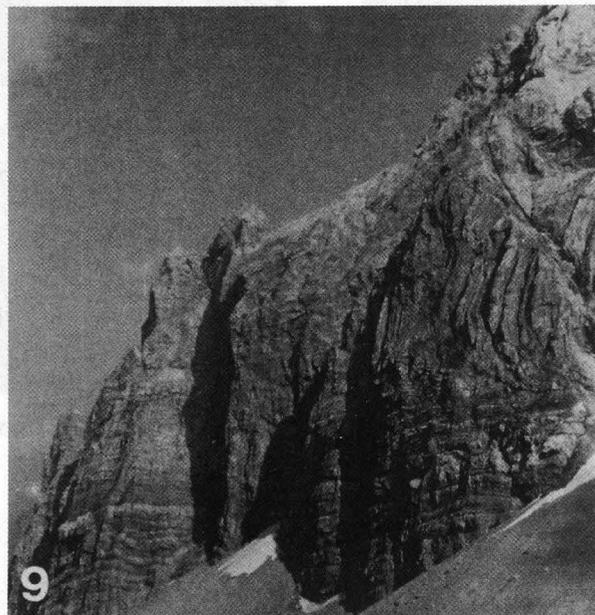
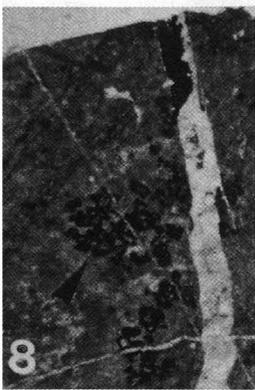
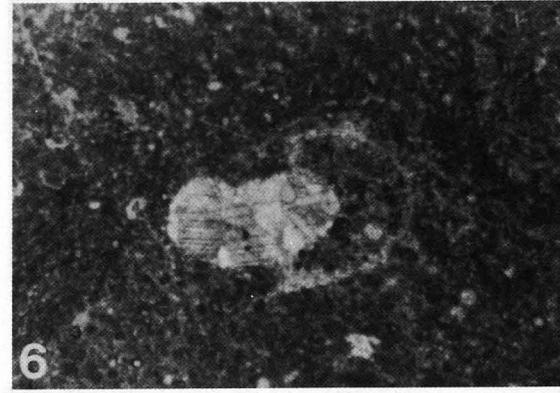
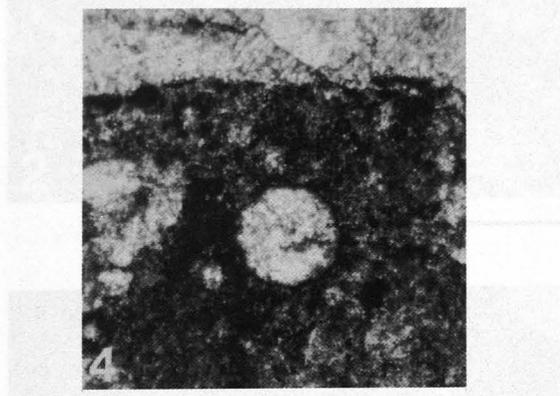
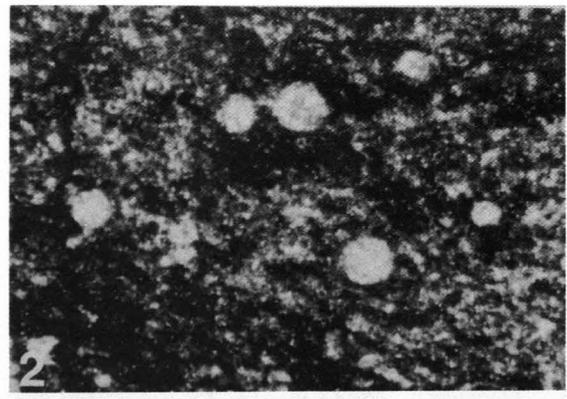
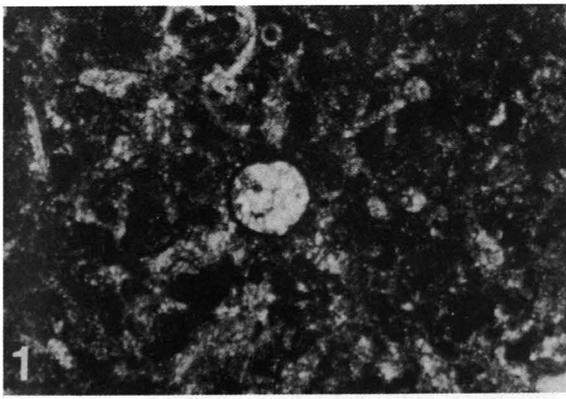
Tafel 5

- Fig. 1: *Heliolites porosus* GOLDFUSS 1926.
PEms1, Emsium Umgebung Eiskarhütte, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 2: *Heliolites* sp.
P29, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1940 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 3: *Favosites* cf. *gregalis* PORFIRIEV 1937.
PS1 Emsium, Untere Eiskarkopf-Nordwand, Schutt auf dem Felsband in 1930 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 4: *Tabulophyllum* sp.
PEms2, Emsium Umgebung Eiskarhütte, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 5: *Acantophyllum* sp., umwachsen von einer *Stromatopora*.
Givetium Gipfel Hohe Warte, 2780 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 6: Lebensgemeinschaft *Caunopora*.
Syringopora (pfeilförmig) wird von *Stromatopora* umwachsen.
PKIX, Givetium Kellergrat, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 7: *Helioptasma* aff. *kolohai* KETTNEROVA 1933.
P61, Emsium Umgebung Eiskarhütte, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 8: *Stringocephalus burtini* vergesellschaftet mit *Amphiporen*.
PK32, Givetium Kellerwarte, 2700 m NN, s. Taf. 3/2, Balkenlänge 1 cm).



Tafel 6

- Fig. 1: *Parathuramina*.
P24, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1922 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 2: Radiolarien.
P801, Lochkovium Cellon, s. Taf. 4/5, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 3: Trilobitenanschnitt.
P907, Famennium Kollinkofel-Ostgrat, Übergang zur Grünen Schneid, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: *Parathuramina dagmarae*.
P311, Eifelium Eiskarkopf-Westwand, 2210 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: Cephalopodenschnitt mit Geopetalgefüge.
P115, Emsium Cellon, Beginn Klettersteig, 1870 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 6: Cephalopodenschnitt.
P327, Eifelium Eiskarkopf-Westwand, 2145 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 7: Tentakulitenanschnitte mit Echinodermenbruchstück.
P87, Lochkovium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1630 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 8: *Renalcis turbitus* WRAY (Pfeil), problematische Algen aus dem Rifftrandbereich.
Ihr Auftreten geht konform mit den letzten Riffen im Frasnium.
P55, Frasnium, *gigas*-Zone, Gipfel Kollinkofel, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 9: Falte an der Deckenstirn der Überschiebung zwischen Kellerwanddecke und Cellondecke.
Die gut sichtbaren verbogenen Lochkovium-Plattenkalke der Kellerwanddecke liegen auf den gelben Tentakulitenkalcken des Pragiums der Cellondecke auf. Der scharfe Grat in der Bildmitte zwischen den beiden Kunzköpfen (links) und dem Schnacklpfeiler (rechts oben) wird von hochgebogenen und von der Überschiebung steilgestellten Emsium-Plattenkalcken der Cellondecke gebildet. Zwischen dem Schnackl-Pfeiler und diesem Grat verläuft die Störungsbahn empor (s. Taf. 1/2; s. Abb. 24).



Elektronenmikroskopische Aufnahme

Fig. 1: ...
Fig. 2: ...
Fig. 3: ...
Fig. 4: ...
Fig. 5: ...
Fig. 6: ...
Fig. 7: ...
Fig. 8: ...
Fig. 9: ...

Tafel 7

- Fig. 1: **Gastropodenanschnitt mit Geopetalgefüge aus dem Rindenkornkalk der Oberen Kellerwände.**
P44, Eifelium, Koban-Route Obere Kellerwände, 2500 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 2: **Längsschnitt durch ein Gastropodengehäuse.**
P44, Eifelium KOBAN-Route Obere Kellerwände, 2500 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 3: **Längsschnitt durch die Spindel eines großen Gastropodengehäuses aus dem Hercynellenkalk-Niveau.**
P720, Emsium Seewarte, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 4: ***Stringocephalus burtini* im Rindenkornkalk.**
P301, Givetium Obere Kellerwände, 2725 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 5: **Echinodermenschutt.**
P716, Lochkovium Seewarte, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 6: **Tentakulitenkalk.**
P87, Pragium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1630 m NN, Balkenlänge 1 cm.

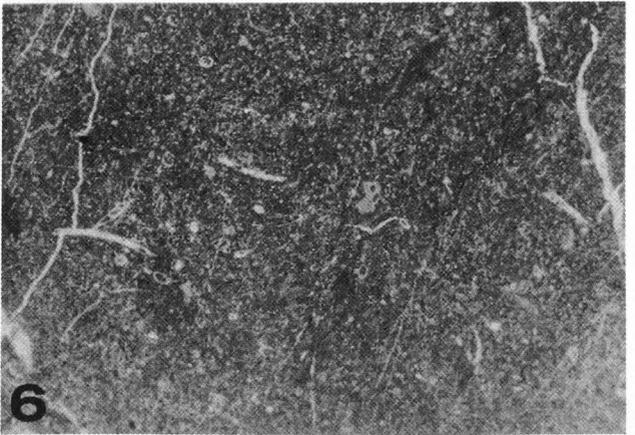
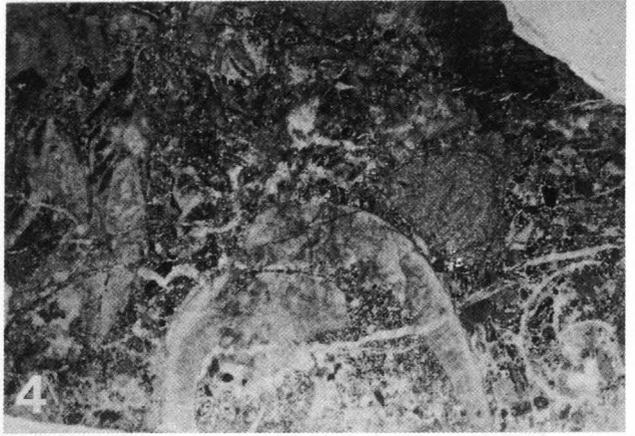
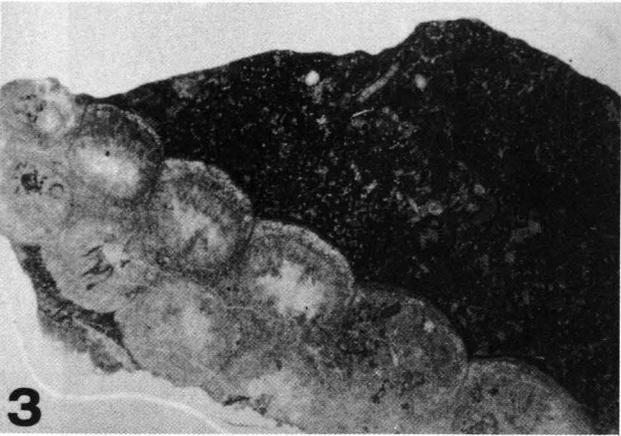


Fig. 1. ...

Fig. 2. ...

Fig. 3. ...

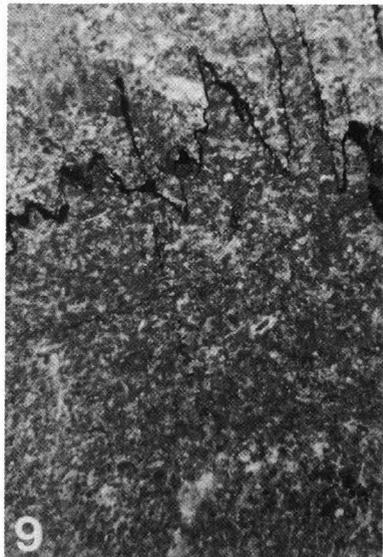
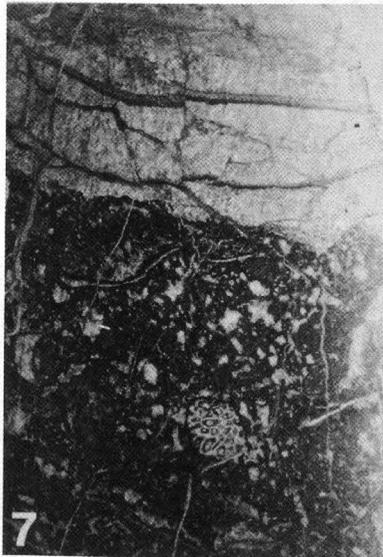
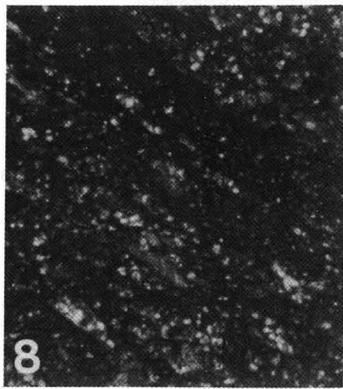
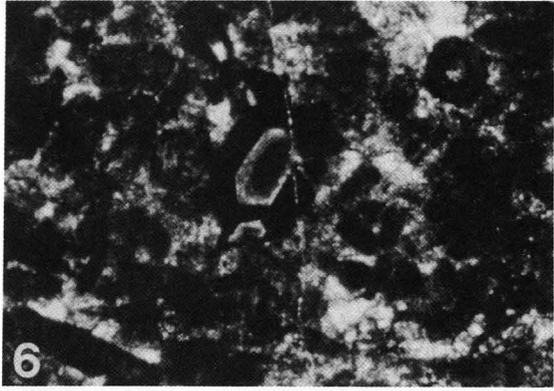
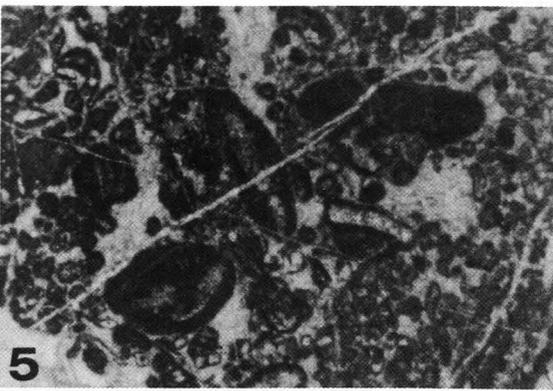
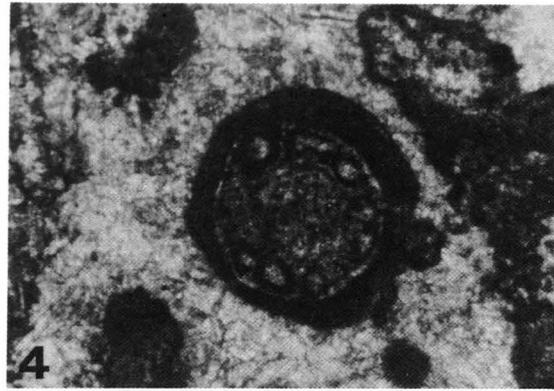
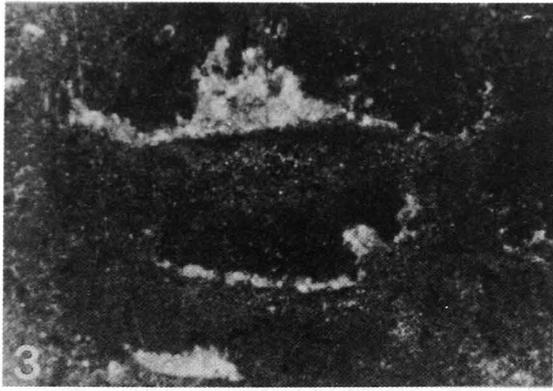
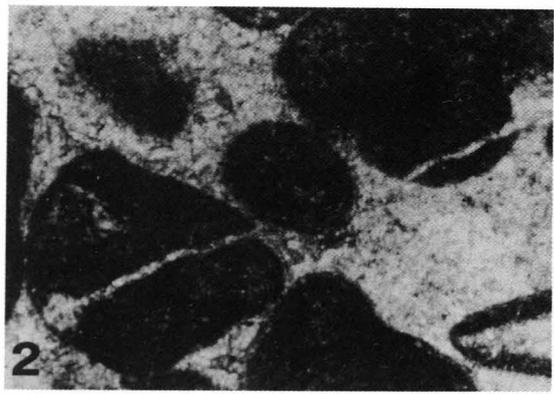
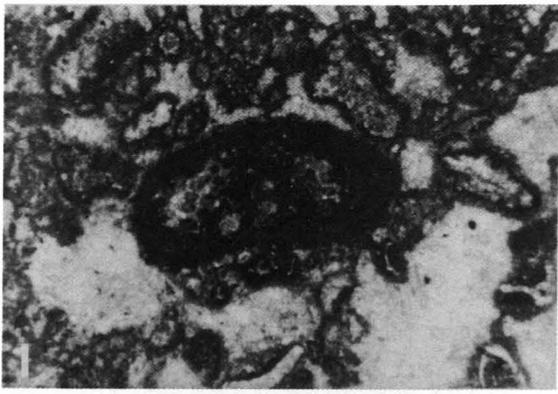
Fig. 4. ...

Fig. 5. ...

Fig. 6. ...

Tafel 8

- Fig. 1: **Onkoid im Loferit, dem als Kern eine Alge dient.**
P224, Givetium Hohe Warte-Nordwand, DAMBERGER-Route, 2740 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 2: **Ooid im Rindenkornkalk, flankiert von Rindenkörnern.**
P40, Eifelium Obere Kellerwände, KOBAN-Route, 2410 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 3: **Stromatactis im Pel-Mikrit.**
P904, Cellon-Ostpfeiler, oberhalb 2. Seillänge, 1990 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: **Onkoid, dem als Kern eine Dasycladacee dient.**
Der Zement zwischen den Komponenten läßt in dieser Schicht die Unterscheidung mehrerer Zementgenerationen nicht mehr zu.
P611, Eifelium Hohe Warte-Nordwand, KOBAN-PRUNNER-Route, 2500 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: **Onkoide im Loferit.**
P223, Givetium Hohe Warte-Nordwand, DAMBERGER-Route, 2730 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 6: **Authigener Quarzkristall.**
P31, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1939 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 7: **Laminit der Hohen Warte.**
Unten: Rindenkornkalk in dolomitischer Matrix; oben: breite Sparitäreale mit dünnen Lagen aus Dolomitkristallen und Algenkrusten.
PHWII, Emsium Hohe Warte-Nordwand, 2350 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 8: **„Reliktgefüge“ in den dolomitisierten Plattenkalken des Pragijs.**
Unten links läßt sich erkennen, daß die Dolomite aus Tentakulitenkalken hervorgegangen sind.
P69, Pragijs Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1790 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 9: **Stylolithenbahn ohne nennenswerte Tonanreicherung (sutured-seam solution), aber mit stark gezackter Lösungsbahn.**
P13, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1918 m NN, Balkenlänge 1 cm.



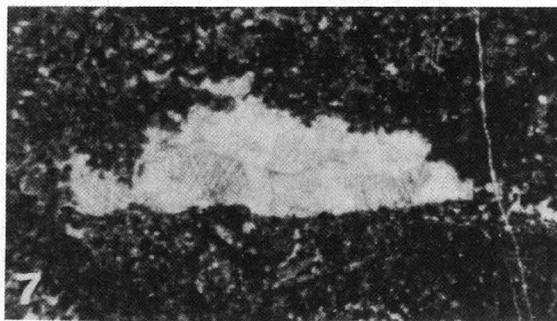
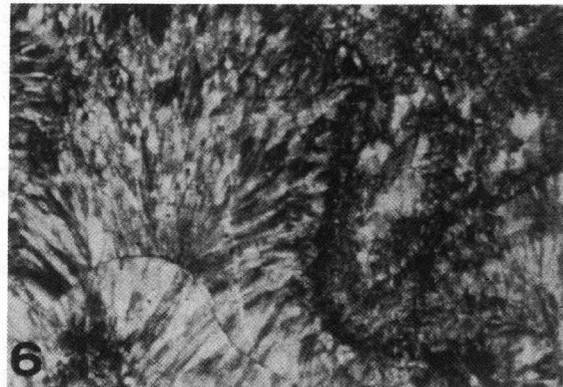
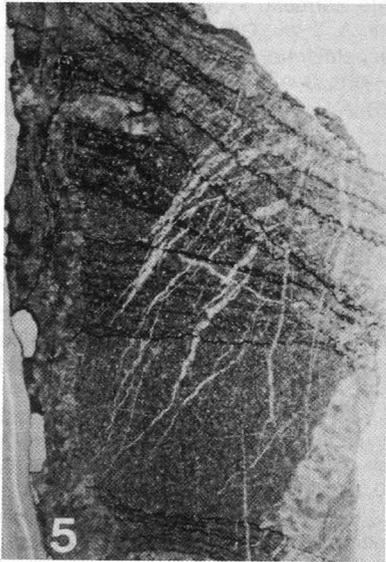
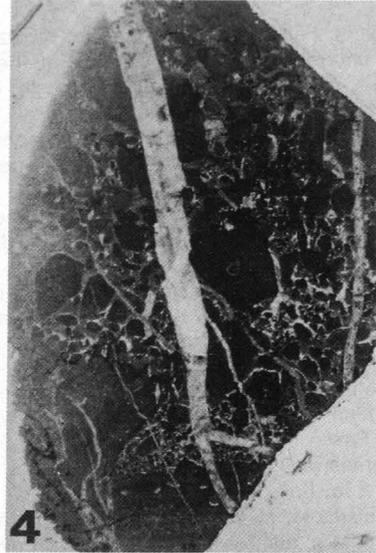
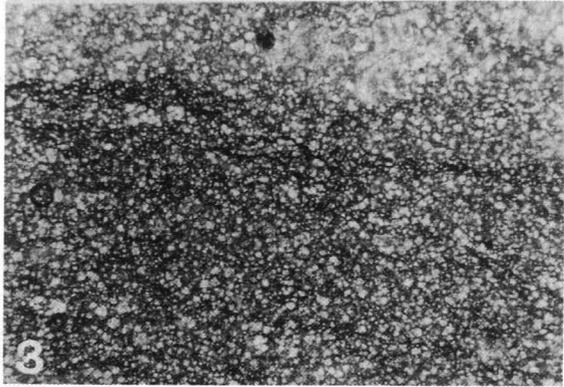
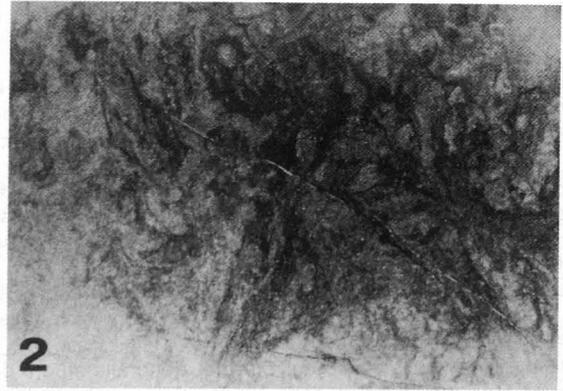
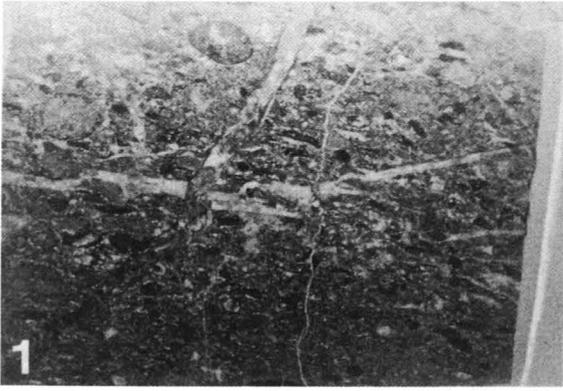
Strukturveränderungen auf Lösungsp...

Tab 1

Fig 1
Fig 2
Fig 3
Fig 4
Fig 5
Fig 6
Fig 7
Fig 8
Fig 9

Tafel 9

- Fig. 1: **Tektonische Einwirkungen auf den Rindenkornkalk.**
Die Komponenten sind horizontal deutlich ausgelängt (P46, Eifelium Obere Kellerwände, KOBAN-Route, Balkenlänge 1 cm).
- Fig. 2: **Bioturbation.**
Der Kalk wurde vollkommen entschichtet.
P12, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1919 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 3: **Nahezu vollständig dolomitisierter Tentakulitenkalk.**
In der Mitte durchzieht eine Lösungsbahn die Probe parallel zur Schichtung.
P66, Tentakulitenkalk, Pragium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1820 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 4: **Mikritische Lithoklastenlage in den pelagischen Kalken (MF-Typ 8) am Cellon.**
P416, Famennium Cellon-Gipfelaufbau, 2230 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 5: **Schrägschichtung (rechts ist Nordnordosten, links ist Südsüdwesten) mit Pyritanreicherungen auf Lösungsbahnen.**
P92, Lochkovium Untere Eiskarkopf-Nordwand, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 6: **Neomorpher Sparit bildet sich in Zonen starker tektonischer Beanspruchung.**
P608, Eifelium Hohe Warte-Nordwand, KOBAN-Route, 2375 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 7: **Stromatactis-Gefüge im MF-Typ 1.**
P21b, Emsium, Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1925 m NN, Balkenlänge 1 mm.



Literatur

- ALBERTI, G.K.B. (1985): Zur Tentakulitenführung im Unter- und Mitteldevon der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – In: *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, **75**, 375–388, 3 Fig., 1 Pl., 1 Tab.; Frankfurt a.M.1
- AMEROM, H.W.J. van, FLAJS, G. & HUNGER, G. (1984): Die „Flora der Marinelli-Hütte“ (Mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – *Med. rijks geol. dienst*, vol. **37-3**; Heerlen.
- ANGELIS d'OSSAT, G. de (1895): I coralli fossili del carbonifero e del devoniano della Carnia. – *Boll. d. Soc. geol. italiana*, Vol. XIV, pag. 88; Roma.
- ANGELIS d'OSSAT, G. de (1896): Contribuzione allo studio della fauna fossile paleozoika delle alpi carniche. – *Reale Accad. d. Lincei. Memorie d. classe d. scienze fis., mat. e natur.*, Vol II; Roma.
- BANDEL, K. (1969): Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, Zentrale Karnische Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 197–234; Wien.
- BANDEL, K. (1972): Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – *Palaeontographica*, **141**, Abt. A: 1–117; Stuttgart.
- BANDEL, K. (1974): Deep-water limestones from the Devonian-Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **1974/1**, 93–115; Oxford.
- BUCH, L. v. (1824): Über die Karischen Alpen. – *Leonhards Minner. Taschenb.*, **18**, 2. Abt., 396–437; Frankfurt a.M.
- CANTELLI, C., MANZONI, M. & VAI, G.B. (1965): Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di Monte Croce Carnico (Plöcken). Nota I-Dalla progressiva 0 alla progressiva 1000 del tratto Italiano. – *Boll. Soc. Ital.*, **84**, 27–36; Roma.
- CANTELLI, C., MANZONI, M. & VAI, G.B. (1968): Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di Monte Croce Carnico (Plöcken). Nota II-Dalla progressiva 1000 alla progressiva 2920 del tratto Italiano. – *Boll. Soc. Ital.*, **87**, 183–193; Roma.
- CANTELLI, C., SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, G.B. (1982): Sommersione delle piattaforme a rifting devono-dinantiano e namuriano nella geologia del Passo di M. Croce Carnico. – In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (ed.): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. – *Guide geol. reg. S.G.I.*: 293–303; Bologna
- CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (1981): Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. – *Journ. Struct. Geol.*, Vol. **3**, No. 1, 477–486, Pergamon Press Ltd.; London.
- CHILINGARIAN, G.V. & WOLF, K.H. (eds.) (1988): *Diagenesis, I. – Developments in sedimentary*, **41**, 591 p; Elsevier Science Publishers B.V; Amsterdam.
- CHLUPAC, I. (1962): Zur biofaziellen Charakteristik des Mittelböhmisches Devons. – *Symposium Bd. 2. Intern. Silur/Devon-Grenze*, Bonn, Brüssel 1960, 12–26, 1 Tab.; Stuttgart.
- COCKBAIN, A.E. (1988): The Distribution of Stromatoporoids in the Frasnian and Famennian. – *Programme and Handbook of Fifth International Symposium Fossil Cnidaria*, 25–29. July 1988, Brisbane, Australia.
- COMUNE DI UDINE (ed.) (1983): *Il paleozoico Carnico - „le rocce, i fossili, gli ambienti“*, Museo Friulano di Storia Naturale. – Editrice Grillo; Udine.
- CONIL, R., LONGERSTAEY, P.J. & RAMSBOTTOM, W.H.C. (1979): *Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande-Bretagne*. – *Mem. Inst. Géol. Univ. Louviàn; Louviàn*.
- COOK, H.E. & MULLINS, H.T. (1983): Basin Margin Environment. – In: SCHOLLE, A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.): *Carbonate Depositional Environments*. – *Am. Ass. Petr. Geol.*; Tulsa.
- DAVIS, R.A. (ed.) (1978): *Coastal Sedimentary Environments*. – 420 pp., Springer; New York – Heidelberg – Berlin.
- DEROO, G., GAUTHIER, J. & SCHMERBER, G. (1967): *Etudes d'environnements carbonates a propos du Devonien des Alpes Carniques*. – In: OSWALD, D.H. (ed.), *Internat. Symp. Devonian System*, II: 307–323, Alberta Soc. Petrol. Geol.; Calgary.
- DICKSON, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. – *J. Sed. Petrol.*, **36/2**, 491–505, 10 fig.; Tulsa.
- DINELEY, D.L. (1984): *Aspects of a Stratigraphic System: The Devonian*. – Macmillan; Hong Kong.
- DREESEN, R. & DUSAR, M. (1974): Refinement of Conodont-Biozonation in the Famenne-Type Area. – *Int. Symp. Belg. Micropaläont. Lim.*, Namur 1974, 13; Brüssel.
- DREESEN, R. & SANDBERG, C.A. (1984): Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. – *Geol. Soc. Am., spec. pap.*, **196**, 143–178; Boulder.
- DREESEN, R., SANDBERG, C.A. & ZIEGLER, W. (1986): Review of late Devonian and early Carboniferous Conodont Biostratigraphy and Biofacies models as applied to the Ardenne Shelf. – *Ann. Soc. Geol. Belgique, sp. Vol. „Aachen 1986“*, 27–42, 11 fig.; Liège.
- EBNER, F. (1973b): Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **34**, 3–24, Graz.
- ERBEN, H.K., FLÜGEL, H., WALLISER, O.H., (1962): Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der Zentralen Karnischen Alpen. – *Symp. Sil./Dev. –Grenze 1960*, 71–79; Stuttgart.
- FERRARI, A. (1968): Tetracoralli delle Alpi Carniche la Fauna di Monte Zermula. – *Giorn. Geol.*, **2/34**, 531–592; Bologna.
- FERRARI, A. & VAI, G.B. (1965): *Ricerche stratigraphiche e paleoecologiche al Monte Zermula*. – *Giorn. Geol.*, **33**, 389–406, 3 Abb., Taf. 50–54; Bologna.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothem of the Aline Triassic. – *Kansas Geol. Surv. Bull.*, **169**, 107–149, 38 Abb.; Lawrence.
- FLAJS, G., FLÜGEL, H. & HASLER, S. (1963): Bericht über stratigraphische Untersuchungen im ostalpinen Altpaläozoikum im Jahre 1962. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **1963/9**, 125–127; Wien.
- FLAJS, G. & PÖLSLER, P., (1965): Vorbericht über conodonten-stratigraphische Untersuchungen im Süd-Abschnitt des Pipeline-Stollens Plöcken (Karnische Alpen). – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **1965**, 305–308; Wien.
- FLÜGEL, E. (1956): Revision der Hydrozoen der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **66**, 41–60; Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. (1962): Der biostratigraphische Wert der Stromatoporen im Silur und Devon. – *Symp. Silur/Devon-Grenze*, 1960, 80–86; Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (ed.) (1977): *Fossil Algae. Recent results and developments*. – 375 pp., 32 Pls., 119 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg – New York.
- FLÜGEL, E. (1978): *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*. – 33 Taf., 68 Abb., 57 Tab.; Berlin – Heidelberg – New York.
- FLÜGEL, E. (1982): *Microfacies Analysis of Limestones*. – 633 pp., 53 Pls., 78 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg – New York.
- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H. (1971): Foraminiferen, Calcisphaeren und Kalkalgen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) von Letmathe im Sauerland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **137/3**, 358–395, 5 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- FLÜGEL, H. (1953): Neue Graptolithen aus dem Gotlandium der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **63**, 22–26; Klagenfurt.
- FLÜGEL, H. (1963): Das Paläozoikum in Österreich. – *Mitt. Geol. Ges.*, **56**, 401–443, 5 Abb., 6 Tab.; Wien.

- FLÜGEL, H. (1965): Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1965**, 289–297; Wien.
- FLÜGEL, H.W. et al. (1977): Carnic Alps. – In: The Silurian-Devonian Boundary. – IUGS Series A, No. 5, 126–142; Stuttgart.
- FRASCARI, F., VAI, G.B. & ZANFERRARI, A. (1979): Profilo Carnico Centrale. Nota illustrativa sommaria. – Rend. soc. geol. Ital., **1**, 15–17; Roma.
- FRECH, F. (1887a): Ueber Bau und Entstehung der karnischen Alpen. – Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft., **1887**, pag. 739; Berlin.
- FRECH, F. (1887b): Ueber das Devon der Ostalpen nebst Bemerkungen ueber das Silur und einem palaeontologischen Anhang. – Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft., **1887**, pag. 659; Berlin.
- FRECH, F. (1892): Ueber das Devon der Ostalpen II. Mit 4 palaeontologischen Tafeln. – Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft., **1891**, pag. 672; Berlin.
- FRECH, F. (1894a): Die Karnischen Alpen. – Verl. Max Niemeyer, 517 S.; Halle.
- FRECH, F. (1894b): Ueber das Devon der Ostalpen III. – Z. deutsch. Geol. Ges., **46**, 446–479, Taf. 30–37; Berlin.
- FRECH, F. (1896): Ueber devonische Korallen aus den Karnischen Alpen. – Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft., **1896**, pag. 199; Berlin.
- FRECH, F. (1905): Die tektonische Entwicklung der Ostalpen. – Z. deutsch. Geol. Ges., Prot., **57**, 318–334; Berlin.
- GAERTNER, H.R.v. (1927): Vorläufige Mitteilung zur Geologie der Karnischen Alpen. – Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, **63**, 111–118; Graz.
- GAERTNER, H.R.v. (1929): Deckenbau der Karnischen Alpen. – Geol. Rundschau, **XX**, S. 388; Stuttgart.
- GAERTNER, H.R.v. (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 113–199; Wien.
- GALLI, G. (1985): Depositional Environments in the Devonian Limestone Succession of the Cima Ombladet (Carnic Alps, Italy). – Facies, **12**, 97–112, 2 Taf., 5 Abb.; Erlangen.
- GEDIK, I. (1968/1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Diss. Univ. Bonn, 100 S.; Bonn/Abh. Geol. B.-A., **31**, 1–29; Wien.
- GEYER, G. (1894): Zur Stratigraphie der palaeozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1894**, 102–119; Wien.
- GEYER, G. (1895): Aus dem palaeozoischen Gebiete der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1895**, 60–90; Wien.
- GEYER, G. (1897): Ueber ein neues Vorkommen palaeozoischer, wahrscheinlich carbonischer Schichten bei Kötschach in den Gailthaler Alpen. – Verh. Geol. R.-A., pag 341; Wien.
- GEYER, G. (1898): Ueber die Hauptkette der Karnischen Alpen. – Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins, Bd. **XXIX**, 280–326; München.
- GEYER, G. (1901): Geologische Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Ob. Drauburg und Mauthen mit Erläuterungen. – 85 S., Geol. R.-A.; Wien.
- GORTANI, M. (1906): Sopra alcuni fossili neocarboniferi delle Alpi Carniche. – Boll. Soc. geol. Ital., **25**, 257–276; Roma.
- GORTANI, M. (1926): Le condizioni geologiche delle conca di Volaja (Alpi carniche). – Rend. R. Acc. Sc. Bologna, n.s., **30**, 87–97; Bologna.
- GÖDDERTZ, B. (1982): Zur Geologie und Conodontenstratigraphie der Rauchkofelböden und des Rauchkofels in den Zentralen Karnischen Alpen. – Unveröff. Dipl.-Arb., Rhein. Friedr.-Wilh. Univ. Bonn, 88 S.; Bonn.
- HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – Geol. Inst. Univ. Graz, 205 S.; Graz.
- HOFMANN-MONTANUS, H. (1952): Berge zwischen Völkern; aus einem Tagebuchwerk: Kellerwand, 2769m, von Norden am 27./28. Juli 1944. – Der Bergsteiger, **9/1952**, Heft 2/A; München.
- HOLL, P. (1978): Karnischer Hauptkamm. – Alpenvereinsführer Ostalpen, Deutscher und Österreichischer Alpenverein (Hrsg.), Reihe südl. Kalkalpen; Bergverlag R. Rother; 332 S., 27 Abb., 5 Skizz., 1 Karte; München.
- HSÜ, K.J. & SIEGENTHALER, W. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. – Sedimentology, **12**, 11–25; Amsterdam.
- HUNGER, G. (1984): Zur Geologie des Hochwipfelflysches zwischen Collina und dem Plöckenpaß in den Zentralen Karnischen Alpen. – Unveröff. Dipl.-Arb., Rhein. Friedr.-Wilh. Univ. Bonn, 67 S.; Bonn.
- JAEGER, H. (1968): Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofsalm. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1968/7**, 155–159; Wien.
- JAEGER, H. (1975): Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profiles (Karnische Alpen). – Carinthia II, **165/85**, 111–126; Klagenfurt.
- JAEGER, H. & PÖLSLER, P. (1968): Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1968**, 149–155, 1 Abb.; Wien.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H.P. (1970): Ein Beitrag zum Verhältnis Conodonten-Parachronologie/Graptolithen-Orthochronologie im älteren Silur. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1970**, 85–90; Wien.
- JHAVERI, R.B. (1969): Unterdevonische Gastropoden aus den Karnischen Alpen. – Palaeontographica, Abt. A, **133**, 146–176; Stuttgart.
- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – Geol. Soc. Am. Bull., **96**, 567–587, 12 fig; Boulder.
- KERANS, HURLEY & PLAYFORD (1986): Marine Diagenesis in Devonian Reef Complexes of the Canning Basin, West Australia. – In: SCHROEDER & PURSER (eds.): Reef Diagenesis, 357–380, 13 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg.
- KODSI, M.G. (1971): Korallen aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971/3**, 576–607, 4 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Wien.
- KREUTZER, L. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den zentralen Karnischen Alpen auf Blatt 197 Kötschach. – Jb. Geol. Ei.-A., **128**, 342–343; Wien.
- KREUTZER, L. (1986): Geologische Detailkartierung des Gebietes zwischen Kellerwarte und Cellon im Karnischen Hauptkamm, Kärnten, Österreich. – Unveröff. Dipl.-Kartierung der RWTH Aachen, 75 S., 28 Abb.; Aachen.
- KREUTZER, L. (1989a): Reef-basin distance in the Devonian of the Carnic Alps. – Ann. Soc. Geol. Belgique, **112**, 159–163, 3 fig.; Liège.
- KREUTZER, L. (1989b): Alpinismus und Geologie – Fünf Jahre im Fels der Karnischen Alpen. – Alpenvereinsjahrbuch BERG '90, **114**, 99–110; München.
- KREUTZER, L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1984): Geologische Detailkarte des Gebietes zwischen Kellerwarte und Plöckenpaß. – Erläuterungen Blatt 197 Kötschach, Beilage 2, Geol. B.-A.; Wien.
- KÜPPER, H. (1927): Jungpaläozoische Sedimentation und Orogenese im Bereiche der Karnischen Alpen. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beilagenbd. **57**, Abt. B: 43–86; Stuttgart.
- KÜSTER, P., (1987): Nachweis von Frasnium durch *Scruttonia julli* (PEDDER, 1986) in den Flachwasserkalken der zentralen Karnischen Alpen. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **66**, 33–56, 1 Abb., 6 Taf.; Münster.
- LANGER, W. (1969): Foraminiferen aus dem Altpaläozoikum der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **159/79**, 34–60; Klagenfurt.
- LANGER, W. (1979): Neue karbonatische Microproblematica aus dem westdeutschen Devon. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979** (12), 723–733, 16 Abb.; Stuttgart.

- LECOMPTE, M. (1970): Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. – *Geologica et Palaeontologica*, **4**, 25–71, 20 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Marburg.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. – *J. Geol.*, **72/1**, 68–83, 5 Abb.; Chicago.
- MACHEL, H.-G. (1986): Early Lithification, Dolomitization, and Anhydritization of upper Devonian Nisku Buildups, Subsurface of Alberta, Canada. – In: SCHROEDER & PURSER (eds.): Reef Diagenesis, 336–356, 14 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg.
- MAMET, B. & ROUX, A. (1974): Sur quelques algues tubulaires scalariformes de la téthys paléozoïque. – *Rev. Mikropaléont.*, Vol. **17/3**, 134–156; Paris.
- MOORE, C.H. & BILLINGS, K. (1971): Preliminary model of beachrock cementation, Grand Cayman Island, B.W.I. – In: BRICKER, O.P. (ed.): Carbonate cements, John Hopkins Univ. Stud. Geol., **19**; Baltimore.
- OBERHAUSER, R. (Red.) (1980): Der Geologische Aufbau Österreichs. – *Herg.*: Geol. B.-A. Wien, Springer, 699 S., 164 Abb.; Berlin – Heidelberg – New York.
- PALLA, P. (1967): New Lower Devonian Codeacean Algae from Carnic Alps. – *Natura*, **58**, 94–112, 3 Taf.; Milano.
- PAPP, A. (1962): Beobachtungen am Profil des Seekopfssockels am Wolayersee in den zentralen Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **152/72**, 79–90, 3 Abb.; Klagenfurt.
- PERRI, M.C. & SPALLETTA, C. (1980): Conodonti e biozonatura del Frasniano (Devoniano sup.) di Pramsoio, Alpi Carniche. – *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **19/1980**, 281–310; Modena.
- PERYT, T. (ed.) (1983): Coated Grains. – 655 pp., 359 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo.
- POHLER, S. (1982): Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum Südfall der Hohen Warte). – Unveröff. Dipl.-Arb., Rhein. Friedr.-Wilh.-Univ. Bonn, 134 S.; Bonn.
- PÖLSLER, P. (1969b): Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkofel, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 399–440; Wien.
- PURDY, E.G. (1963a): Recent calcium carbonate facies on the Great Bahama Bank. 1.: Petrography and reaction groups. – *J. Geol.*, **71/3**, 334–355, 5 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Chicago.
- PURDY, E.G. (1963b): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2.: Sedimentary facies. – *J. Geol.*, **71/4**, 472–497, 4 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Chicago.
- RADWANSKI, A. & SZULCZEWSKI, M. (1966): Jurassic stromatolites of the Villany Mountains (Southern Hungary). – *Ann. Univ. Sci. Budapest Rolando Eötvös, Sect. Geol.*, **9**, 87–107, 6 Taf.; Budapest.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): The Techniques of Modern Structural Geology. – Vol. 1 & 2, Academic Press Inc.; London.
- RAUMER, J.F. (1988): Bericht 3. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Variszikums“, Kaledonisch-Variszische Strukturen in den Alpen, Fribourg (Schweiz), 23./24. Oktober 1987. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1988**, 327–351; Stuttgart.
- RICKEN, W. (1986): Diagenetic Bedding. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, **6**, 210 p., 94 Fig., Springer-Verl.; Berlin – Heidelberg – New York.
- SANDBERG, C.A. & GUTSCHICK, R.C. (1984): Distribution, Microfauna, and source-rock potential of Mississippian delle phosphatic member of Woodman formation and equivalents, Utah and Adjacent states. – In: WOODWARD, JANE, MEISSNER & CLAYTON (eds.): Hydrocarbon Source Rocks of the Greater Rocky Mountain Region. – *Rocky Mountain Ass. of Geol.*: 135–178, 8 pls., 17 fig., 4 tab.; Denver.
- SANDBERG, C.A. & ZIEGLER, W. (1979): Taxonomy and biofacies of important conodonts of late Devonian styriacus zone United States and Germany. – *Geol. et Palaeont.*, **13**, 173–212; Marburg.
- SARTENAER, P. (1985): The Stratigraphic Significance of Rhynchonellid Genera at the Frasnian-Famennian Boundary. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**, 319–330, 1 fig.; Frankfurt a.M..
- SCHÖNLAUB, H.P. (1969a): Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 265–320; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1969b): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 321–354; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1970): Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der silurischen Karbonatfazies der zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, 306–315; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1971a): Paleo-Environmental Studies at the Boundary Ordovician/Silurian in the Carnic Alps. – *B.R.G.M.*, **73**, 367–376; Paris.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1971b): Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **122**, 97–111, 3 Abb.; Hannover.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 3–124, 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (ed.) (1980): Field Trip A: Carnic Alps. – In: Second European Conodont Symposium (Ecos II), Guidebook Abstracts. – *Abh. Geol. B.-A.*, **35**, 5–57, 29 Abb., 10 Taf.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1984): Steine erzählen aus ihrem Leben – die Karnischen Alpen. – *Populärwiss. Veröff. d. Geol. B.-A.*, **31** S.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, 34–52, 6 Abb., *Geol. B.-A.*; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 197 Kötschach, 1 : 50.000. – *Verl. Geol. B.-A.*, 3 Beil.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985c): Devonian conodonts from section Oberbuchach II in the Carnic Alps (Austria). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**, 353–374, 3 Figs., 6 Pls.; Frankfurt a.M..
- SCHÖNLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**, 149–167, 4 figs., 4 pls.; Frankfurt.
- SCHÖNLAUB, H.P. & FLAJS, G. (1975): Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). – *Carinthia II*, **165/85**, 83–96, 7 Abb.; Klagenfurt.
- SCHÖNLAUB, H.P. & SCHARBERT, S.M. (1978): The Early History of the Eastern Alps. – *Z. Dt. geol. Ges.*, **129**, 473–484, 3 fig.; Hannover.
- SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.) (1986): Reef Diagenesis. – 455 pp., 187 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg.
- SCHWINNER, R. (1925): Profile durch die Schuppenzone des Wolaier Gebietes. – In: *Geologie der Karnischen Alpen* (von F. HERITSCH & R. SCHWINNER). – *Jb. Geol. B.-A.*, **75**, 249–270; Wien.
- SCUPIN, H. (1905): Das Devon der Ostalpen IV. – *Z. deutsch. Geol. Ges.*, **57**, 91–111; Berlin.
- SKALA, W. (1969): Ein Beitrag zur Geologie und Stratigraphie der Gipfelregion des Poludnik (Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 235–264; Wien.
- SPALLETTA, C., PERRI, M.C. & VAI, G.B. (1983): Pattern of conodont reworking in the Upper Devonian of the Alps: palaeoenvironmental and palaeotectonic implications. – *Lethaia*, **16**, 51–66; Oslo.
- SPALLETTA, C. & VAI, G.B. (1984): Upper Devonian intraclast paragneisses interpreted as seismites. – *Marine Geology*, **55**, 133–144; Amsterdam.
- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1981): Controllo ambientale e stratigrafico delle mineralizzazioni in calcari Devoniano-Dinantiani delle Alpi Carniche. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **22**, 101–110, 3 fig.; Bologna.

- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1982): La Catena Paleocarnica. – In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (eds.): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. – Guide geol. reg. S.G.I.: 281–292; Bologna.
- SPITZ, A. (1909): Geologische Studien in den zentralkarnischen Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **2**, 278–334; Wien.
- STACHE, G. (1872): Entdeckung von Graptolithenschiefern in den Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1872**, 234–235; Wien.
- STACHE, G. (1873): Der Graptolithenschiefer am Osternig-Berge in Kärnten und seine Bedeutung für die Kenntnis des Gailthaler Gebirges und für die Gliederung der paläozoischen Schichtreihe der Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **23**, 175–248; Wien.
- STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jb. Geol. R.-A., **24**, 135–272; Wien.
- STACHE, G. (1883): Aus dem Westabschnitt der karnischen Hauptkette - Silurformation des Wolayer Gebirges und des Paralba-Silvella-Rückens. – Verh. d. k.k. geol. R.-A., pag. 210; Wien.
- STACHE, G. (1884): Über die Silurbildungen der Ostalpen, nebst Bemerkungen über die Devon-Karbon- und Perm-schichten dieses Gebietes. – Z. Dt. Geol. Ges., **36**, 227–378; Berlin.
- STRUVE, W. (1889): Zur Lebensweise von Schalentieren auf mitteldevonischen Karbonat-Plattformen. – Natur u. Museum, **119**, 128–139; Frankfurt a.M.
- SZULCZEWSKI, M. (1971): Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mountains. – Acta geologica polonica **21**, 1–129, 11 Abb., 4 Tab., 34 Taf.; Warschau.
- TOLLMANN, A. (1977/1985/1986): Geologie von Österreich, Bd. 1, 2, 3. – Franz Deuticke; Wien.
- TUCKER, M.E. (1973): Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**, 320–350; Stuttgart.
- VAI, G.B. (1963): Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaja (Alpi Carniche). – Giorn. Geol. (2), **30**, 137–198; Bologna.
- VAI, G.B. (1967): Le Dévonien inférieur biohermal des Alpes Carniques Centrales. – Colloque sur le Dévonien inférieur (Rennes 1964), paru 1967. – Mem. B.R.G.M., **33**, 285–300; Paris.
- VAI, G.B. (1973): Distribution of *Karpinskia* in the Lower Devonian of Mount Coglians (Carnic Alps). – Trudy III Me. Simp. Silura/Devona, **2**, 75–79, russisch; Leningrad.
- VAI, G.B. (1975): Hercynian Basin Evolution of the Southern Alps. – Earth sciences Soc. Libyan Arab Rep., **1975**, 293–298; Tripoli.
- VAI, G.B. (1979a): Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. – Lethaia, **13**, 79–91, 7 fig., 1 Tab.; Oslo.
- VAI, G.B. (1979b): Tracing the Hercynian Structural Zones across „Neo-Europa“: An Introduction. – Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 39–45, 4 fig.; Bologna.
- VAI, G.B. (1980): Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. – Lethaia, **13**, 79–91; Oslo.
- VINASSA de REGNY, P. (1908): Il Devoniano medio delle giogaie del Coglians. – Rivista italiana di Palaeontologia; Roma.
- WALLISER, O.H. (1957): Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, 28–52; Wiesbaden.
- WALLISER, O.H. (1962): Conodontenchronologie des Silurs (=Gotlandium) und des tieferen Devons unter besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. – Symp. Silur/Devon-Grenze, 1960, 281–287; Stuttgart.
- WALLISER, O.H. (1964): Conodonten des Silurs. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **41**, 106 S.; Wiesbaden.
- WANLESS, H.R. (1979): Limestone Response to Stress: Pressure Solution and Dolomitization. – J. Sed. Petr., **49/2**, 437–462, 15 figs.; Tulsa.
- WEDDIGE, K. (1989): Conodonten - problematische Fossilien. – Natur u. Museum, **119(3)**, 67–82, 17 Abb.; Frankfurt a.M.
- WEDDIGE, K. & WERNER, R. (1989): Die Standardisierung der Devon-Grenzen. – Natur u. Museum, **119(3)**, 83–93, 4 Abb.; Frankfurt a.M.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W. (1979): Evolutionary patterns in Middle Devonian conodont genera *Polygnathus* and *Icriodus*. – Geol. et Palaeont., **13**, 157–164, 3 Abb.; Marburg.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W. (1987): Lithic and faunistic ratios of conodont sample data as facies indicators. – in: AUSTIN, R.L. (ed.): Conodonts: Investigative Techniques and Applications; The British Micropalaeont. Soc./Ellis Horwood Ltd.; West Sussex.
- WENDT, J. (1985): Disintegration of the continental margin of northwestern Gondwana: Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Marocco). – Geology, Vol. **13**, p. 815–818; Boulder.
- WENDT, J. (1988): Condensed carbonate sedimentation in the late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Marocco). – Eclogae geol. Helv., Vol. **81/1**, p. 155–173; Basel.
- WILDER, H. (1985): Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen zum oberdevonischen Stromatoporen-Riffsterben am Nordrand des mitteleuropäischen Varistikums. – Dissertation der RWTH Aachen; Aachen.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 pp., 30 Pls., 183 Figs., Springer; New York – Berlin – Heidelberg.
- ZIEGLER, W. (1956): Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zоргensis-Kalk. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, 93–106, 1 Tab. Taf. 6–7; Wiesbaden.
- ZIEGLER, W. (1958): Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, 7–77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf.; Wiesbaden.
- ZIEGLER, W. (1960): Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) und des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., **3/2**, 169–201; Stuttgart.
- ZIEGLER, W. (1962): Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**, 166 S., 18 Abb., 11 Tab.; Wiesbaden.
- ZIEGLER, W. (1971): Conodont Stratigraphy of the European Devonian. – Geol. Soc. of Am. Memoir, **127**, 227–283; Boulder.
- ZIEGLER, W. (ed.) (1973, 1975, 1977, 1981): Catalogue of Conodonts. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.
- ZIEGLER, W. & KLAPPER, G. (1982): The disparilis-conodont zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**, 463–492; Frankfurt a. M.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1984): Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – Geol. Soc. Am., spec. pap. **196**, 179–194; Boulder.
- ZIEGLER, W. & WERNER, R. (eds.) (1985): Devonian series Boundaries-Results of world-wide studies. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**, 375–387, 1 Taf., 1 Tab., 3 Abb.; Frankfurt a.M.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 30. Jänner 1990.