

Das Paläozoikum des Elferspitz (Ashgill bis Unterkarbon; Karnische Alpen, Österreich)

Von FRITZ EBNER ¹⁾

Mit 9 Abbildungen, 7 Tabellen und 3 Phototafeln

Schlüsselwörter
Karnische Alpen
Paläozoikum
Conodonten
Mikrofazies

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung (Summary)	155
I. ALLGEMEINER TEIL	156
Lage und Abgrenzung des Arbeitsgebietes	156
Literaturrückblick	157
II. STRATIGRAPHIE UND MIKROFAZIES	158
1. Ordovizium	158
2. Silur	158
Mikrofazielle Gliederung des Ordovizium und Silur	162
3. Devon	164
Unterdevon	164
Mitteldevon	171
Oberdevon	173
4. Karbon	179
III. TEKTONIK	180
IV. LITERATURNACHWEIS	187

Zusammenfassung

Mit Hilfe von Conodonten wurde der Gipfelaufbau des Elferspitz stratigraphisch untersucht. Die ca. 365 m mächtige, hauptsächlich kalkige Schichtfolge, vom Ashgill bis ins Unterkarbon (cu I) reichend, konnte auch lithologisch und mikrofaziell gegliedert werden.

Auf das Ordovizium entfallen ca. 31 m Siltsteine und mikritische Tonflaserkalk. An der Ordovizium/Silur-Grenze tritt eine Schichtlücke im Umfang oberster „Conodonten-Bereich I“ bis obere *celloni*-Zone auf. Darüber folgt ca. 31 m Silur in Plöckener Fazies, das lithologisch und mikrofaziell in Anlehnung an das Profil des Cellon-Lawinenrisses (GAERTNER, 1931, WALLISER, 1964, FLÜGEL, 1965) gegliedert wird. Die Silur/Devon-Grenze wird mit der Basis der „e- γ “ Plattenkalk fixiert. Ca. 86 m „e- γ “ Plattenkalk (Gedinne bis ? mittleres Siegen) und die ca. 100 m mächtige Unterdevon-Flaserkalkfolge (oberes Siegen — oberes Ems) bauen das Unterdevon auf. In diesen mikritischen Kalken finden sich teilweise eingeschaltete Biosparitbänke. Die hangendsten 6 m des Unterdevon, das Mitteldevon (ca. 25 m) und 4 m des do I α werden vom intrabiopelsparitischen, massigen Klastkalkkomplex eingenommen. Darüber folgen ca. 80 m mikri-

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. FRITZ EBNER, Abteilung für Paläontologie und Historische Geologie der Universität Graz, dzt. Landesmuseum Joanneum, Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau, Raubergasse 10, A-8010 Graz.

tische Flaserkalk des Oberdevon (do I α —do VI). Den Abschluß dieser lückenlosen Karbonat-sedimentation bilden 3 m mikritische Cephalopodenkalk, von denen 1,7 m bereits dem cu I angehören.

Die Devon/Karbon-Grenze wird hangend der *Protognathodus*-Fauna (ZIEGLER, 1969) gezogen. Überlagert wird dieser Kalkschichtstoß von Hochwipfelkarbon.

Die Tektonik ist durch eine antiklinale Verfaltung und einen Deckenbau bestimmt. Von der Deckenbezeichnung GAERTNER's, 1931, wird Abstand genommen und die Begriffe Liegend- und Hangendeinheit eingeführt. Der W-Teil ist durch eine nach E absinkende Antiklinale geprägt, im E-Teil liegt eine nach S umgelegte Falte vor. E- und W-Teil werden durch eine markante Störung, der Querflexur, voneinander getrennt.

Summary

The ca. 365 m thick, mainly carbonatic sequence of the Elferspitz (Ashgillian — Lower Carboniferous) was investigated in regard to conodont stratigraphy, lithology and microfacies. 31 m Ordovician siltstones and Flaserkalk are separated by a stratigraphic gap (uppermost Conodont-Bereich I — upper *celloni* zone) from 31 m Silurian limestones in Plöcken facies, which were divided in close relation to the lithology and microfacies of the Cellon section (GAERTNER, 1931, WALLISER, 1964, FLÜGEL, 1965). The Silurian/Devonian boundary is being laid at the base of the ca. 86 m „e- γ “ Plattenkalk sequence (Gedinnium — ? middle Siegenium) which is overlain by the 100 m thick Lower Devonian Flaserkalk unit with biosparitic intercalations. A ca. 35 m thick complex of massive intraclast bearing biopelsparites ranges from the uppermost parts of Lower Devonian to the basal parts of Upper Devcnian, followed by 80 m Flaserkalk (do I α —do VI). The Devonian/Carboniferous boundary is drawn by means of conodonts above the *Protognathodus* fauna (ZIEGLER, 1969) within a 3 m thick cephalopod limestone unit. The carbonate sequence is superseded by the clastic Hochwipfel sedimentation.

The tectonic style is characterized by anticlinal folding and nappe tectonics. The nappe schema of GAERTNER, 1931 is substituted by descriptive terms (Liegend- and Hangendeinheit). The W part of the Elferspitz, an eastward plunging anticlinal structure, is separated by a significant fault from the E part which builds a southward overturned fold.

I. Allgemeiner Teil

Vorliegende Arbeit entstand an der Abt. für Paläontologie und Historische Geologie (Vorstand Prof. Dr. H. W. FLÜGEL) der Universität Graz in den Jahren 1969—1971.

In dankenswerter Weise übernahm Herr Doz. H. JAEGER (Berlin) die Bestimmung der Graptolithen. Herrn Dr. K. BANDEL (Bonn) verdanke ich die Vorführung eines noch unpublizierten Unterdevonprofils. Der Kärntner Landesregierung bin ich für eine finanzielle Unterstützung während der Geländeaufenthalte zu Dank verpflichtet.

Lage und Abgrenzung des Arbeitsgebietes

Der 2251 m hohe Elferspitz, im zentralen Anteil der Karnischen Alpen gelegen, befindet sich ca. 3,5 km nördöstlich des Plöckenpasses und ca. 4,5 km südlich von Mauthen im Gailtal (Abb. 1). Das bearbeitete Gebiet beschränkt sich auf den fast durchwegs aus Kalken ausgebildeten Gipfelaufbau des Elferspitz. Die Begrenzung erfolgt im W durch den Weg Obere Spielbodenalm (1831 m) — Spielbodentörl (2095 m) — Würmlacher Polinik (1893 m), im N den Steilabfällen des Elferspitz entlang bis zur Kote 1739 und im E und S durch den Steig, der von

Kote 1739 durch die Einsattelung südlich Kote 1912 über den Höhenpunkt 2055 zum Spielbodentörl führt.

Diese Abgrenzung erfolgte durchwegs entlang tektonischer Linien. Als Kartierungsgrundlage diente die auf 1:5000 vergrößerte Österreichische Karte 1:25.000, Blatt 197/2 Kötschach und 197/4 Großer Pal, und in beschränktem Ausmaß das Luftbild Nr. C 2577. Eine reine Luftbildkartierung ließ sich an der Elferspitz N- und W-Seite infolge des steilen Geländes nicht durchführen.



Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes.

Literaturrückblick

In der älteren Literatur (vor 1952) berücksichtigte lediglich GAERTNER, 1931, die geologischen Verhältnisse am Elferspitz. Für das Silur der Karnischen Alpen stellt er auch die „Elferspitzfazies“ auf, die durch eine Graptolithenschieferentwicklung als Äquivalent des Kokkalk bis Alticolakalk charakterisiert ist. Tektonisch ordnet GAERTNER, 1931, die Schichtglieder des Elferspitz der Raunkofel- und der Cellondecke zu. Seit dem Jahr 1952 erfolgt eine Neubearbeitung des auf österreichischem Staatsgebiet gelegenen Anteils der Karnischen Alpen. Eine Literaturzusammenfassung findet sich in FLÜGEL, 1969; ein Kurzbericht über die Ergebnisse stratigraphischer Arbeiten in den Karnischen Alpen von 1964—1969 in FLÜGEL, 1970. Als von besonderer Wichtigkeit für die Untersuchungen am Elferspitz sind die mikrofazielle Gliederung des Cellon-Profiles (FLÜGEL, 1965), die stratigraphischen und mikrofaziellen Untersuchungen PÖLSLER's, 1967—1969, und die Arbeiten von SCHÖNLAUB ab 1968, die sich mit der stratigraphischen und faziellen Bearbeitung des Altpaläozoikum und des Unterkarbon der zentralen Karnischen Alpen befassen, hervorzuheben.

BANDEL, 1970, bringt die Palökologie und Paläogeographie des Devon der Karnischen Alpen und beschreibt darin auch ein Unterdevonprofil von der Elferspitz S-Seite.

EBNER, 1970, zeigt, daß die Aufstellung der o. a. „Elferspitzfazies“ nicht gerechtfertigt erscheint und daß auch am Elferspitz das Silur in Plöckener Fazies vorliegt.

II. Stratigraphie und Mikrofazies

Die hier beschriebene Normalabfolge wurde an der Elferspitz N-Seite in 5 teilweise einander überlappenden Profilen erfaßt (vgl. Abb. 6).

1. Ordovizium

(Siltsteine, Ashgill-, „Tonflaserkalk“)

Die ordovizischen Schichten beginnen mit ca. 25 m graugrünen, schwach kalkigen, fossillereen Siltsteinen. Tiefere Gesteinseinheiten werden durch Hangschutt verdeckt. Die Einstufung der Siltsteine erfolgt durch die hangenden 600 cm mächtigen „Tonflaserkalke“ mit einer Fauna des Conodonten-Bereich I¹⁾ (WALLISER, 1964):

Ambalodus triangularis BRANSON & MEHL

Amorphognathus sp.

Plectodina breviramea (WALLISER).

Die Annahme eines größtenteils ordovizischen Alters für den Conodonten-Bereich I wird bei SCHÖNLAUB, 1971 c, ausführlich diskutiert.

Faziell muß diese Abfolge der Stillwasserfazies (SCHÖNLAUB, 1971 a und b) zugeordnet werden.

2. Silur

(Sand. Schiefer, Eisenkalk, Cardiolaniveau, Alticolakalk, *Dubaria megaerella*-Kalk Äquivalente)

Das Silur liegt am Elferspitz in Plöckener Fazies vor (EBNER, 1970) und kann lithologisch folgend gegliedert werden (vgl. Tab. 1, Taf. 1):

a) Sandige Schiefer (Sandsteine)

Diese Schichten können als Äquivalente der Trilobitenschichten des Cellon angesehen werden. 60 cm über dem Liegenden der Schiefer befindet sich eine 40 cm mächtige Sandsteinlage. An Fossilien wurden nur in den hangendsten 50 cm der Schiefer ein Trilobitenrest und

Monograptus sp. ex gr. *priodon* (BRONN)

Retiolites geinitzianus cf. *angustidens* ELLES & WOOD

gefunden (Zone 24—26 = oberste *celloni*- bis tiefste *amorphognathoides*-Zone).

Die Korrelation mehrerer Profile der Plöckener Fazies (GAERTNER, 1931, WALLISER, 1964, FLÜGEL, 1965, SCHÖNLAUB, 1969, 1970, 1971 a und b) zeigt, daß am Elferspitz im Bereich oberster Conodonten-Bereich I bis oberste *celloni*-Zone (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1970) eine Schichtlücke vorliegt und Äquivalente der „Unteren Schichten“ (GAERTNER, 1931) nicht zur Ablagerung gelangten.

Die Ordovizium/Silur-Grenze wird demnach an die Basis der sandigen Schiefer hangend der Ashgill-, „Tonflaserkalke“ gelegt.

¹⁾ Die folgend angeführten Conodontenfaunen repräsentieren Einzelemente.

Der Übergang der Ashgill-„Tonflaserkalke“ zu den konkordant darüber folgenden sandigen Schiefern erfolgt abrupt. Weder im Gelände noch im Schlibbereich ist ein anderes Merkmal als der lithologische Wechsel für die Existenz einer Schichtlücke erkennbar.

b) Eisenkalke

Die Eisenkalke stellen die Äquivalente der Aulacopleuraschichten und des Kalk dar.

Die rötlichbraun anwitternden, dunkelgrauen, dm-gebankten, splittrigen Eisenkalke führen massenhaft „Orthoceren“, die teilweise angelöst wurden. Die knolligen Schichtflächen sind mit stark eisenhaltigen Krusten überzogen. Der Karbonatgehalt steigt von ca. 70% im Liegenden zum Hangenden auf ca. 90% an.

FRECH, 1894, beschreibt aus den Halden des Würmlacher Alpels eine Makrofauna, die nur aus diesem Schichtglied stammen kann: (*Orthoceras potens* BARR., *O. dulce* BARR.?, *O. transiens* BARR., *Murchisonia* sp., *Phacops grimburgi* FRECH?).

Folgende Conodontenzonen (WALLISER, 1964) konnten nachgewiesen werden:

amorphognathoides-Zone:

- Carniodus carnulus* WALLISER
- Ozarkodina gaertneri* WALLISER
- Pterospathodus amorphognathoides* WALLISER

sagitta-Zone:

- Spathognathodus sagitta sagitta* WALLISER

ploeckensis-Zone:

- Hindeodella equidentata* RHODES
- Kockelella variabilis* WALLISER
- Ligonodina silurica* BRANSON & MEHL
- Lonchodina walliseri* ZIEGLER
- Neoprioniodus latidentatus* WALLISER
- Neoprioniodus multiformis* WALLISER
- Ozarkodina fundamentata* WALLISER
- Ozarkodina ziegleri tenuiramea* WALLISER
- Ozarkodina ziegleri ziegleri* WALLISER
- Ozarkodina ziegleri* ssp. indet.
- Plectospathodus extensus* RHODES
- Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES)
- Spathognathodus inclinatus inflatus* WALLISER
- Trichonodella inconstans* WALLISER

Patula- und *crassa*-Zone konnte durch keine charakteristische Fauna erfaßt werden.

Weiters wurden in den tiefsten Anteilen (*amorphognathoides*-Zone) Foraminiferen (*Ammodiscus turbulentus* REITLINGER) und in den hangendsten Partien (*ploeckensis*-Zone) glattschalige Ostracoden gefunden.

c) Cardiolaniveau

Das Cardiolaniveau besteht aus einer Wechsellagerung grauer Kalke (90% Karbonatgehalt) mit mergeligen, schwarzen Schiefen (50% Karbonatgehalt). Die Kalkbänke erreichen eine maximale Mächtigkeit von ca. 20 cm. Das Verhältnis Mergelschiefer : Kalk beträgt 3,5 : 1. Die Kontaktflächen zwischen Kalk und Schiefer sind wellig ausgebildet.

Neben Brachiopoda, Lamellibranchiata (*Cardiola bohémica* BARR., *Cardiola* sp., *Modiolopsis* sp.) und „Orthocera“ wurden die Graptoliten

Monograptus bohémicus (BARR.) und
Monograptus n. sp. (aff. *haupti* ?)

gefunden.

Da bezeichnende Ludlow-Arten fehlen, erfolgt die Datierung vermutlich mit hohem β_1 , über der *leintwardensis*-Zone. Dieser Einstufung entspricht auch die Conodontenfauna der *siluricus*-Zone:

Hindeodella equidentata RHODES
Neoprioniodus sp.
Ozarkodina sp.
Polygnathoides siluricus BRANSON & MEHL
Spathognathodus inclinatus inclinatus (RHODES)
Trichonodella inconstans WALLISER

d) Alticolakalk

Der Alticolakalk gliedert sich in 230 cm massige, graue Kalke und 380 cm dm-gebantke, graue, teilweise rötlich-grau geflammte Kalke mit gerippten „Orthoceren“ (? „*Orthoceras*“ *alticola*).

Neben einspitzigen Conodonten (*Acodus* sp., *Paltodus* sp.) treten Fischzähne (*Oneotodus* sp.) auf.

Der Alticolakalk ist infolge der Lagerung in die *latialatus*- bis ?*eosteinhornensis*-Zone zu stellen. Typische Vertreter der *latialatus*- und *crispus*-Zone konnten jedoch nicht gefunden werden.

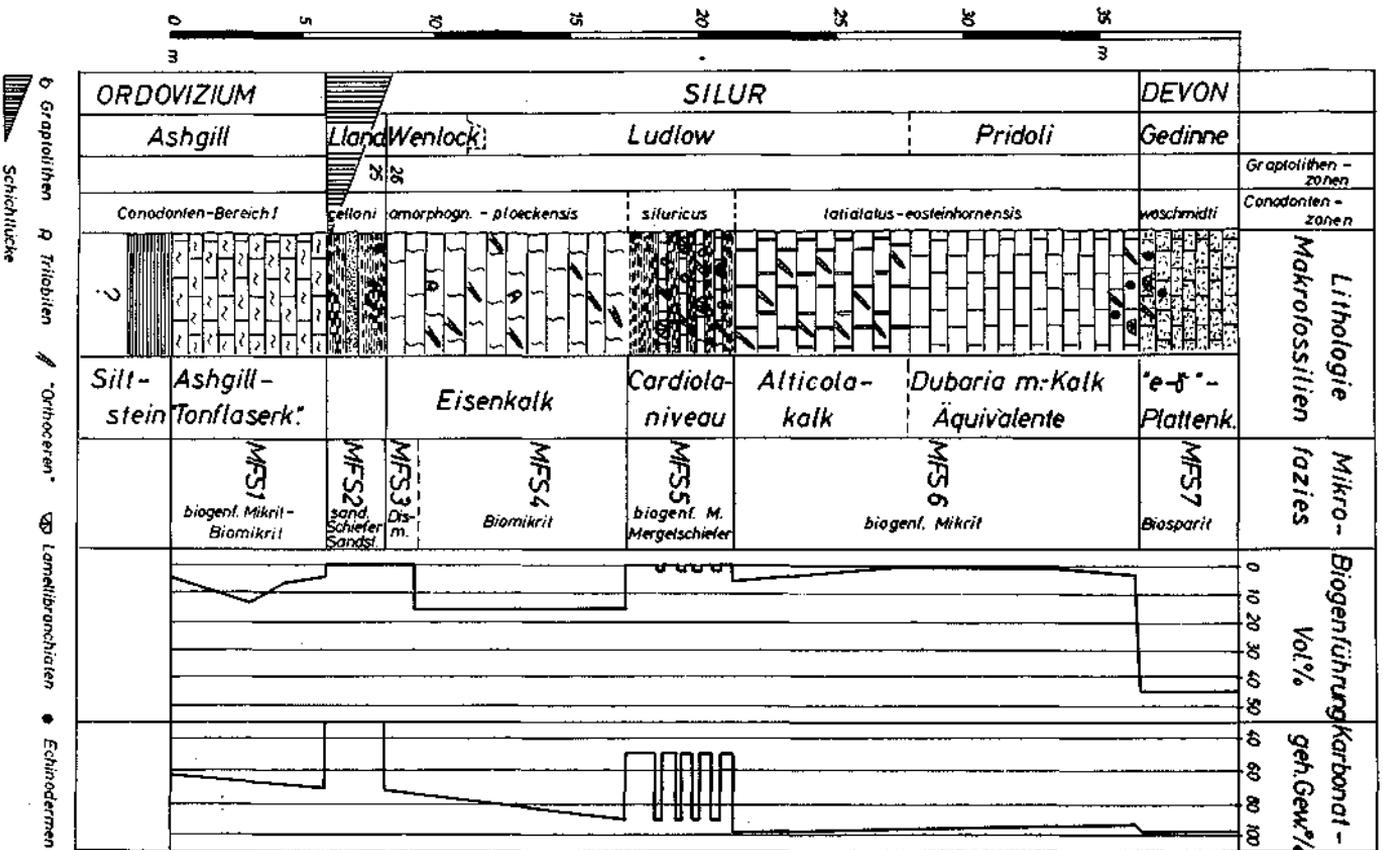
e) *Dubaria megerella*-Kalk Äquivalente

Gelblichbraun anwitternde, graue, plattige, dm-gebantke Kalke (ca. 96% Karbonatgehalt), die erst in den hangendsten 80 cm fossilführend werden und mit

Hindeodella equidentata RHODES
Neoprioniodus sp.
Ozarkodina typica denckmanni ZIEGLER
Ozarkodina media WALLISER
Plectospathodus extensus RHODES
Spathognathodus inclinatus inclinatus (RHODES)
Spathognathodus steinhornensis ssp. indet.
Trichonodella excavata BRANSON & MEHL

in die *eosteinhornensis*-Zone einzustufen sind.

Tab. 1. Die Gliederung des Ordovizium und Silur am Eiferspitz.



MFS 1¹⁾: ca. 600 m (Taf. 1, Fig. 1)

Biogenführender Mikrit bis Biomikrit²⁾, teilweise in dismikritischer Ausbildung.

Der Biogengehalt schwankt zwischen 6 und 11% und gliedert sich der Häufigkeit nach in Echinodermen, Trilobiten, Ostracoden, Calcisphären (oder Radiolarien) und Schalenbruchstücke auf. Als Folge bioturbater Tätigkeit ist die meist gefleckte Textur der Mikrite anzusehen.

Ca. 100 cm unter der Hangendgrenze der „Tonfaserkalk“ finden sich in diesen erstmals vereinzelt Quarzkörner, deren Größe und Anzahl gegen das Hangende der MFS 1 zunimmt.

MFS 2: ca. 220 cm (Taf. 1, Fig. 2)

Sandige Schiefer mit einer eingeschalteten Sandsteinlage.

In den blättrigen Schiefen beträgt der Anteil an Quarzkörnern bis zu 30 Volumsprozenten. In der Sandsteinbank steigt dieser jedoch auf ca. 50% an und nimmt dann gegen das Hangende der Schiefer wieder ab. Die in die Grundmasse lose eingestreuten Quarzkörner weisen die Rundungsklasse IV (PETTIJOHN, 1957) auf. Abbildung 2 zeigt die Verteilung der Korngrößen in der Sandsteinlage. Nach TRASK, 1932, beträgt der Sortierungskoeffizient 1,39. Dies entspricht einem guten Sortierungsgrad (FÜCHTBAUER, 1959).

Lithologisch und durch die Färbung tritt der Gegensatz zu MFS 3 klar zu Tage.

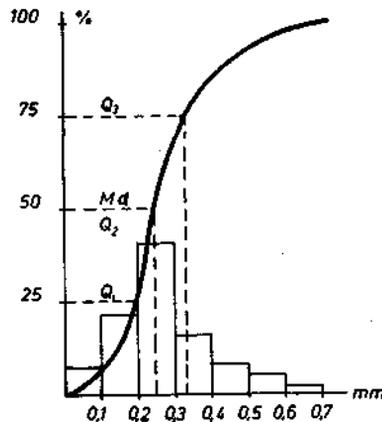


Abb. 2. Histogramm und Summenkurve der Korngrößen aus der Sandsteinbank der MFS 2.

MFS 3: ca. 100 cm (Taf. 1, Fig. 3).

Dismikrite mit gefleckter Textur.

1) MFS = Mikrofaziesschicht.

2) Die mikrofazielle Klassifizierung der Karbonatgesteine folgt dem von FOLK, 1959 und 1961, vorgeschlagenen Schema.

Diese werden von zahlreichen mit hellem Calcit erfüllten Wurmröhren durchzogen. Der flächenhafte Anteil dieser Grabbauten im Schlift beträgt bis zu 16%.

MFS 4: ca. 830 cm (Taf. 1, Fig. 4).

Biomikrite mit teilweise dismikritischer Ausbildung.

Der Anteil der Biogene (Trilobiten, Echinodermen, Mollusken, Brachiopoden, Ostracoden, Schalenbruchstücke und Foraminiferen) beträgt bis zu 15%. Grabgänge und fleckige Textur weisen auf starke Bioturbation hin. Geopetalgefüge treten häufig in Form fossiler Wasserwaagen in Molluskenschalen auf.

Der Mikrofazieswechsel von MFS 3 zu MFS 4, der sich durch die Abnahme der Wurmröhren einerseits und der Zunahme der Biogene andererseits ergibt, drückt sich in der Lithologie nicht aus.

MFS 5: ca. 410 cm.

Wechselagerung von Mergelschiefern mit grauen Kalken.

Mikrofaziell handelt es sich bei den Kalken um biogenführende Mikrite (2% Biogengehalt) mit fleckiger Textur. Die Mergelschiefer weisen eine feine Lamellierung aus hellen calcitischen Lagen mit dunklen Partien „tonreicherer“ Substanz auf. Sie sind stark bioturbat verwühlt. Zu Biogenanreicherungen (Mollusken) kommt es meist an den Kontaktflächen der Mikrite zu den Mergelschiefern.

MFS 6: ca. 1540 cm, (Taf. 1, Fig. 5).

Verschieden farbige **Mikrite** bis biogenführende Mikrite.

Eine teilweise gefleckte Textur ist als Folge bioturbater Tätigkeit aufzufassen. Darauf deuten auch die mit hellem Calcit erfüllten Grabgänge im Hangenden dieser Mikrofazieschicht hin.

Der Gesamtbioengehalt (Echinodermen, Trilobiten, Brachiopoden, „Orthoceren“, Gastropoden und Schalenbruchstücke) schwankt zwischen 0 und 6%. Die biogenreicheren Schichten finden sich in den liegendsten 610 cm, wo hauptsächlich „Orthoceren“ auftreten, und den hangendsten 80 cm der MFS 6.

Die Hangendgrenze zur MFS 7 dokumentiert sich durch den lithologischen Wechsel der *Dubaria megerella*-Kalk Äquivalente zu den „e-γ“ Plattenkalken, die in ihren liegenden Anteilen durch reiche Biogenschuttführung ausgezeichnet sind.

Diagenetische Erscheinungen:

Anreicherungen von Pyritkristallen in Nestern befinden sich in den MFS 2—MFS 5.

Als Folge diagenetischer Drucklösung treten Rückstandssäume und Lösungsfugen (partings) in den Ashgill-„Tonflaserkalken“ und den Eisenkalken, Styolithenflächen 1. Art 1. Ordnung mit flächenparallelem Gefüge ¹⁾ in der MFS 4 und MFS 6 auf.

Dolomitrhomboeder treten in Nestern der MFS 4 und MFS 6 auf.

¹⁾ Die Typisierung diagenetischer Drucklösungserscheinungen folgt, wenn nicht anders angegeben, dem Vorschlag von TRURNIT, 1967 und 1968.

3. Devon

(„e-γ“ Plattenkalke, Unterdevon-Flaserkalkfolge, Klastkalkkomplex, „Bunte Flaserkalke des Oberdevon“)

Unterdevon

Das Unterdevon des Elferspitz erreicht eine Mächtigkeit von ca. 192 m und gliedert sich lithologisch in ca. 86 m „e-γ“ Plattenkalke (Gedinne-? mittl. Siegen), die ca. 100 m mächtige Unterdevon-Flaserkalkfolge (ob. Siegen — ob. Ems) und ca. 6 m Klastkalke (ob. Ems). Die Conodontenführung ist spärlich. Ab dem oberen Siegen treten häufig Tentakuliten und Fischzähne (*Oneotodus* sp.) auf.

Die pelagischen teilweise in Stillwasserräumen abgelagerten „e-γ“ Plattenkalke mit eingeschalteten Biogenschuttbänken (allodapische Kalke nach MEISCHNER, 1964) treten hangend der Plöckener Fazies in der Liegend- und der Hangendeinheit auf.

Die „e-γ“ Plattenkalke der Liegendeinheit können in drei Gesteinsfolgen gegliedert werden:

a) Biogenschuttbänke:

In dieser Folge von m- bis dm-gebankten, schwarzen Plattenkalken werden unterschieden:

- ca. 5 m Biogenschuttbänke mit zahlreichen verkieselten Fossilien.
- ca. 4 m Wechsellagerung biogenführender Bänke, teilweise mit Hornsteinlagen, mit kalkigen Schiefen im Verhältnis 6 : 1.

Der Karbongehalt beträgt zwischen 94 und 99%.

Mikrofaziell (MFS 7, Taf. 1, Fig. 6) handelt es sich um Echinodermenschutt führende Biosparite (ca. 45% Biogengehalt). Sie stellen Äquivalente der MFS 16 und MFS 17 des Cellon (FLÜGEL, 1965) dar. In verkieseltem oder verkiestem Zustand sind Brachiopoda, Gastropoda, Lamellibranchiata, „Orthocera“, glattschalige Ostracoda, *Scyphocrinites* sp., Rugosa, Tabulata (*Favosites* sp., *Thamnopora* sp.) und Heliolitida anzutreffen. Die Conodontenfauna des liegenden Anteiles weist bereits auf *woschmidti*-Zone (Gedinne) hin:

Belodella resima PHILIP
Belodella triangularis STAUFFER
Hindeodella equidentata RHODES
Icriodus woschmidti ZIEGLER
Ozarkodina typica denckmanni ZIEGLER
Spathognathodus steinhornensis remscheidensis ZIEGLER
Trichonodella pinnula PHILIP

FLÜGEL, JAEGER & VAI, 1971, schlagen zur Wahl eines Parastratotyps für die Silur/Devon-Grenze innerhalb der Plöckener Fazies das Profil des Cellon-Lawinenrisses (GAERTNER, 1931, WALLISER, 1964, FLÜGEL, 1965, JAEGER, 1968) und des Findenigkofel (JAEGER & PÖLSLER, 1968, PÖLSLER, 1969) vor. Als Kriterien der Abgrenzung werden in diesen Profilen der lithologische und damit verbundene mikrofazielle Wechsel der *Dubaria megaerella* Schichten zu den „e-γ“

Plattenkalken bzw. deren Äquivalenten und bei Fehlen von Graptolithen das tiefste Auftreten von *Icriodus woschmidti* ZIEGLER herangezogen.

Da am Elferspitz all diese Faktoren in ein und derselben Bank zusammenfallen, wird die Silur/Devon-Grenze mit der Schichtfuge zwischen *Dubaria megerella*-Kalk Äquivalenten und „e-γ“ Plattenkalken festgelegt.

b) Wechsellagerung schwarzer, plattiger Kalke mit Tonschiefern und Lyditen:

In dieser Wechsellagerung überwiegen die Kalke im Verhältnis 3:1 gegenüber den Tonschiefern, Kalkschiefern und Lyditen.

Mikrofaziell handelt es sich um stark umkristallisierte Mikrite. An Fossilien fanden sich nur wenige Conodonten (*Ozarkodina media* WALLISER und *Spathognathodus* sp.).

Datierung: Gedinne/Siegen.

c) Schwarze Plattenkalke:

Der Karbonatgehalt dieser dunkelgrau bis schwarz anwitternden, dm-gebankten Plattenkalke schwankt zwischen 80 und 93%.

Es handelt sich um biogenführende gefleckte Mikrite. An Biogenen sind Echinodermen, Ostracoden, Trilobiten und Schalenbruchstücke erkennbar. Geopetalgefüge in Form fossiler Wasserwaagen in Molluskenschalen zeigen eine aufrechte Lagerung an. Der Großteil der Schiffe zeigt aber eine bereits stark umkristallisierte Grundmasse.

Der liegende Teil dieser Folge lieferte lediglich *Spathognathodus steinhornensis* ssp. indet. der hangende Anteil *Spathognathodus inclinatus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN. Damit und der Tatsache, daß noch keine Tentakuliten auftreten, läßt sich diese Folge vom Gedinne bis unteren Siegen einstufen.

In die schwarzen, dm-gebankten Plattenkalke der Hangendeinheit, in den liegenden Anteilen teilweise wechsellagernd mit Tonschiefern und Lyditen, schaltet sich etwa 9 m unter dem Hangenden dieses ca. 72 m mächtigen Schichtstoßes eine ca. 420 cm mächtige, graue, massige Pelsparitbank ein. Mikrofaziell sind die schwarzen Plattenkalke (91—96% Karbonatgehalt) als biogenführende Mikrite mit gefleckter Textur anzusprechen.

Die liegenden Teile lieferten an Conodonten nur wenige Durchläufer des unteren Unterdevon.

Der hangende Teil einschließlich der Pelsparitbank kann durch das erste Auftreten von *Paranowakia* sp. nach PRIBYL & VANEK, 1968, mit unterem bis mittlerem Siegen eingestuft werden (vgl. PÖLSLER, 1969).

An Conodonten lieferte dieser Bereich:

Hindeodella equidentata RHODES

Icriodus sp.

Ozarkodina media WALLISER

Ozarkodina typica denckmanni ZIEGLER

Plectospathodus extensus RHODES

Spathognathodus inclinatus wurmi BISCHOFF & SANNEMANN

Spathognathodus steinhornensis ssp. indet

Spathognathodus stygius FLAJS

Trichonodella inconstans WALLISER

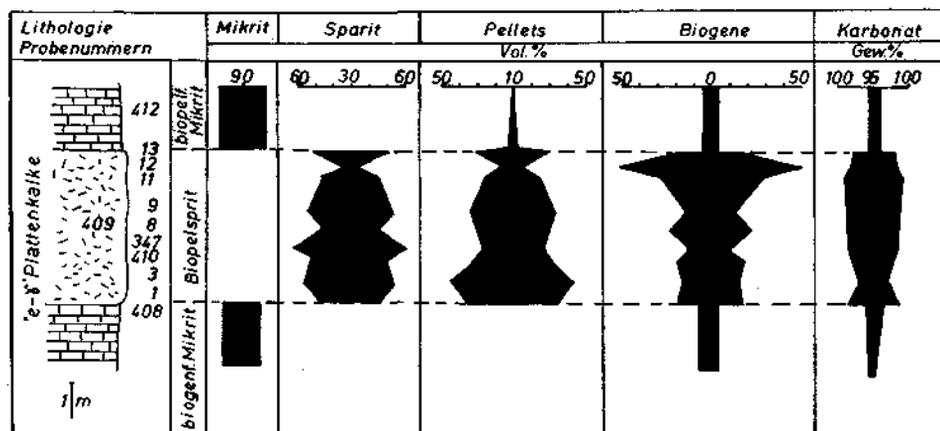
Die Mächtigkeit der Pelsparitbank bleibt im gesamten beobachtbaren Bereich (in einer lateralen Entfernung von ca. 250 m im Streichen) konstant.

Mikrofaziell ist sie in Form von Biopelspariten ausgebildet, wobei der prozentuelle Anteil an Grundmasse, Pellets und Biogenen starken Schwankungen unterworfen ist (Sparit 32—56%, Pellets 15—45%, Biogene 11—52%).

Im allgemeinen läßt sich folgende Abhängigkeit beobachten: In feinkörnigen Partien treten die Biogene zu Gunsten der Pellets und der Grundmasse zurück, während in grobkörnigeren Partien mit hauptsächlich Echinodermenschutt der Prozentsatz an Pellets abnimmt. Innerhalb der Bank ist ein mehrfacher Wechsel von grobkörnigeren Detrituszonen bis zu teilweise lamellierten Pelsparitpartien zu beobachten, wobei manchmal Gradierung auftritt (vgl. Taf. 2, Fig. 1, 2). Sämtliche Biogene der Pelsparitbank sind \pm zerbrochen und erreichen nachstehend angeführte Maximalgrößen:

Echinodermenplatten mit mikritisierten Rändern bis 17 mm, Schalenbruchstücke bis zu 25 mm und Stöcke tabulater Korallen einen Durchmesser bis zu 27 mm.

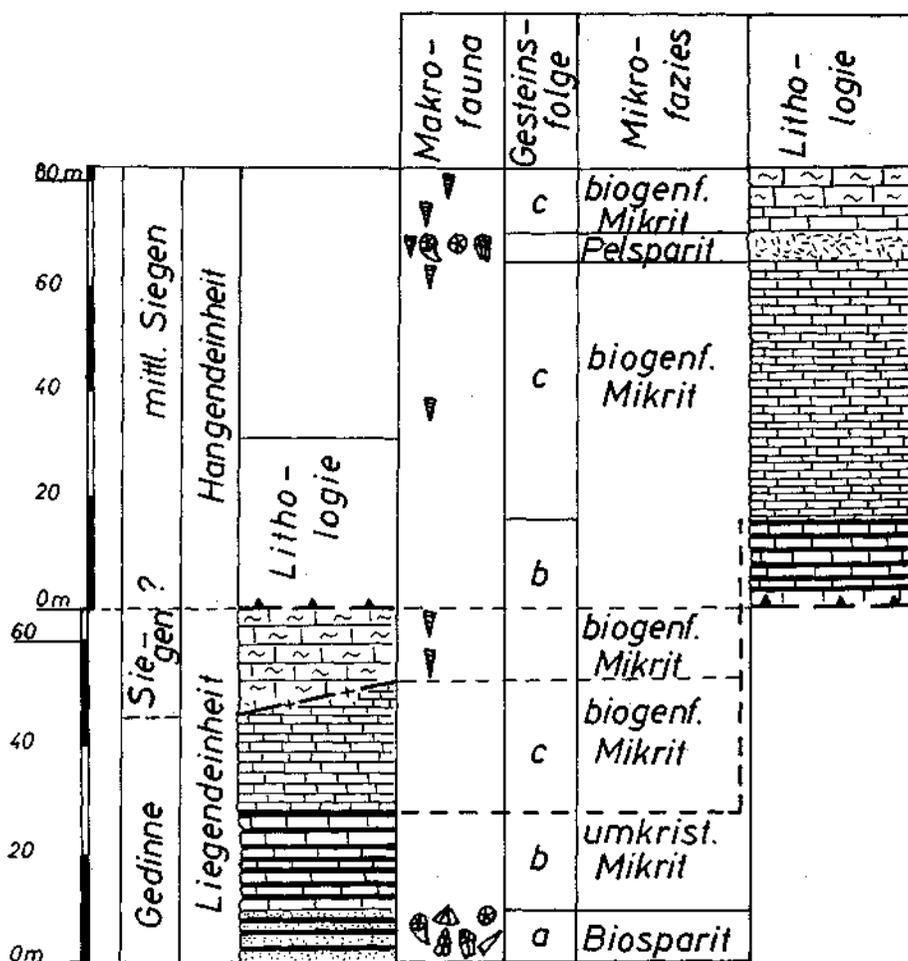
Tab. 2. Mikrofazies und Karbonatgehalt der allodapischen „e- γ “ Pelsparitbank.



Unterschiedlich ist die Zusammensetzung der Fauna aus den Schriffen der Pelsparitbank und des unter- und überlagernden Sediments. Einer pelagischen (autochtonen) Faunenassoziation mit Tentakuliten, Radiolarien und Ostracoden in den plattigen Kalken vom „e- γ “ Typus steht in der Pelsparitbank eine Faunengemeinschaft des flacheren Wassers (allochton) mit hauptsächlich Echinodermen, Korallen, groben Schalenbruchstücken und Brachiopoden gegenüber. Zu einer Vermischung beider Faunenassoziationen kommt es in den feinkörnigen, pelsparitischen Partien der Pelsparitbank. Zwei Arten von Geopetalgefügen sind beobachtbar.

1. Gradierung zeigt eine aufrechte Lagerung der Pelsparitbank an.
2. Fossile Wasserwaagen in Brachiopodenschalen geben verschiedene Richtungen an und deuten so auf eine Umlagerung der Komponenten innerhalb der Pelsparitbank.

Tab. 3. Korrelation der „e-γ“ Plattenkalke der Liegend- und der Hangendeinheit.



 biogenschutt. schwarze Plattenkalke

 Flaserkalke

 dunkelgrau-schwarze Plattenkalke

 massige graue Kalkbank

 Kalk- u. Tonschiefer Lydite

 Deckengrenze

 Störung

 Gastropoden

 Lamellibranchiaten

 Echinodermen

 Orthoceren

 rugose Korallen

 tabulate Korallen

 Tentakuliten

Die scharfe Untergrenze der Pelsparitbank drückt sich auch in der Mikrofazies und im Karbonatgehalt aus (vgl. Tab. 2). Die Hangendgrenze bildet sich in der Mikrofazies nicht so scharf ab, als die Liegendgrenze. Die überlagernden „e-γ“ Plattenkalke sind mikrofazial als biopelmikritische Kalke zu bezeichnen.

Häufig treten in der Pelsparitbank dolomitisierte Partien auf. Nach MISK, 1970, könnte von einer selektiven Ersetzung der Grundmasse durch Dolomit gesprochen werden. Auffallend ist die Bevorzugung der primär feinkörnigen (pelsparitischen) Partien für eine derart selektive Dolomitierung.

Da in beiden tektonischen Einheiten des Elferspitz auftretende silurische Gesteine eine idente Ausbildung in Lithologie und Mikrofazies zeigen, so kann auch für die unmittelbar darüber folgenden „e-γ“ Plattenkalke ein gemeinsamer Ablagerungsraum angenommen werden. Eine Korrelation der „e-γ“ Plattenkalke beider tektonischer Einheiten zeigt Tabelle 3. Dadurch ergibt sich für diese eine Gesamtmächtigkeit von ca. 86 m und eine stratigraphische Reichweite vom Gedinne bis ? mittleren Siegen.

Die ca. 100 m mächtige Unterdevon-Flaserkalkfolge tritt unmittelbar im Hangenden der „e-γ“ Plattenkalke auf.

Im Gelände sind gelblichbraune, manchmal rötlichbraun anwitternde, Tentakuliten-führende, graue, dm-gebankte Flaserkalke (87—94% Karbonatgehalt) anzutreffen. Dazwischen sind häufig grau anwitternde, manchmal gradierte, dm-gebankte Biogenschuttbänke (Karbonatgehalt ca. 98%) eingelagert.

Im liegenden Teil der Flaserkalkfolge ist etwa ein Drittel in Form von Biogenschuttbänken ausgebildet (BANDEL, 1970). Gegen das Hangende der Flaserkalkfolge nimmt der Prozentsatz an Biogenschuttbänken zu. Im oberen Ems verhalten sich die Flaserkalke zu den Biogenschuttbänken wie 1 : 3,8.

Diese Entwicklung wird zur pelagischen R a u c h k o f e l f a z i e s (GAERTNER, 1931) gestellt, wobei die Biogenschuttbänke als Ablagerungen aus Trübeströmen aufgefaßt werden.

Die stratigraphische Einstufung erfolgt durch das häufige Auftreten von Nowakien in den liegenden Anteilen und das Vorkommen von *Polygnathus costatus* ssp. indet., *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE und *Spathognathodus carinthiacus* SCHULZE zusammen mit *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER in den hangenden Partien mit ? oberen Siegen bis oberen Ems.

Folgende Conodontenfauna wurde gefunden:

Belodella sp.

Hindeodella priscilla STAUFFER

Icriodus latericrescens bilatericrescens ZIEGLER

Icriodus latericrescens latericrescens BRANSON & MEHL

Neoprioniodus excavatus (BRANSON & MEHL)

Ozarkodina media WALLISER

Ozarkodina typica denckmanni ZIEGLER

Pelekygnathus serratus JENTZSCH

Plectospathodus extensus RHODES

Polygnathus costatus ssp. indet.

Polygnathus debiscens PHILIP & JACKSON

Polygnathus linguiformis foveolatus PHILIP & JACKSON

Polygnathus linguiformis linguiformis HINDE

Polygnathus linguiformis ssp. indet.

Roundya sp.
Spathognathodus carinthiacus SCHULZE
Spathognathodus cf. exiguus exiguus PHILIP
Spathognathodus inclinatus wurmi BISCHOFF & SANNEMANN
Spathognathodus steinhornensis steinhornensis ZIEGLER

Entsprechend der verschiedenen lithologischen Ausbildung treten auch unterschiedliche Mikrofaziestypen auf.

I. Flaserkalke

II. Biogenschuttbänke

- a) Mikrit bis biogenführender Mikrit
- b) Pelsparit

- a) Biopelsparit
- b) Enkrinit
- c) Intrabiopelsparit (Klastkalk)

Der Biogengehalt der homogenen bis gefleckten Mikrite (Taf. 2, Fig. 3) schwankt zwischen 0 und 8%. Der Häufigkeit nach treten Tentakuliten (der Gattungen *Styliolina*, *Nowakia* und *Viriatellina*), Trilobiten, Echinodermen, Radiolarien, Ostracoden, Schalenbruchstücke und ganz selten rugose Korallen und Cephalopoden auf. Die Biogene sind meist in Form sekundärer, calcitischer Ausfüllung erhalten. Ihre Anordnung läßt häufig auf bioturbate Verwühlung schließen. Fossile Wasserwaagen weisen auf eine aufrechte Lagerung hin. Untergeordnet finden sich auch Pellets und Mikritklaste.

In fast allen Schliffen sind Lösungserscheinungen zu beobachten. \pm schichtparallele Styloolithenflächen sind kaum anzutreffen. Parallel zu den Schichtflächen treten nur Rückstandssäume auf.

Styloolithenflächen sind überwiegend vertikal oder geneigt und können nach TRURNIT, 1967, als Styloolithenflächen 1. Art 1. Ordnung mit diffusem Gefüge, nach PARK & SCHOT, 1968, als „interconnected nerwort stylolites“ bezeichnet werden.

Die welligen Rückstandssäume (ca. 1 Saum/cm) oder Lösungsfugen (partings) können als Styloolithenflächen in ausgereiftem Zustand angesehen werden. Die Dicke der hier angereicherten Substanz, die eine gelbbraune bis graugrüne Färbung besitzt, beträgt oft bis zu 2,5 mm und setzt sich aus relativ schwer löslichen Mineralien, Biogenresten, Lösungsklasten und spätdiagenetischen Mineralbildungen (Pyrit, Dolomit) zusammen.

Die Rückstandsreicherungen treten entweder im mikritischen Material auf oder sie befinden sich zwischen mikritischem und etwas grobkörnigerem pelsparitischem Material. So wird oft eine scharfe Grenze zwischen Mikrit und Pelsparit vorgetäuscht. Bemerkenswert ist auch die Anreicherung spätdiagenetisch entstandener Mineralien (Pyrit, Dolomit) in bzw. entlang dieser Lösungssäume.

Pyrit-Pentagondodekaeder finden sich in großen Mengen in den Lösungsrückständen angereichert.

(In Schliff 276 befinden sich z. B. innerhalb eines Rückstandssaumes ca. 6500 Kristalle pro cm². In den darüber liegenden mikritischen Kalken ist überhaupt kein Pyritkristall zu beobachten. Erst im folgenden Rückstandssaum finden sich wieder ca. 5000 Kristalle pro cm².)

Die Deutung der \pm schichtparallelen Anreicherungen schwer löslicher Substanzen als Drucklösungerscheinungen ergibt sich aus folgendem:

1. Auftreten von calcitgefüllten Tentakulitenschalen, die sich an der Unterseite der Lösungssäume befinden und zum Teil der Drucklösung zum Opfer fielen.
2. In der un- bzw. schwer löslichen Matrix der Rückstandssäume „schwimmen“ Fossilreste (Tentakuliten, Echinodermen) und Mikritklaste, die als nicht gelöstes Relikt des ehemals mikritischen Sediments betrachtet werden.

Die teilweise fleckigen, biogenführenden Pelsparite zeigen etwa folgende Zusammensetzung:

55% Pellets, 43% Sparit, max. 2% Biogene.

An Biogenen treten Tentakuliten, Echinodermen und Schalenbruchstücke auf. Diese pelsparitischen Partien treten eingeschaltet in der mikritischen Mikrofazies auf, wobei zu beobachten ist, daß der primär sedimentäre Übergang beider Sedimenttypen immer durch Drucklösung verschleiert ist.

Die Biopelsparite setzen sich folgend zusammen: Sparit 38—51%, Pellets 37—46%, Biogene 13—20%. An Biogenen sind Echinodermen mit mikritisierten Rändern, Tentakuliten (Styliolinen und Nowakien), Bruchstücke tabulater Korallen (Durchmesser bis zu 30 mm) und Schalenbruchstücke zu finden. Eine ausgezeichnete Gradierung ist häufig.

In den grobkörnigen Partien dieser Gradierung tritt überwiegend Biogenschutt auf, während zum Hangenden hin die feinkörnigeren, pelsparitischen Anteile überwiegen. Infolge des hohen Karbonatgehaltes (ca. 98%) finden sich nur wenige Anzeichen von Drucklösung. Die Stylolithenflächen besitzen nur schwach ausgeprägte Rückstandssäume und sind meist schräg zur Schichtung orientiert.

Die Enkrinite bestehen fast zu 100% aus Echinodermenschutt. Stellenweise sind die Echinodermenplatten fast zur Gänze mikritisiert und häufig ist „rim-cementation“ zu beobachten.

Als Beispiel der Kornzusammensetzung wird die Kornverteilung zweier Enkrinitbänke angegeben (Abb. 3). Der Sortierungskoeffizient (TRASK, 1932) liegt zwischen 1,23 und 1,32. Dies entspricht einem sehr guten bis guten Sortierungsgrad (FÜCHTBAUER, 1959).

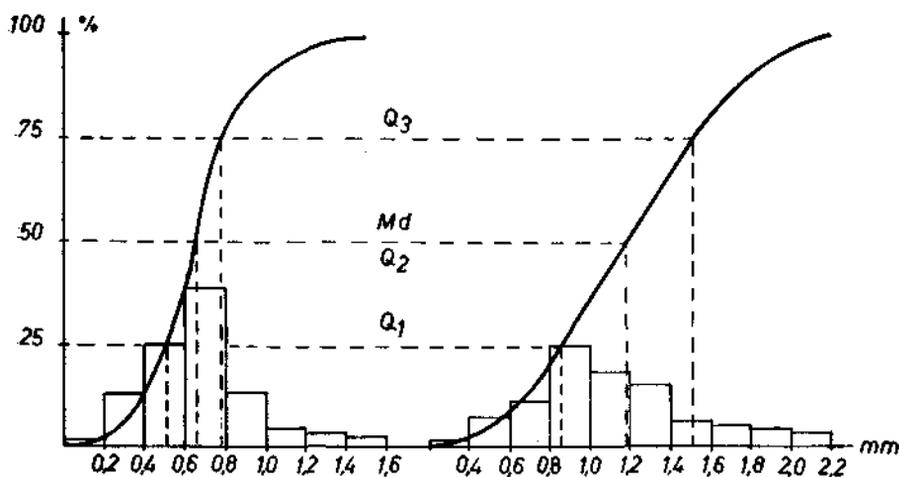


Abb. 3. Histogramm und Summenkurve der Korngrößen aus Biogenschuttbänken der Unterdevon-Flaserkalkfolge.

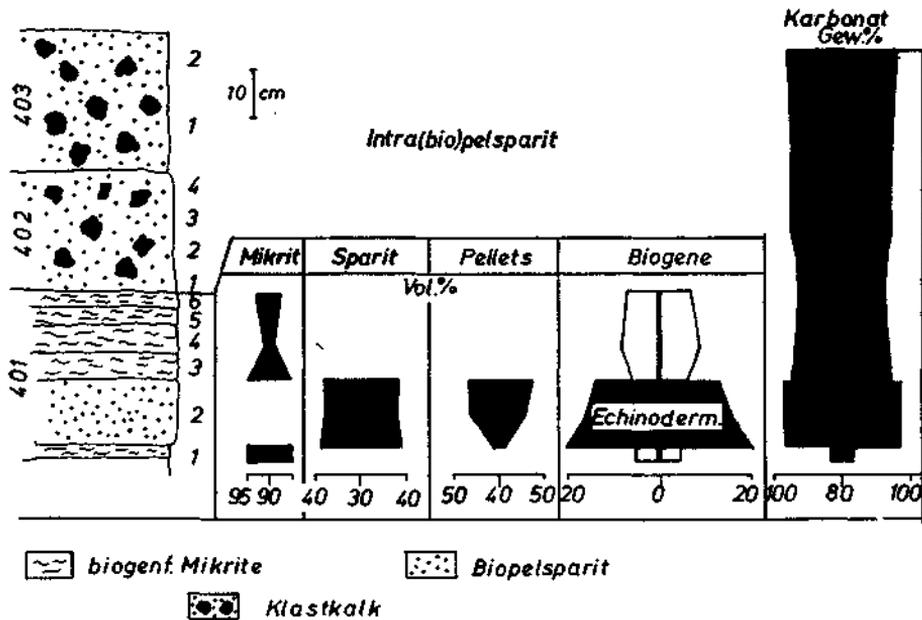
Die Intrabiopelsparite (Klastkalkpartien) der Flaserkalkfolge bestehen aus einigen cm-großen Lithoklasten verschiedener mikrofazieller Zusammensetzung, wobei die ehemaligen Lithoklastengrenzen stylolithisch überprägt wurden. Hinsichtlich ihrer Mikrofazies unterscheiden sich biopelsparitische von

teilweise biogenführenden mikritischen Klasten. Als Komponenten der Klaste treten Biogene (in der Ausbildung wie in den oben erwähnten Mikrofaziestypen), Ooide (max. Durchmesser 0,25 mm) und Pellets (max. Durchmesser 0,25 mm) auf.

Die Zusammensetzung der Klaste einer Mikrofazies ist starken Schwankungen unterworfen (z. B. Pelsparitklaste: Sparit 46—64%, Pellets 31—43%, Biogene 5—10%, Ooide 0—0,5%).

Tabelle 4 zeigt die Aufeinanderfolge der Mikrofaziestypen in einem 90 cm mächtigen Detailprofil aus dem hangenden Teil (oberen Ems) der Unterdevon-Flaserkalken. Zumindest für den hangenden Teil kann diese Abfolge als repräsentativ angenommen werden.

Tab. 4. Die Abfolge der Mikrofaziestypen in einem Detailprofil aus den hangenden Anteilen (oberes Ems) der Unterdevon-Flaserkalkfolge.



Mitteldevon

Das gesamte Mitteldevon wird am Elferspitz vom Klastkalkkomplex eingenommen. Dieser wird folgend definiert:

Hellgrau anwitternde, ungebantete, massige Kalke (Karbonatgehalt ca. 98%) mit bis zu einigen cm-großen Biogen- und Gesteinsbruchstücken, deren Grenzen oft stark stylolithisch überprägt wurden. Ein einheitlicher Mikrofaziestyp ist nicht anzugeben, da die Typen lateral und vertikal rasch wechseln.

Die Abgrenzung gegen die im Liegenden befindliche Unterdevon-Flaserkalkfolge ist im Gelände recht schwierig vorzunehmen, da im hangenden Anteil der pelagischen Flaserkalkfolge immer mehr Biogenschuttbänke eingelagert werden, die teilweise in Form von Klastkalklagen ausgebildet sind. Sie werden solange der Flaserkalkfolge zugeordnet als sie mit mikritischen Tentakulitenkalken wechsellagern und eine Bankung besitzen.

Faziell wird der Klastkalkkomplex als ein Übergangsbereich der pelagischen Rauchkofelfazies zu einem Seichtwasser-raum angesehen. Die Schwierigkeit der lithologischen Abgrenzung von der Unterdevon-Flaserkalkfolge, die undeutliche Lagerung der massigen Klastkalke und die in diesem Bereich auftretenden Störungen bringen es mit sich, daß die Mächtigkeit dieses Komplexes nicht genau anzugeben ist. Sie schwankt in den einzelnen Profilen zwischen 28 und 36 m. Zu diesen Schwierigkeiten treten auf Grund der spärlichen Conodontenführung noch stratigraphische.

Die Grenze des Mitteldevon zum Unter- und Oberdevon läßt sich infolge oben erwähnter Gründe nicht genau erfassen. Zumindest die liegendsten 6 m des Klastkalkkomplexes gehören, wie die unten angeführte Fauna zeigt, noch dem oberen Ems an.

Hindeodella sp.

Ozarkodina typica denckmanni ZIEGLER

Polygnathus linguiformis linguiformis HINDE

Polygnathus linguiformis ssp. indet.

Spathognathodus carinthiacus SCHULZE

Da die hangendsten 4 m der Klastkalke bereits eine Fauna des tiefsten Oberdevon (do Ia, untere *asymmetricus*-Zone) lieferten, verbleiben für das gesamte Mitteldevon noch ca. 25 m.

Die Conodontenfaunen wiesen im Eifel die *kockelianus*-Zone und im Givet die *varcus*-Zone nach.

Eifel (*kockelianus*-Zone):

Polygnathus eiflii BISCHOFF & ZIEGLER

Polygnathus kockelianus BISCHOFF & ZIEGLER

Polygnathus robusticostatus BISCHOFF & ZIEGLER

Polygnathus pseudofoliatius WITTEKINDT

Givet (*varcus*-Zone):

Hindeodella sp.

Polygnathus varcus STAUFFER

do Ia (untere *asymmetricus*-Zone):

Ancyrodella sp.

Ozarkodina sp.

Polygnathus asymmetricus ssp. indet.

Prioniodina prona (HUDDLE)

Roundya sp.

Bei den Biogenen, die meist in Form von einigen cm-großen Bruchstücken vorliegen, treten hauptsächlich tabulate Korallen (*Favosites* sp., *Thamnopora* sp.), Stromatoporen, Rugosa und bäumchenförmige Bryozoa auf.

In Bezug auf mikrofaziale Ausbildung lassen sich zwei verschiedene Mikrofaziestypen, ein feinkörniger mikritischer bzw. pelsparitischer und ein grobkörniger, sehr heterogen zusammengesetzter, intrabiopelsparitischer unterscheiden (Taf. 2, Fig. 4).

Die gefleckten Mikrite (ca. 98% Karbonatgehalt) führen bis zu 6% Calcisphären und teilweise auch Pellets. Vereinzelt treten Echinodermenreste mit einem Durchmesser bis zu 0,35 mm auf. Die Stylolithenflächen (ca. 3 pro 4 cm) sind als Stylolithenflächen 1. Art 1. Ordnung mit flächenparallelem Gefüge zu klassifizieren.

Der pelsparitische Typ zeichnet sich durch seine Feinkörnigkeit aus, wobei die Korngrößen sämtlicher Komponenten unter 0,25 mm liegen. Pellets und Sparit verhalten sich etwa im Verhältnis 1 : 2. Untergeordnet treten Calcisphären, Echinodermenreste und Ooide in diesem Mikrofaziestyp auf.

Im grobkörnig-detritischen Mikrofaziestyp (Intrabiopelsparite) wird als Grundmasse das Material angesprochen, das sich zwischen den Intraklasten und den oft bis zu einigen cm-großen Korallen- bzw. Stromatoporenbruchstücken befindet. Sie ist biopelsparitisch bzw. mikritisch. Die Verteilung der Komponenten ist starken Schwankungen unterworfen wobei unter den Biogenen die Echinodermen (max. Größe bis zu 3,5 mm) dominieren. Häufig zeigt sich „rim-cementation“ oder eine teilweise bis vollständige Mikritisierung der Echinodermenplatten. Auch führt die Grundmasse dieses Mikrofaziestyps untergeordnet (max. bis 0,5%) Ooide.

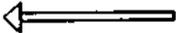
In Form und Größe (bis zu einigen cm) sehr variable Komponenten sind in der oben beschriebenen Grundmasse eingelagert. Hinsichtlich ihrer Mikrofazies entsprechen die Intraklaste dem feinkörnigen mikritischen bzw. pelsparitischen Typ innerhalb des Kalkkalkkomplexes. Es sind sowohl gerundete als auch eckige Formen anzutreffen. Meist wurden die Korngrenzen der Intraklaste stylolithisch überprägt.

An organischen Komponenten treten Korallen, Stromatoporen und Bryozoenbruchstücke auf. Auf geringe Abrollung dieser Komponenten weisen eckige Bruchstückformen und in einigen Fällen auch das Vorhandensein eines Polyparrandes bei tabulaten Korallenstöcken hin. Die Anordnung der einzelnen Komponenten in der Grundmasse läßt keine Gesetzmäßigkeit erkennen. Nur in einigen Fällen ist eine Einregelung der Korallen bzw. Intraklaste nach ihrer Längsachse angedeutet. Weiters wurde beobachtet, daß die biogenführenden Mikrite ohne jede Regelmäßigkeit und scharfe Grenze in die Biopelsparite bzw. Pelsparite übergehen, oder biopelsparitische Nester in den Mikriten auftreten.

Oberdevon

Die liegenden Anteile (ca. 4 m) des Oberdevon im *do Ia* gehören noch dem Kalkkalkkomplex an (vgl. S. 172). Ohne jeden Übergang setzt die pelagische Flaserkalkentwicklung („Bunte Flaserkalke des Oberdevon“) der Rauchkofelfazies in der unteren *asymmetricus*-Zone über dem Kalkkalkkomplex ein.

Tab. 5. Lithologische und mikrofazielle Gliederung des Oberdevon und Unterkarbon am Elferspitz.

		Lithologie	Mikrofazies
cu I		3m Cephalopodenkalke	Biomikrite
do VI	"Bunte Flaserkalke des Oberdevon"	25m grau-weiß gefleckte Flaserkalke	Mikrite u. Pelsparite
do IIβ			
		51m grau-rot gefleckte Flaserkalke	Intrapel-sparite u.  Pel-sparite
		Biomikrite - biogenf. Mikrite	
do Iα		Klastkalkkomplex	
dm			

10 m

Diese Serie ist lithologisch folgend gliederbar (Tab. 5):

- ca. 51 m: dm-gebankte, vorwiegend hellgrau-rot gefleckte Flaserkalke (Karbonatgehalt ca. 90%), die in den liegenden Partien noch Lagen hellgrau-dichter und dunkelgrau-grobspätiger Kalke (Karbonatgehalt ca. 98%) beinhalten.
Strat. Reichweite: do Iα—do IIβ.
- ca. 25 m: m-gebankte, vorwiegend grau-weiß gefleckte Flaserkalke (Karbonatgehalt ca. 96—98%). Charakteristisch für beide Flaserkalktypen ist das Auftreten von Rückstandshäuten, die im cm-Abstand in einem unregelmäßigen Netz die gefleckten Karbonatpartien durchziehen.
Strat. Reichweite: do IIβ—do V.

c) ca. 3 m: dm-gebankte, hellgrau anwitternde, dunkelgraue Cephalopodenkalke (Karbonatgehalt ca. 93—97%).

Strat. Reichweite: do VI—cu I.

Die Conodontenführung erlaubt etwa folgende Mächtigkeitsangaben:

do I	ca. 25 m
do II	ca. 37 m
do II/III	ca. 5 m
do III—IV	ca. 9 m
do V—VI	ca. 4 m

Die Abfolge der Conodontenzonen nach ZIEGLER, 1962 und 1969 findet sich bestätigt. Die Faunenzusammensetzung ist aus Tabelle 7 ersichtlich.

Neben Conodonten treten im do II β und im do VI folgende Foraminiferen auf. do II β (untere *quadrantinodosa*-Zone):

Hyperammina rockfordensis GUTSCHICK & TRECKMAN

Hyperammina supergracilis BLUMENSTENGEL

Hyperammina sp.

Psammosphaera sp.

Tolypammina irregularis BLUMENSTENGEL

Tolypammina sp.

do VI (*costatus*-Zone):

Hyperammina constricta GUTSCHICK & TRECKMAN

Hyperammina devoniana CRESPIN

Hyperammina rockfordensis GUTSCHICK & TRECKMAN

Hyperammina stabilis BLUMENSTENGEL

Hyperammina sp.

Lagenammina sp.

Psammosphaera sp.

Thurammina congesta GUTSCHICK, WEINER & YOUNG

Thurammina triradiata GUTSCHICK & TRECKMAN

Tolypammina irregularis BLUMENSTENGEL

Tolypammina sp.

Webbinelloidea hemisphaerica STEWART & LAMPE

Entsprechend der makroskopischen Gliederung der „Bunten Flaserkalke des Oberdevon“ ist auch eine mikrofazielle Gliederung möglich (vgl. Tab. 5).

Die liegendsten 20 cm im do Ia sind rötlich-grau gefleckte Tentakulitenmikrite (Taf. 3, Fig. 1), die einen Biogengehalt (Styliolinen) bis zu 11% aufweisen.

Wühlgefüge sind in Form von Styliolinenanreicherungen an der Außenseite von Grabgängen zu beobachten. Augenfällig ist, daß Tentakuliten weder im liegenden Klastkalk noch in den hangend folgenden Mikriten bzw. Pelspariten auftreten.

Hangend der Tentakulitenmikrite treten rötlich-grau gefleckte Mikrite bis biogenführende Mikrite auf. An Biogenen sind hauptsächlich Mollusken, Brachiopoden, Echinodermen und Radiolarien anzuführen. Charakteristisch sind zahlreiche mit klarem Calcit gefüllte Bohrgänge. Sie und die gefleckte Textur weisen auf starke bioturbate Tätigkeit hin. Auf die unterschiedliche Durchwühlung des Sediments wird auch das rot-grau gefleckte Aussehen zurückgeführt.

Geopetalgefüge (fossile Wasserwaagen) weisen im liegenden Anteil des Elferspitz E-Profiles auf eine aufrechte Lagerung und in den hangenden Anteilen auf eine inverse Lagerung hin. Sie wird auch durch die Abfolge der Conodontenfauna belegt.

Submarine Lösungserscheinungen sind von spätdiagenetischen Drucklösungserscheinungen zu unterscheiden. Erstere verursachen an manchen Stellen ein unregelmäßiges Netz von unlöslichen bzw. relativ schwer löslichen Rückständen, die sich von den diagenetischen Drucklösungserscheinungen dadurch unterscheiden, daß nicht überall scharfe Grenzen der Lösungsnähte anzutreffen sind. Die unlösliche Substanz weist entweder eine scharfe Grenze auf, die aber nicht so stark suturiert wie bei Styolithbildungen ist, oder sie geht wolkig in die mikritischen Partien über. In der unlöslichen Substanz „schwimmen“ häufig Lösungsklaste. Durch Bohrgänge werden diese Lösungsrelikte durchzogen.

Manchmal wird ein richtiges Relief (Reliefunterschiede bis zu 5 mm) ausgebildet, das durch einen Rückstandssaum markiert wird. Über diesem Saum folgt eine intrapelsparitische gradierte Turbiditmasse, die das Relief vollkommen ausfüllt (vgl. Taf. 3, Fig. 4). Die Lösung muß vor der Ablagerung der Turbiditmasse erfolgt sein.

Styolithenflächen 1. Art 1. Ordnung mit flächenparallelem bis vergittertem Gefüge und Lösungsfugen (partings) müssen dagegen als spätdiagenetisch entstanden angesehen werden, da sie Calcitklüfte versetzen.

Die einheitlich grauen Partien ohne Lösungserscheinungen innerhalb der grau-rot gefleckten Flaserkalke werden von Pelspariten (Taf. 3, Fig. 2) gebildet. Sie bestehen ungefähr aus 58% Sparit und 42% Pellets. Untergeordnet treten auch Ooide auf. Die Korngrößen sämtlicher Komponenten dieses Mikrofaziestyps liegen im Bereich von 0,1—0,2 mm. Bisweilen sind in den grauen Kalktypen auch gradierte biogenführende Intrapelsparite (Taf. 3, Fig. 3, 4) entwickelt. Die Intraklaste erreichen einen maximalen Durchmesser bis zu 14 mm, die Biogenreste (Echinodermenschutt bzw. Brachiopodenschalen) eine Größe bis zu 2 bzw. 5 mm und können in der mikritischen Unterlage nicht beobachtet werden.

Zusammen mit den feinkörnigen Komponenten der Intrapelsparite (Pellets und Ooide) werden sie als allochtone Komponenten angesehen. Die Brachiopodenschalen zeigen eine Längseinregelung und liegen oft dachziegelartig (Imbrication) übereinander.

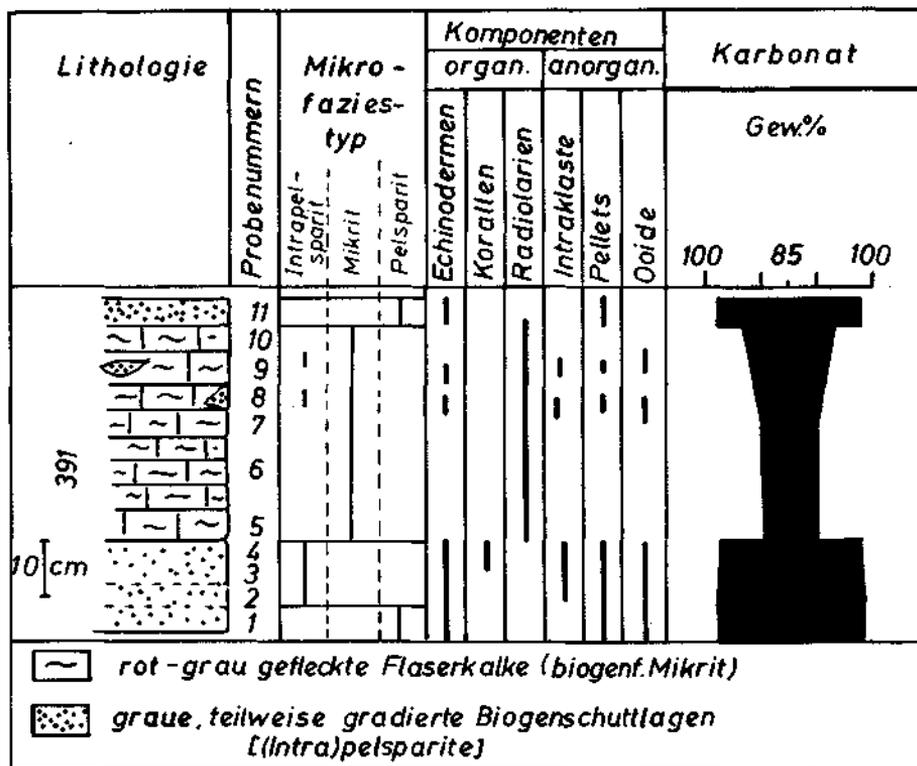
Tabelle 6 zeigt den Wechsel der einzelnen Mikrofaziestypen in einem 60 cm mächtigen Detailprofil innerhalb der grau-rot gefleckten Flaserkalke im do II β .

Innerhalb des do II β geht ein mikrofazialer Wechsel vor sich.

Die ab nun auftretenden grau-weiß gefleckten Mikrite zeigen häufig pelsparitische Einlagerungen, die vorhin genanntem Pelsparittypus entsprechen (Taf. 3, Fig. 5). Lediglich die Korngrößen sind noch geringer. Die Mächtigkeit dieser Einschaltungen liegt im mm-Bereich. In den hangenden Teilen dieser Einlagerungen nehmen die Korngrößen der Pelsparite ab und sie gehen allmählich in die Mikrite über. Eine Gradierung und eine Anreicherung von Schalenbruchstücken ist häufig in diesen Lagen zu beobachten. Die Mikrite zeigen eine gefleckte Textur und führen an Biogenen Radiolarien, Schalenbruchstücke und vereinzelt Echinodermen. Häufig treten Grabgänge auf.

Submarine Lösungserscheinungen und Styolithenflächen 1. Art 1. Ordnung mit flächenparallelem und vergittertem Gefüge sind häufig. Letztere treten meist an den Grenzen Mikrit-Pelsparit auf.

Tab. 6. Abfolge der Mikrofaziestypen in einem Detailprofil der „Bunten Flaserkalke des Oberdevon“ im do II β .



Ein mikrofazialer Wechsel vollzieht sich etwa an der Wende do V/VI. Ab nun treten bis ins cu I (*Siphonodella-triangularis inaequalis*-Zone) dunkelgraue, gefleckte Biomikrite auf.

Das Maximum der Biogenführung (bis 12%) innerhalb dieses Mikrofaziestyps liegt im Bereich der mittleren bis oberen *costatus*-Zone (do VI). Schalenbruchstücke, Cephalopoden, Echinodermen, Ostracoden, Trilobiten und Radiolarien setzen die Fauna zusammen. Geopetalgefüge in Form fossiler Wasserwaagen in Cephalopodengehäusen und Styrolithenflächen 1. Art 1. Ordnung mit flächenparallelem Gefüge treten häufig auf.

4. Karbon

(Cephalopodenkalk, Hochwipfelkarbon)

Die hangendste lithologische Einheit der „Bunten Flaserkalke des Oberdevon“, die 3 m mächtigen Cephalopodenkalk, setzen sich bis in das Unterkarbon fort. Davon entfallen auf das cu I (*Siphonodella sulcata*-*Protognathodus kockeli*-Zone und *Siphonodella-triangularis inaequalis*-Zone) maximal 170 cm.

Polygnathus communis communis BRANSON & MEHL
Polygnathus inornatus E. R. BRANSON
Polygnathus purus purus VOGES
Polygnathus purus subplanus VOGES
Polygnathus vogesi ZIEGLER
Protognathodus collinsoni ZIEGLER
Protognathodus kockeli (BISCHOFF)
Protognathodus meischmeri ZIEGLER
Pseudopolygnathus dentilineatus E. R. BRANSON
Pseudopolygnathus marginatus (BRANSON & MEHL)
Pseudopolygnathus triangulus inaequalis VOGES
Siphonodella duplicata (BRANSON & MEHL)
Siphonodella sulcata (HUDDLE)

Die Fixierung der Devon/Karbon-Grenze erfolgt hangend der *Protognathodus*-Fauna (ZIEGLER, 1969) mit dem Einsetzen der charakteristischen Formen der *Siphonodella sulcata*-*Protognathodus kockeli*-Zone.

Über die conodontenstratigraphischen Verhältnisse an der Devon/Karbon-Grenze des Elferspitz wird gesondert berichtet werden.

Neben Conodonten treten noch zahlreiche Foraminiferen auf:

Hyperammina constricta GUTSCHICK & TRECKMAN
Hyperammina stabilis BLUMENSTENGEL
Hyperammina sp.
Lagenammina sp.
Psammosphaera sp.
Tolypammina irregularis BLUMENSTENGEL
Tolypammina sp.
Webbinelloidea hemisphaerica STEWART & LAMPE
 Foraminifere sp. A

Die Foraminiferenfaunen aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Elferspitz sollen in einer eigenen Arbeit behandelt werden.

Die mikrofaziale Ausbildung dieser cu-Kalke entspricht den oberdevonen Anteilen der biomikritischen Cephalopodenkalke (vgl. S. 179).

Konkordant über den Kalken folgt das Hochwipfelkarbon, in seiner charakteristischen flyschoiden Ausbildung (vgl. GAERTNER, 1931, KAHLER & PREY, 1963, TESSENSOHN, 1971) mit Tonschiefern, Lyditen, Lyditbrekzien und Sandsteinen.

Die Topfläche der cu-Biomikrite ist wellig ausgebildet und durch einen submarinen Lösungssaum bzw. ein Erosionsrelief markiert. Dieses wird von einem feinkörnigen Gemenge von Quarzkörnern in einer dunklen Matrix ausgefüllt, das durch einen Wechsel feiner dunkler und gröberer heller Lagen (Quarz) eine Lamellierung besitzt.

III. Tektonik

Die Tektonik des Elferspitz ist durch einen Deckenbau und eine antiklinale Verfaltung gekennzeichnet. Die Schichten des Elferspitz W-Profils ordnete GAERTNER, 1931 der Rauchkofel- und der Cellondecke zu. Die Neuaufnahme brachte davon abweichende stratigraphische und tektonische Zu-

ordnung. Auch Profile durch die N-Abstürze und am Gipfelgrat des Elferspitz zeigen, daß über GAERTNER's Rauchkofel- und Cellondecke noch eine weitere, höhere Deckeneinheit (Hangendeinheit) folgt. Diese stellt die höchste tektonische Einheit des untersuchten Gebietes dar und steht im tektonischen Kontakt sowohl zur Rauchkofel- als auch zur Cellondecke GAERTNER's.

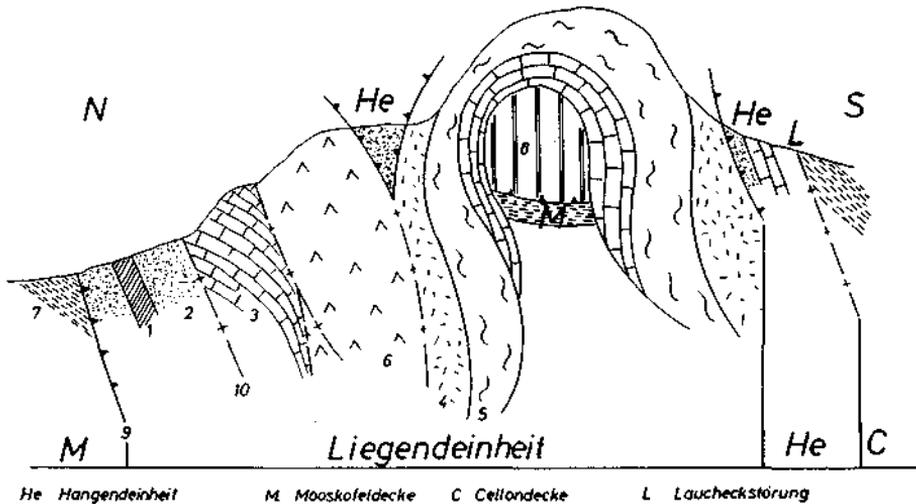


Abb. 4. Elferspitz W-Profil vom Polinik aus gesehen. Die Einstufung erfolgt auf Grund conodontenstratigraphischer Untersuchungen und zeigt Abweichungen zu der Einstufung von GAERTNER, 1931.

Signatur auf Abb. 4	Lithologie und Stratigraphie	GAERTNER, 1931
1	Ashgill-, Tonflaserkalk	Ashgill-Tonflaserkalk
2	Silur in Plöckener Fazies	Caradocschiefer und Silur in Elferspitz Fazies
3	„e-γ“ Plattenkalk	Unterdevon Flaserkalk
4	Devonkalk (Ems-do)	e-γ Plattenkalk
5	Devonkalk (Ems-dm)	e-γ Plattenkalk
6	Devonkalk (dm-do)	e-γ Plattenkalk
7	Hochwipfelkarbon	Hochwipfelkarbon
8	Kalk unbest. Alters	Unterdevon Flaserkalk
9	Deckengrenzen	
10	Störungen	

Dies war ausschlaggebend dafür, für das untersuchte Gebiet die Begriffe Rauchkofel- und Cellondecke fallenzulassen und als Deckenbezeichnungen Liegend- und Hangendeinheit, entsprechend ihrer tektonischen Position, von der Mooskofeldecke (GAERTNER, 1931) nördlich des untersuchten

Gebietes als Fixpunkt ausgehend, einzuführen. Auf Grund conodontenstratigraphischer Untersuchungen zeigt das Elferspitz W-Profil (Abb. 4) von GAERTNER, 1931, abweichende altersmäßige und tektonische Zuordnungen. Dadurch werden sämtliche Schichten dieses Profils der nach E untersinkenden Liegendeinheit zugeordnet. Die Flanken der Antiklinale (Einfallen ca. 20° E) sind steilstehend. Erst in den nördlichen Anteilen dieses teilweise stark gestörten Profils fallen die Schichten mit 40—50° gegen SE ein.

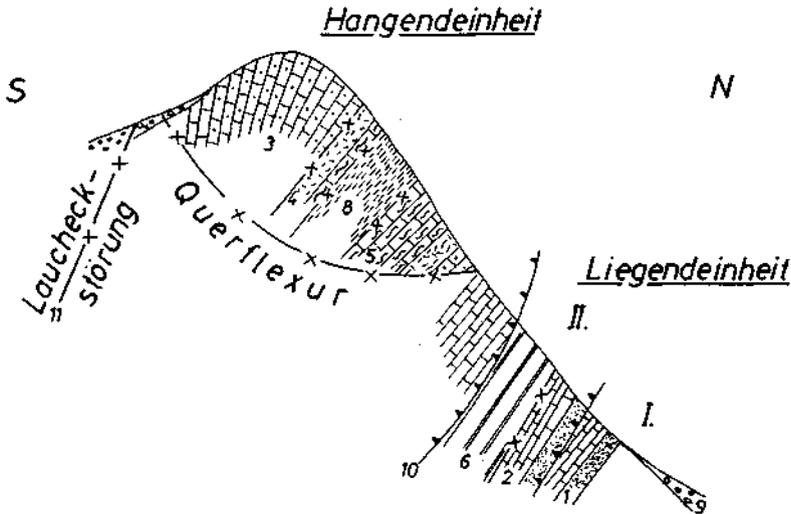


Abb. 5. Profil durch die mittleren Anteile der Elferspitz N-Abstürze. Erklärung der Signaturen bei Abbildung 9.

Diagonal durch die Elferspitz N-Abstürze verläuft eine markante Störung (bei GAERTNER, 1931 : 177, als Querflexur bezeichnet), die mit ca. 50° nach E einfällt. Profile durch die Elferspitz N-Abstürze (Abb. 5) liegend dieser Querflexur zeigen den Deckenbau und die Aufgliederung der Liegendeinheit in den östlichen Anteilen in zwei weitere Teileinheiten. Der Schichtbestand der einzelnen Einheiten ist aus Abbildung 6 ersichtlich. Generell fallen die Schichten mit ca. 60° nach SE ein und steilen sich gegen den E-W verlaufenden Gipfelgrat des Elferspitz immer mehr auf. Die Überschiebungsbahnen zwischen den einzelnen Einheiten verlaufen ± schichtparallel.

Östlich der Querflexur tritt ein anderer Baustil auf (vgl. Elferspitz E-Profil, Abb. 9). Sämtliche Schichten dieses Profils gehören zur Hangendeinheit, weisen als Raumlage 90—120/20—45° S-SE auf und zeigen in den liegenden Anteilen eine aufrecht und in den hangenden Partien eine invers gelagerte Folge identer Gesteine. Beide Folgen werden durch Hochwipfelkarbon getrennt. Dadurch wird die Elferspitz E-Seite als eine nach S umgelegte Falte gedeutet, die flach nach E-SE untertaucht und schräg (etwa SE-NW) zum Gipfelkamm des Elferspitz streicht. Mehrere E-W und N-S gerichtete Störungen zerlegen diesen Faltenbau.

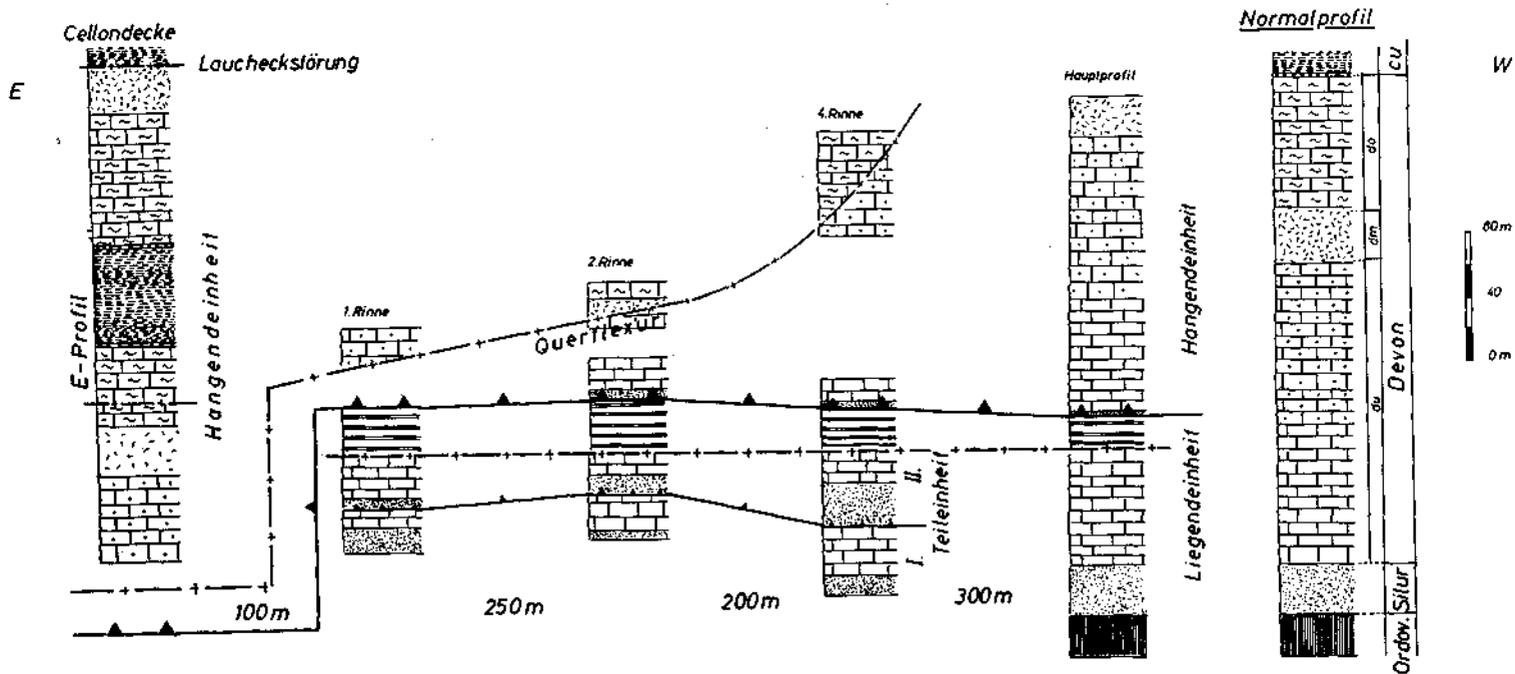


Abb. 6. Profile und tektonische Einheiten der Elferspitz N-Seite. Erklärung der Signaturen bei Abbildung 9.

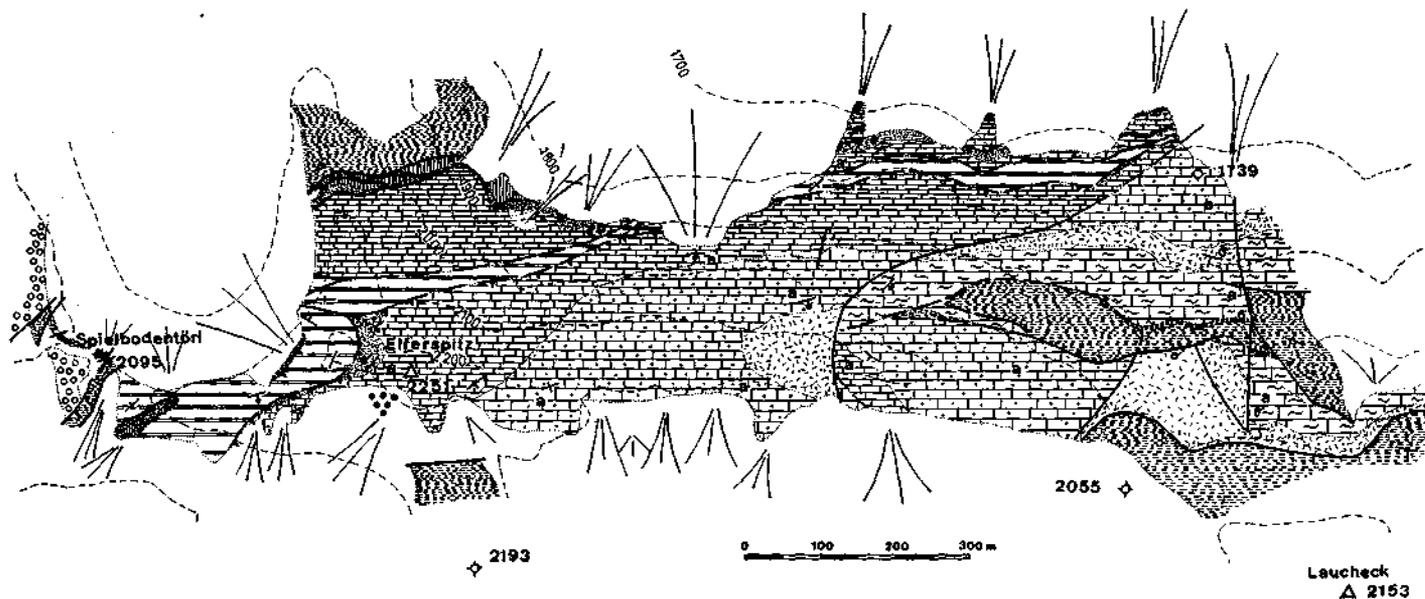
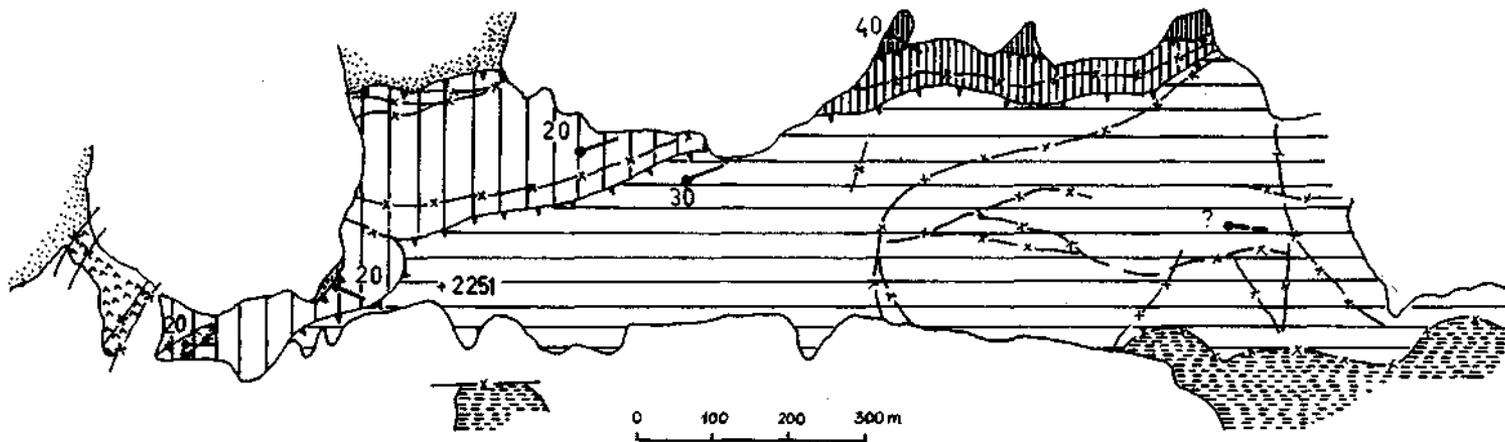


Abb. 7. Geologische Karte des Elferspitz. Maßstab 1 : 10.000



Mooskofel Decke

Cellon Decke

Spielboden Schuppenzone

—x— Störung

ungegliederte Liegendeinheit

Hangendeinheit

Überschiebung

I. Teileinheit

II. Teileinheit

20

Großfaltenlage

?

beobachtet

vermutet

Abb. 8. Tektonische Karte des Elferspitz. Maßstab 1 : 10.000.

An der Elferspitz S-Seite werden hauptsächlich unter- bis mittel-devonische, steilgestellte Gesteine der Hangendeinheit angetroffen. Östlich des Spielbodentörls treten an der S-Seite devonische und in einer kleinen Antiklinale (20° E Fallen) ordovizische und silurische Gesteine der Liegendeinheit zu Tage.

Im W wird die Elferspitzentwicklung durch ein Bündel steilstehender, NE-SW streichender Störungen (Spielbodenschuppenzone) von der Polinikentwicklung abgeschnitten. Nach N hin wird die kalkige Entwicklung des Elferspitz durch die Überschiebungsbahn Liegendeinheit-Mooskofeldecke begrenzt. Dieser tektonische Kontakt ist lediglich am Grat Würmlacher Polinik—Elferspitz aufgeschlossen, weiter im E, im Bereich des Würmlacher Alpels, liegt diese Überschiebungsbahn unter Hangschutt begraben. Nach E setzt sich die Elferspitzentwicklung über das untersuchte Gebiet hinaus fort. Nach HERITSCH, 1936 : 137, ist die Rauchkofel- und Cellondecke des Elferspitz bis südlich der Bischofalm weiter zu verfolgen.

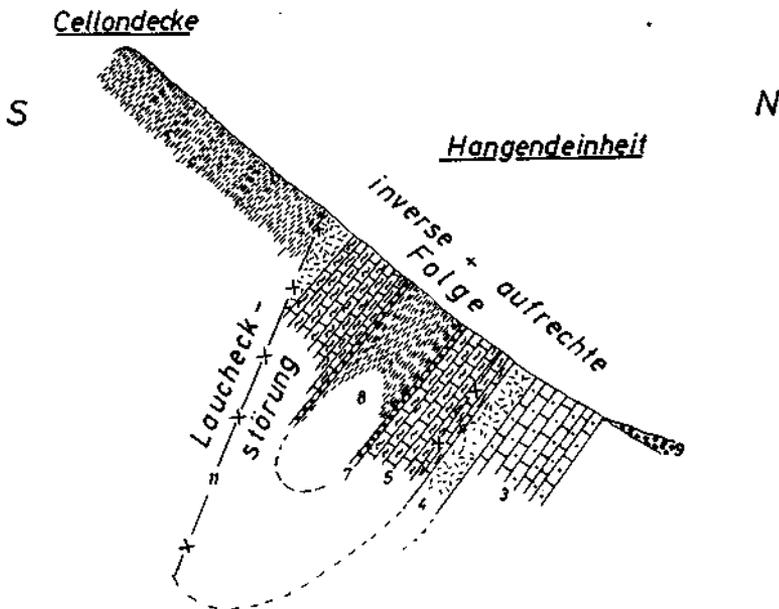


Abb. 9. Profil durch die östlichen Anteile der Elferspitz N-Abstürze (Elferspitz E-Profil).

- | | |
|-------------------------------------|-----------------------------------|
| 1 Silur in Plöckener Fazies | 6 Devonkalk i. a. |
| 2 „e-γ“ Plattenkalke | 7 Unterkarbonkalk (unmaßstäblich) |
| 3 Unterdevon-Flaserkalkfolge | 8 Hochwipfelschichten i. a. |
| 4 Klaschkalkkomplex | 9 Hangschutt |
| 5 „Bunte Flaserkalke des Oberdevon“ | 10 Deckengrenzen |
| | 11 Störungen |

Die S-Grenze wird durch eine E-W streichende Störungszone gebildet, die nach GAERTNER, 1931 : 178, als junge Störung, das heißt jünger als der Deckenbau anzusehen ist. Sie wird als Laueckstörung bezeichnet, fällt mit ca. 60° nach S ein und legt im N-Abfall des Laueck Klastkalke der Hangendeinheit und Hochwipfelkarbon der Cellondecke nebeneinander. Der weitere Verlauf dieser Störung an der Elferspitz S-Seite ist meist durch Hangschutt verdeckt.

IV. Literaturverzeichnis

- BANDEL, K.: Paläökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der zentralen Karnischen Alpen. — Inaugural-Diss. Rheinische Friedr.-Wilh.-Univ., 229 S., 84 Abb., 10 Taf., Bonn 1970.
- EBNER, F.: Bemerkungen zur Elferspitzfazies (Silur, Karnische Alpen, Österreich). — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1970, 181—184, Wien 1970.
- FLÜGEL, H.: Vorbericht über mikrofazielle Untersuchungen des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1965, 289—297, Wien 1965.
- FLÜGEL, H.: Geologische und paläontologische Forschungen (1952—1968) im Paläozoikum der Karnischen Alpen. — Carinthia II, Sonderh. 27, 7—8, Klagenfurt 1969.
- FLÜGEL, H.: Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums (1964—1968). — Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1970, 95—121, Stuttgart 1970.
- FLÜGEL, H., JAEGER, H., & VAL, G. B.: Preliminary Submission for the Selection of a Parastratotype for the Silurian-Devonian Boundary in the Carnic Alps (Austria and Italy), Sec. Part, 1971 (unpubl.).
- FOLK, R. L.: Practical petrographic classification of limestones. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 43, 1—38, 41 Abb., Tulsa/Okla. 1959.
- FOLK, R. L.: Petrology of Sedimentary Rocks. — 154 S., Austin Texas (Hemphill's) 1961.
- FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. — 514 S., 3 geol. Karten, 86 Abb., 16 Taf., 2 Kartenskizzen, 8 Profiltafeln, Halle (Niedermeyer) 1894.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12, 605—704, 7 Abb., 2 Tab., Hannover 1959.
- GAERTNER, H. R. VON: Geologie der zentralkarnischen Alpen. — Denkschr. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 102, 113—199, 16 Abb., 5 Taf., 1 geol. Karte, Wien 1931.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. — 205 S., 4 Karten und Profiltafeln, Graz (Stiasny) 1936.
- JAEGER, H.: Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofalm. — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1968, 155—159, Wien 1968.
- JAEGER, H., & PÖLSLER, P.: Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lordin) in den Karnischen Alpen (Kärnten). — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1968, 149—155, Wien 1968.
- JAEGER, H., & SCHÖNLAUB, H. P.: Ein Beitrag zum Verhältnis Conodonten-Parachronologie/Graptolithen-Orthochronologie im älteren Silur. — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1970, 85—90, 1 Abb., Wien 1970.
- KAHLER, F., & PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. — 115 S., 26 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1963.
- MEISCHNER, K.-D.: Allopapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentationsbecken. — In: Turbidites (Ed.: A. H. BOUMA & A. BROUWER), Developments in Sedimentology, 3, 156—191, 5 Abb., 3 Taf., Amsterdam (Elsevier) 1964.
- MÍŠIK, M.: Verwischung der ursprünglichen Merkmale in kalkigen Sedimenten bei der Dolomitierung. — Verh. Geol. B.-A., 1970, 673—688, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1970.
- PARK, W. C., & SCHOT, E. S.: Stylolites: Their nature and origin. — J. sediment. Petrol., 38, 175—191, Fig. 1—14, Tulsa/Okla. 1968.

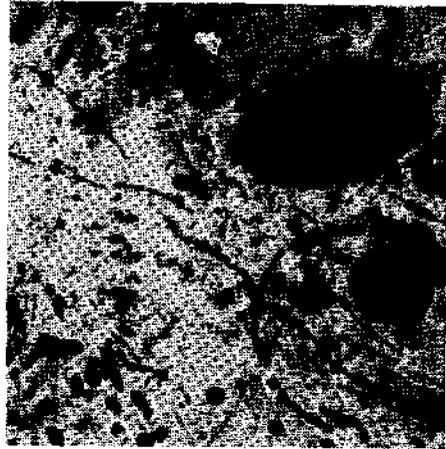
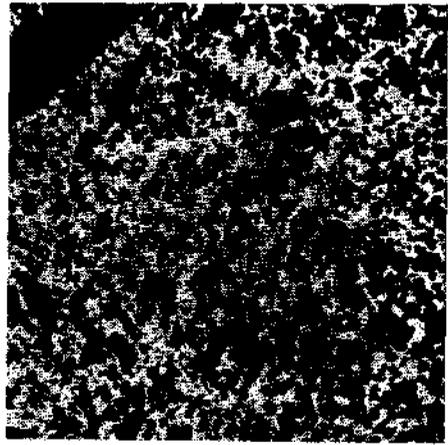
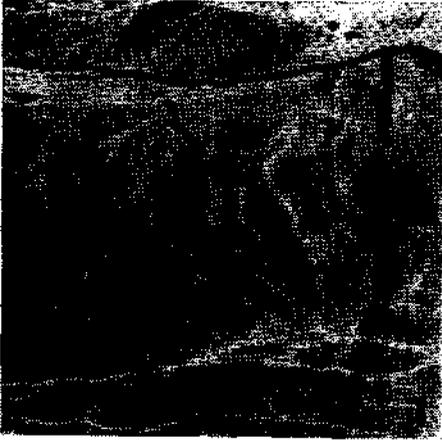
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. — 2. Aufl., 718 S., 173 Abb., 118 Tab., New York (Harpers & Row) 1957.
- PÖLSLER, P.: Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 112, 355—398, 6 Abb., 4 Taf., Wien 1969.
- PRIBYL, A., & VANEK, J.: Biostratigraphische Studie über die Fauna des Budňaniums bis Pragiens im Hinblick auf die Grenze zwischen Silur und Devon im Barrandium und in den übrigen europäischen Gebieten. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1968, 385—448, 2 Tab., Stuttgart 1968.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 112, 265—320, 4 Abb., 9 Tab., 4 Taf., Wien 1969.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der silurischen Karbonatfazies der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). — Verh. Geol. B.-A., 1970, 306—315, 2 Taf., Wien 1970.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Paleoenvironmental Studies at the Boundary Ordovician/Silurian in the Carnic Alps. — Bull. Ordovician/Silurian Congr. Brest 1971, 367—376, 2 Taf., Paris 1971 (1971 a).
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 122, 97—111, 3 Abb., Hannover 1971 (1971 b).
- SCHÖNLAUB, H. P.: Zur Problematik der Conodonten-Chronologie an der Wende Ordoviz/Silur mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Llandovery. — Geologica et Palaeontologica, 5, 35—57, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Marburg 1971 (1971 c).
- TESSENHORN, F.: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 138, 169—220, 17 Abb., 1 geol. Karte, Stuttgart 1971.
- TRASK, P. D.: Origin and environment of source sediments of petroleum. — 323 S., Houston (Gulf. Publ. Co.) 1932.
- TRURNIT, P.: Morphologie und Entstehung diagenetischer Druck-Lösungserscheinungen. — Geol. Mitt., 7, 173—204, 29 Abb., Aachen 1967.
- TRURNIT, P.: Analysis of Pressure-Solution Contacts and Classification of Pressure-Solution Phenomena. — In: Carbonate Sedimentology in Central Europe (Ed.: G. MÜLLER & G. M. FRIEDMAN), 75—83, 6 Abb., Berlin (Springer) 1968.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. — Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., 41, 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden 1964.
- ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., 38, 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1962.
- ZIEGLER, W.: Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 17, 343—360, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Krefeld 1969.

Tafel 1

Neg., Vergr. 5 ×

(Alle Schiffe sind senkrecht zur Schichtung orientiert.)

- Fig. 1: Ordovizium; Ashgill-„Tonflaserkalk“ der MFS 1. Gefleckter biogenführender Mikrit mit Trilobiten, Mollusken und Schalenbruchstücken.
- Fig. 2: Silur; gutsortierter Sandstein der MFS 2.
- Fig. 3: Silur; liegender Anteil der Eisenkalke. Stark mit Wurmrohren durchzogener Dismikrit der MFS 3.
- Fig. 4: Silur, hangender Teil der Eisenkalke. Verwühlte Biomikrite mit „Orthoceren“, Ostracoden und Schalenbruchstücken der MFS 4.
- Fig. 5: Silur; hangender Anteil der *Dubaria megaerella* Kalk-Äquivalente. Die sonst spärlich biogenführenden gefleckten Mikrite der MFS 6 zeigen hier Biogenanreicherungen (Echinodermen, Schalenbruchstücke).
- Fig. 6: Gedinne; Biosparit (mit vorwiegend Echinodermenschutt) der MFS 7 von der Basis der „e-γ“ Plattenkalke. Die Echinodermensplatten zeigen bisweilen mikritisierte Außenränder.

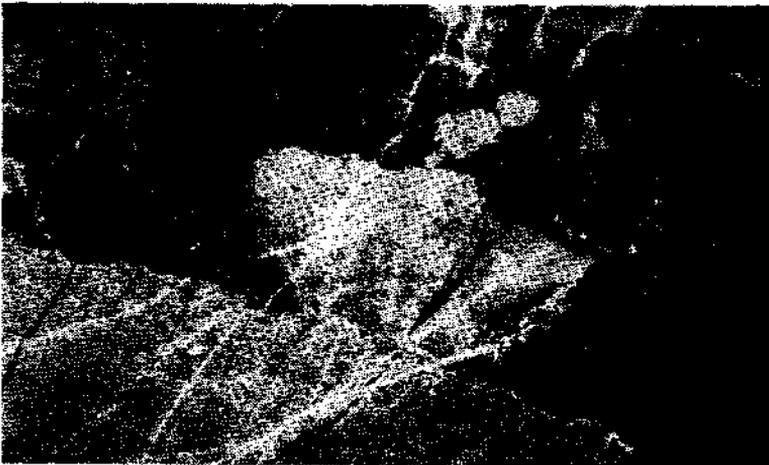
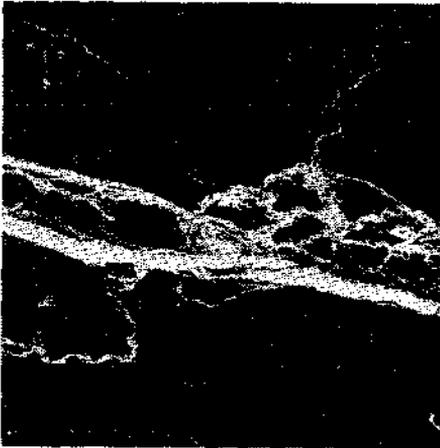
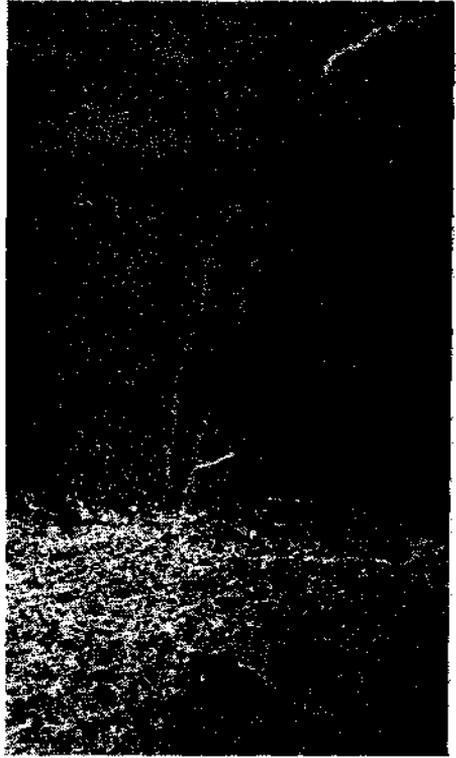


Tafel 2

Neg., Vergr. Fig. 1, 3 4 ×, Fig. 2, 4 3 ×

(Alle Schlitze sind senkrecht zur Schichtung orientiert.)

- Fig. 1: Basisanteil der allodapischen „e-γ“ Pelsparitbank bestehend aus grobem Echinodermenschutt.
- Fig. 2: Gradierte Lage innerhalb der „e-γ“ Pelsparitbank. Die grobkörnigen Anteile bestehen aus Biosparit (Echinodermen, Korallen und Schalenbruchstücken), die feinkörnigen aus Pelsparit.
- Fig. 3: Biogenführender Mikrit der Unterdevon-Flaserkalkfolge mit Cephalopoden- und Tentakulitenresten.
- Fig. 4: Charakteristisches Dünnschliffbild der Intrabiopelsparite aus dem Klastkalkkomplex. Die Intraklaste bestehen meist aus biogenführenden Mikriten, die organischen Komponenten aus tabulaten und rosen Korallen und Stromatoporenresten.



Tafel 3

Neg., Vergr. Fig. 1, 3—6 4 ×, Fig. 2 6 ×

(Alle Schlitze sind senkrecht zur Schichtung orientiert.)

- Fig. 1: Gefleckter biogenführender (Styliolinen) Mikrit aus dem do I α.
- Fig. 2: Feinkörniger pelsparitischer Mikrofaziestyp aus den Oberdevon-Flaserkalken.
- Fig. 3: Intrapelsparitlage aus den Oberdevon-Flaserkalken. Die Mikrofazies der Intrakaste entspricht dem mikritischen Typus der Oberdevon-Flaserkalle.
- Fig. 4: Submarin ausgebildetes Lösungs- oder Erosionsrelief in den mikritischen Oberdevon-Flaserkalken, das durch eine intrabiopelsparitische gradierte Turbiditmasse ausgefüllt wurde.
- Fig. 5: Gefleckter Mikrit (hellgrau) mit eingeschalteten feinkörnigen Pelsparitpartien. Der Kontakt beider Mikrofaziestypen ist stets durch Lösungserscheinungen markiert. Dieser Typ tritt in den Oberdevon-Flaserkalken ab dem do II β auf.
- Fig. 6: Cephalopodenmikrit des do VI und cu I. Geopetalgefüge treten häufig in Form fossiler Wasserwaagen in Cephalopodengehäusen auf.

