

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 122, Heft 2	S. 455–511	Wien, Dez. 1979
--------------------	----------------	------------------	------------	-----------------

Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten)

Von Franz R. NEUBAUER*

Mit 12 Abbildungen, 8 Tabellen und 6 Phototafeln

Österreich-Karte 1:50.000
Blätter 158, 159

Ostalpen
Murau
Altpaläozoikum
Stratigraphie
Conodonten
Lithologie
Paläogeographie
Tektonik

INHALT

Zusammenfassung	456
Abstract	456
1. Einleitung	456
1.1. Historischer Überblick und Problemstellung	456
1.2. Arbeitsgebiete	457
1.3. Methodik	458
Dank	459
2. Schichtfolgen	459
2.1. Auen-Gruppe	459
2.1.1. Golzeck-Schiefer	459
2.1.2. Golzeck-Quarzporphyr	463
2.1.3. Unterer Auen-Dolomit	464
2.1.4. Mittlerer Auen-Dolomit	464
2.1.5. Haider-Marmor	466
2.1.6. Oberer Auen-Dolomit	467
2.2. Pranker-Gruppe	468
2.2.1. Schattloch-Phyllite	468
2.2.2. Pranker-Metapsammit	473
2.2.3. Ursch-Dolomit	477
2.2.4. Dolomite der Tiefböden	478
2.3. Kaindorf-Dolomit	481
2.4. Murau-Gruppe	484
2.4.1. Profil	484
2.4.2. Gesteinsbeschreibungen	487
3. Diskussion	490
3.1. Die Schichtfolgen im regionalen Rahmen	490
3.2. Tektonische Schlußfolgerungen	494
Literatur	495

* Anschrift des Verfassers: Dr. Franz Neubauer, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

Zusammenfassung

Das schwachmetamorphe Altpaläozoikum südlich und westlich Murau (Steiermark/Kärnten) wurde mit Hilfe von Conodonten und Detailkartierung in drei annähernd gleichaltrige, faziell abweichende Gruppen gegliedert: Die Auen-Gruppe (Abb. 3) umfaßt Schiefer, Quarzporphyre und Dolomite mit ordovizischem Alter sowie verschiedenartige Karbonatgesteine des hohen Wenlock bis Oberdevon. Die Pranker-Gruppe (Abb. 6) gliedert sich in Schattloch-Phyllite (Ordovicium → Silur), Pranker-Metapsammite (Ludlow bis Unterdevon) und Ursch-Dolomit (Ems – Eifel), der mit dem Kaindorf-Dolomit (Ems) vergleichbar ist. Die epimetamorphe Murau-Gruppe (Abb. 11) besteht aus Pelitabkömmlingen mit wenigen Kieselschiefer-, Grüngesteins- und Karbonateinschaltungen (Silur → Unterdevon). Der Kaindorf-Dolomit sowie die Auen- und die Pranker-Gruppe liegen invers. Die drei Gruppen werden in ihrer tektonischen Stellung und in ihrem paläogeographischen Rahmen diskutiert. Die Auen-Gruppe wird mit der Althofener Fazies verglichen, die Pranker-Gruppe mit der Magdalensberg-Fazies in Beziehung gebracht.

Abstract

Three approximately contemporaneous groups differing in facies have been distinguished in the slightly metamorphic Lower Paleozoic series south and west of Murau (Styria/Carinthia) by means of conodonts and detailed mapping: the Auen Group (Abb. 3) containing schists, quartz-porphyrates and dolomites of Ordovician age as well as varied carbonate rocks of the late Wenlockian to Upper Devonian; the Pranker Group (Abb. 6) is derived into the Schattloch Phyllites (Ordovician → Silurian), the Pranker Metapsammites (Ludlovian – Lower Devonian), and the Ursch Dolomite (Emsian – Eifelian), the latter being comparable with the Kaindorf Dolomite (Emsian); the low grade metamorphic Murau Group (Abb. 11) consisting of pelitic descendants bearing few intercalations of cherts, greenstones and carbonate rocks (Silurian → Lower Devonian). The Kaindorf Dolomite, the Auen and Pranker Group lie reverse. Tectonic positions and possible paleogeographic connections are discussed. The Auen Group is compared with the Althofen Facies, the Pranker Group is related to the Magdalensberg Facies.

1. Einleitung

1.1. Historischer Überblick und Problemstellung

Die schwachmetamorphen Schiefergebiete südlich und westlich Murau (Steiermark/Kärnten) entzogen sich infolge ihrer Eintönigkeit und des Fehlens von Makrofossilien lange Zeit einer näheren geologischen Bearbeitung. Die ersten Beobachtungen stammen von ROLLE 1854 und STUR 1871. Erst die Kartierungen von GEYER 1891 a, b erfaßten „Grünschiefer und Phyllite“ im Gebiet der Prankerrhöhe als Westende der Murauer Quarzphyllitmulde. Auf Grund der Crinoidenfunde von TOULA 1893 auf der Grebenze wagt er 1893 eine erste stratigraphische Einordnung der Grebenzenkalke in das Silur, obwohl er bereits den stratigraphischen Wert von Crinoiden bestreitet.

TORNQUIST 1917 unternimmt die ersten tektonischen Gliederungsversuche auf deckentheoretischer Basis in diesem Gebiet, HERITSCH 1921 faßt die bisher vorliegenden Ergebnisse in seiner „Geologie von Steiermark“ zusammen. Der Bearbeitungsstand ändert sich erst durch A. THURNER, welcher von Westen her kommend den gesamten Murauer Raum einer Neukartierung unterwirft. Das Arbeitsgebiet betreffende Publikationen erscheinen ab 1931 (THURNER 1931, 1932, 1933 a, b). Er erkennt erstmals unter den Ackerlglimmerschiefern Phyllite, die von „Arkoseschiefern“ unterlagert werden. Diese Phyllite und Arkoseschiefer faßt er unter dem 1933 b das einzige Mal gebrauchten Begriff „Prankerserie“ zusammen und betrachtet diese auf Grund der Lagerungsverhältnisse auf der Frauental als unteren Teil der Metadiabasserie. Für beide Serien nimmt er ein karbonates Alter an.

Ein erster gesicherter stratigraphischer Anhaltspunkt in diesem Gebiet schien durch die HERITSCH & THURNER 1932 beschriebenen Graptolithen von Olach gewonnen zu sein, welche in jüngerer Zeit häufig bezweifelt wurden (BECK-MANNAGETTA 1959, THURNER 1959, GRÄF 1966, JAEGER 1969).

1935 beschreibt THURNER erstmals im Zusammenhang mit möglichen triadischen Gesteinen die Dolomite von Kaindorf, 1936 legt er eine detaillierte Gliederung der Frauentalalm vor. Einzelne Dolomitzüge gewinnen offenbar auf Grund der Publikation von THURNER 1935 für tektonische Überlegungen eine gewisse Bedeutung als Deckenscheider. 1956 erwähnt THURNER erstmals die Dolomite von Laßnitzau in diesem Zusammenhang. STOWASSER 1956 übernimmt die Dolomite von Kaindorf als triasverdächtige Gesteine an der Basis der altpaläozoischen Gurktaler Decke ähnlich TOLLMANN 1959, 1977, während THURNER 1960 dieser Ansicht kritisch entgegentritt.

Das Phyllitgebiet südlich des Ackerlkristallins wird von BECK-MANNAGETTA 1959 und THURNER 1958, 1961 näher dargestellt. Auf Grund lithologischer Vergleiche nimmt letzterer für die Arkoseschiefer ein unter- bis mitteldevonisches Alter an.

Ebenso werden die phyllitischen Glimmerschiefer im Norden des Paaler Konglomerates von einigen Autoren wie THURNER 1935, 1956 und METZ 1965 zum Paläozoikum gestellt, während andere diese dem Altkristallin zuordnen (THEYER 1969, TOLLMANN 1975, 1977).

1972 fassen FLÜGEL & SCHÖNLAUB die auf lithostratigraphischen Vergleichen basierenden Ansichten über die stratigraphische Einordnung der Gesteinsfolgen des Paläozoikums des Murauer Raumes zusammen.

Die ersten Conodontenfunde in den Eisenhutschiefern durch HÖLL 1970 etwa 20 km westlich vom Arbeitsgebiet regten auch im Murauer Raum erste stratigraphische Gliederungsversuche mit Hilfe von Conodonten an. Bisher liegen der Nachweis von höherem Ems durch BUCHROITHNER 1978 und des Grenzbereichs Unter-/Mitteldevon durch SCHÖNLAUB 1979 in den Grebenzenkalken vor. Letzterem Autor gelang auch der Nachweis eines silurisch-unterdevonischen Alters in der Murauer Teildecke (TOLLMANN 1963) nördlich Murau.

Die eigenen Arbeiten verfolgten einerseits das Ziel, das Alter verschiedener triasverdächtiger Karbonatgesteine festzulegen, und andererseits durch eine detaillierte Neuaufnahme der schwachmetamorphen Schiefergebiete diese lithologisch und stratigraphisch zu untergliedern.

1.2. Arbeitsgebiete

Untersucht wurden (vergl. Abb. 1):

- (1) Das Gebiet Auen (ÖK 159 Murau) am Westabfall des Golzecks (südlich Murau),
- (2) das Kammergebiet um den Talschluß des Lorenzgrabens zwischen Meterhöhe und Ursch (ÖK 158 Stadl und 159 Murau),
- (3) das Gebiet südlich Kaindorf (ÖK 159), westlich Murau,
- (4) die tieferen Nordabhänge des Kreischberges bzw. Georgenberges und der unterste Nordwesthang des Birkleitenkogels (westlich Murau; ÖK 158 und 159).

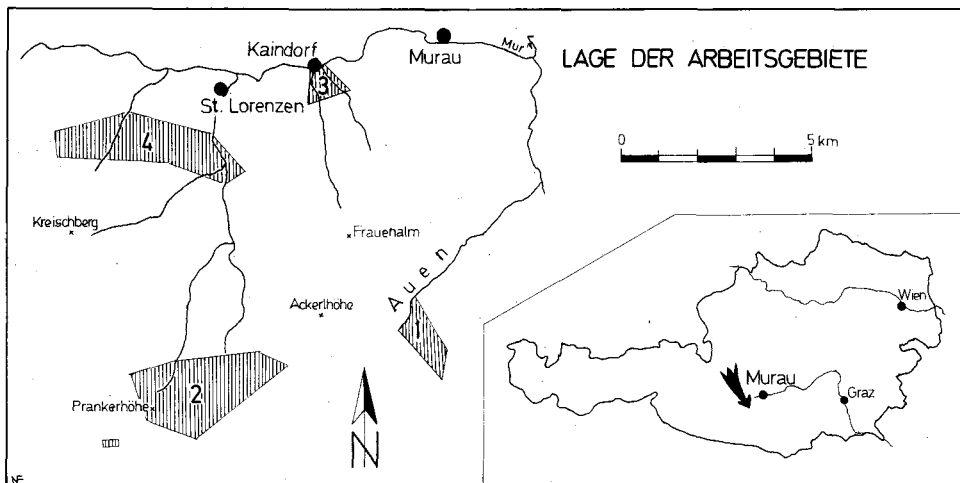


Abb. 1: Die Lage der Arbeitsgebiete: Arbeitsgebiet 1 – Auen, Arbeitsgebiet 2 – Prankerhöhe, Arbeitsgebiet 3 – Kaindorf, Arbeitsgebiet 4 – Georgenberg.

1.3. Methodik

Von allen im Arbeitsgebiet auftretenden Karbonaten wurden Proben mit stark verdünnter Essigsäure aufgelöst. Stratigraphisch gut verwertbare Ergebnisse brachten vor allem Dolomitproben. Die dabei aufgefundenen Conodonten liegen allerdings in sehr unterschiedlichen Erhaltungszuständen vor, welche sich mit der CAI-Skala von EPSTEIN et al. 1975 und SCHÖNLAUB & ZEZULA 1975 beschreiben lassen, und Farbveränderungen von CAI 5 (schwarz) bis sehr selten CAI 8 (durchsichtig) umfassen.

Die ersten Conodontenfunde bestimmte und überprüfte Herr Doz. Dr. F. EBNER, Joanneum Graz (siehe EBNER et al. 1977). Die Conodonten wurden nach der Formtaxonomie bestimmt. Zur Zonengliederung wurde für das Ordoviciem v. a. SERPAGLI 1967, FLAJS & SCHÖNLAUB 1976, für das Silur WALLISER 1964, 1971 herangezogen. Die Gliederung des Devons beruht v. a. auf den Arbeiten von BULTYNCK 1971, CARLS & GANDL 1969, KLAPPER et al. 1978, WEDDIGE 1977, WEDDIGE & ZIEGLER 1977 a, ZIEGLER 1960, 1962, 1965, 1971.

Das Belegmaterial wird am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz unter den UGP-Nummern 2882–2884 aufbewahrt.

Bei der Dünnschliffpetrographie wurde in den meisten Fällen die Unterscheidung der Karbonate durch Anfärben mit Alizarin Rot S (MÜLLER 1964: 176–178), die der Feldspäte nach MÜLLER 1964: 178–180 getroffen.

In der Nomenklatur der kristallinen Schiefer folge ich den Vorschlägen von FRITSCH et al. 1967.

Trotz der schwachmetamorphen Überprägung und der starken tektonischen Zerlegung wie schlechter Aufschlußverhältnisse werden die neugegliederten Schichtfolgen nach HEDBERG 1976, den Vorschlägen der „Schweizerischen Geologischen Kommission“ 1973 und den „Stratigraphischen Richtlinien“ des „Code-Committee der Stratigraphischen Kommission der DUGW“ 1977 gliedert.

Dank

Ich danke Herrn Prof. K. METZ (Graz) für die Themenstellung und Anleitung zur Dissertation, in deren Rahmen diese Arbeit entstand. Ebenso bin ich Herrn Prof. H. W. FLÜGEL für die Anregungen und die Förderung dieser Untersuchungen zu großem Dank verpflichtet. Wichtige Hinweise und Ratschläge gaben mir die Herren J. PISTOTNIK (Wien), M. BUCHROITHNER, A. FENNINGER, H. L. HOLZER, K. STATTEGGER (alle Universität Graz), Herr F. EBNER (Joanneum Graz) bestimmte mir in entgegenkommender Weise die ersten Conodontenfunde, wofür ich ihm herzlich danke. Die Stereoscan-Aufnahmen der Conodonten konnten am Zentrum für Elektronenmikroskopie in Graz (Leitung: Hofrat F. GRASENICK) aufgenommen werden.

2. Schichtfolgen

Die Bearbeitung erlaubt eine Gliederung in die drei folgenden annähernd altersgleichen, faziell aber voneinander abweichenden Gruppen, nämlich in die Auen-Gruppe, die Pranker-Gruppe und die Murau-Gruppe.

2.1. Auen-Gruppe

Die Auen-Gruppe umfaßt v. a. die seit THURNER 1956, 1958 bekannten „Dolomite von Laßnitzau“ unmittelbar nordöstlich des Trogschartenbruches. Ein durchgehendes Profil fehlt zufolge quartärer Verhüllung. Die Kartierung (siehe Abb. 2) und die stratigraphischen Einstufungen erlauben jedoch eine Korrelation der Einzelaufschlüsse, wie sie in Abb. 3 dargestellt ist. Das „Profil“ liegt invers. Es umfaßt vom tektonisch Hangenden gegen das Liegende folgende Formationen:

- Golzeck-Schiefer
- Golzeck-Quarzporphyr
- Unterer Auen-Dolomit
- Mittlerer Auen-Dolomit
- Haider-Marmor
- Oberer Auen-Dolomit

2.1.1. Golzeck-Schiefer

Nach THURNER 1958 wird der Westhang des Golzecks von „Arkoseschiefern“ aufgebaut. Von diesen wurden bisher nur die tektonisch liegendsten Anteile näher untersucht. Es handelt sich im wesentlichen um intensiv isoklinal gefaltete und geschieferte, gebänderte, feinkörnige, graue bis graugrünliche Schiefer bzw. Metapsammite, phyllitische Tonschiefer und selten pyrit- und/oder graphitführende Schiefer, die in wenigen Aufschlüssen an den Forststraßen besser aufgeschlossen sind.

Diese Schiefer beinhalten mehrere geringmächtige, als Leithorizonte verfolgbare Einlagerungen (siehe Abb. 2, 3). Vom tektonisch Hangenden gegen das Liegende finden sich:

(a) 550 m NE Gehöft Haider stehen an der Abzweigung einer neuen Forststraße dunkle bis schwarze, brekziöse, an den Schichtfugen serizitbelegte Eisendolomite an. Sie sind stark tektonisch zerrüttet und verwittert. Sie lieferten

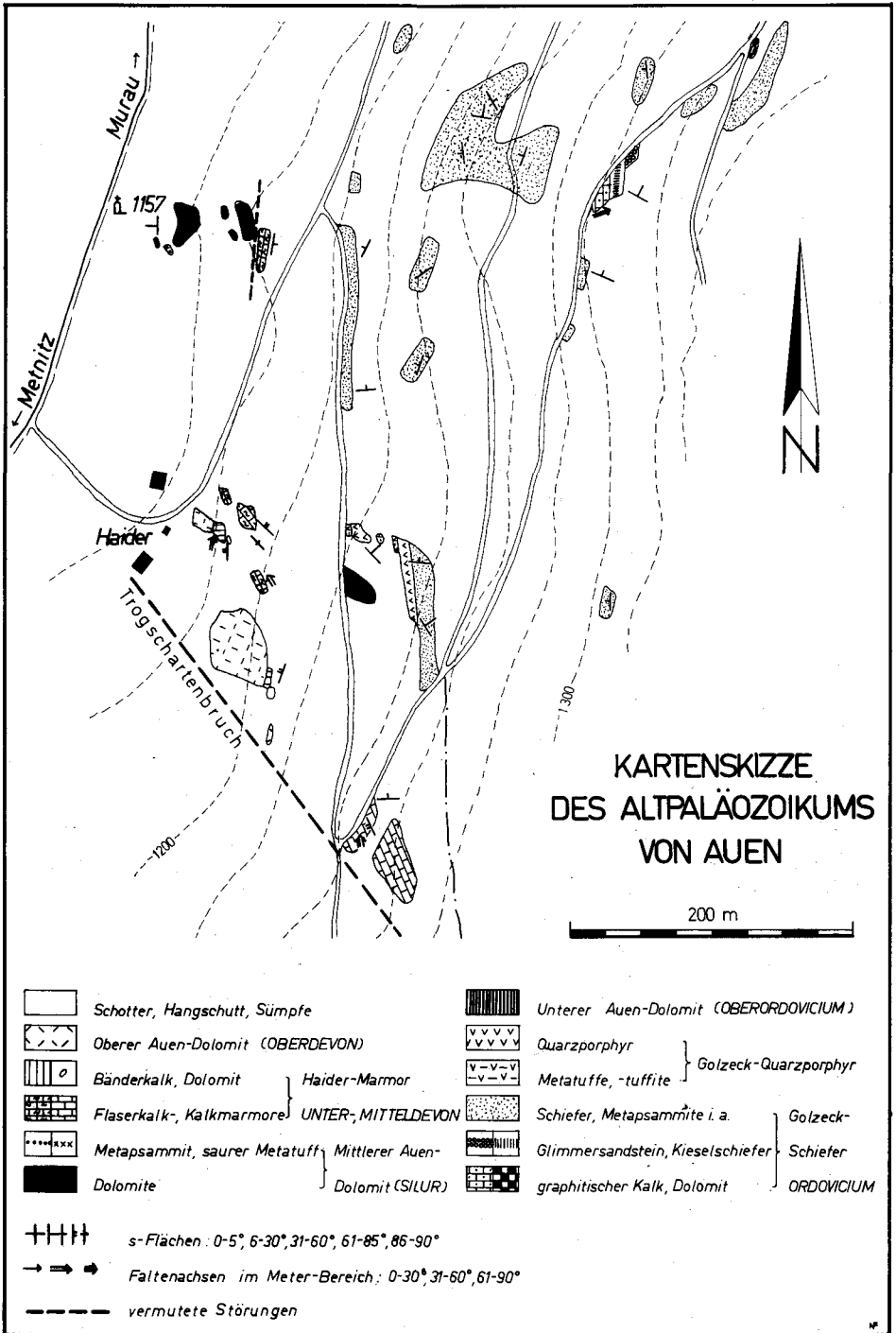


Abb. 2: Aufschlußkarte von Auen.

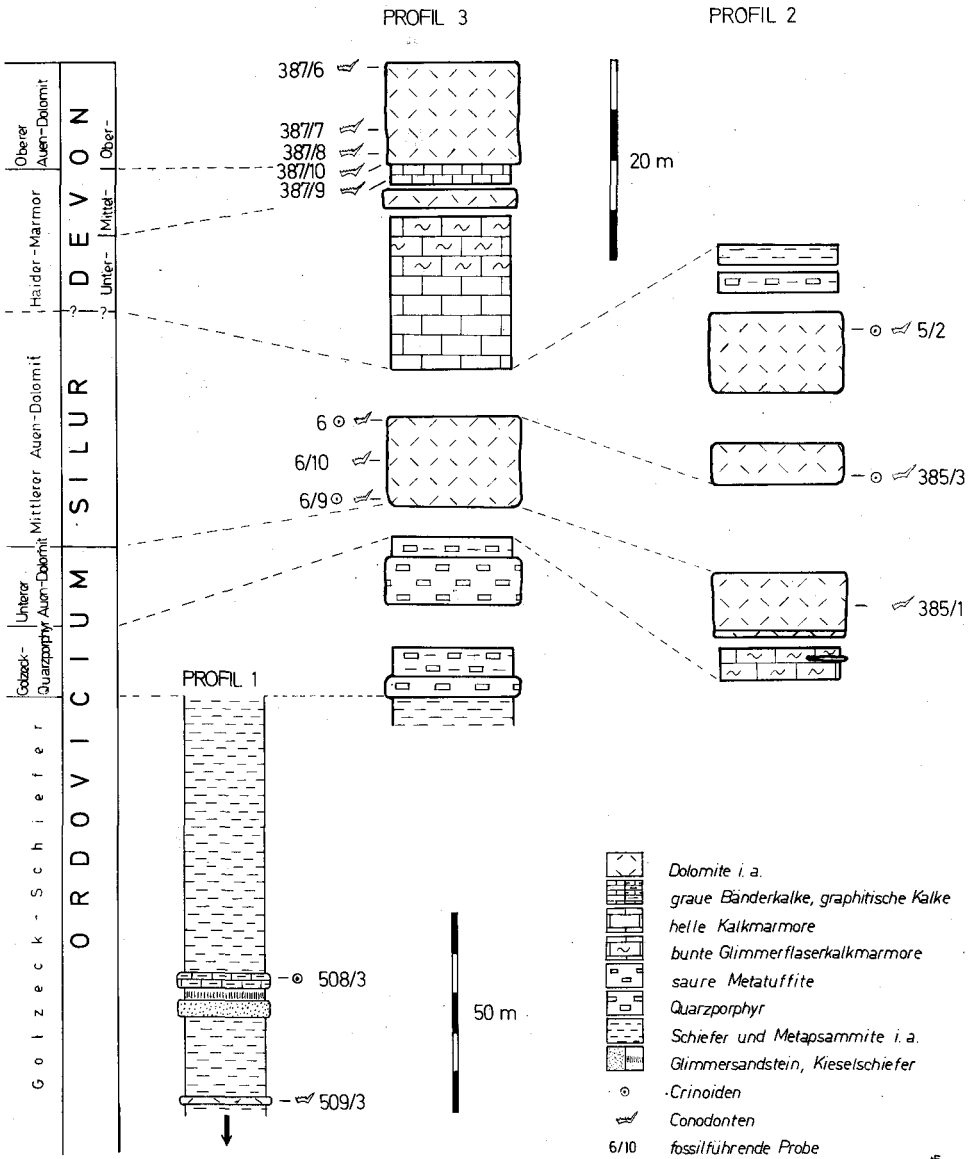


Abb. 3: Säulenprofile der Auen-Gruppe.

Acodus sp.

Acontiodus cf. *minutus* SERPAGLI 1967

Amorphognathus? sp. (Bruchstück eines Seitenlappens)

Belodella cf. *erecta* (RHODES & DINELEY 1957)

Nordiodus cf. *proclinatus* SERPAGLI 1967

Ozarkodina cf. *alpina* SERPAGLI 1967

Diese Formen erlauben nach WALLISER 1964, SERPAGLI 1967 eine Einstufung in das Ashgill bis Llandovery.

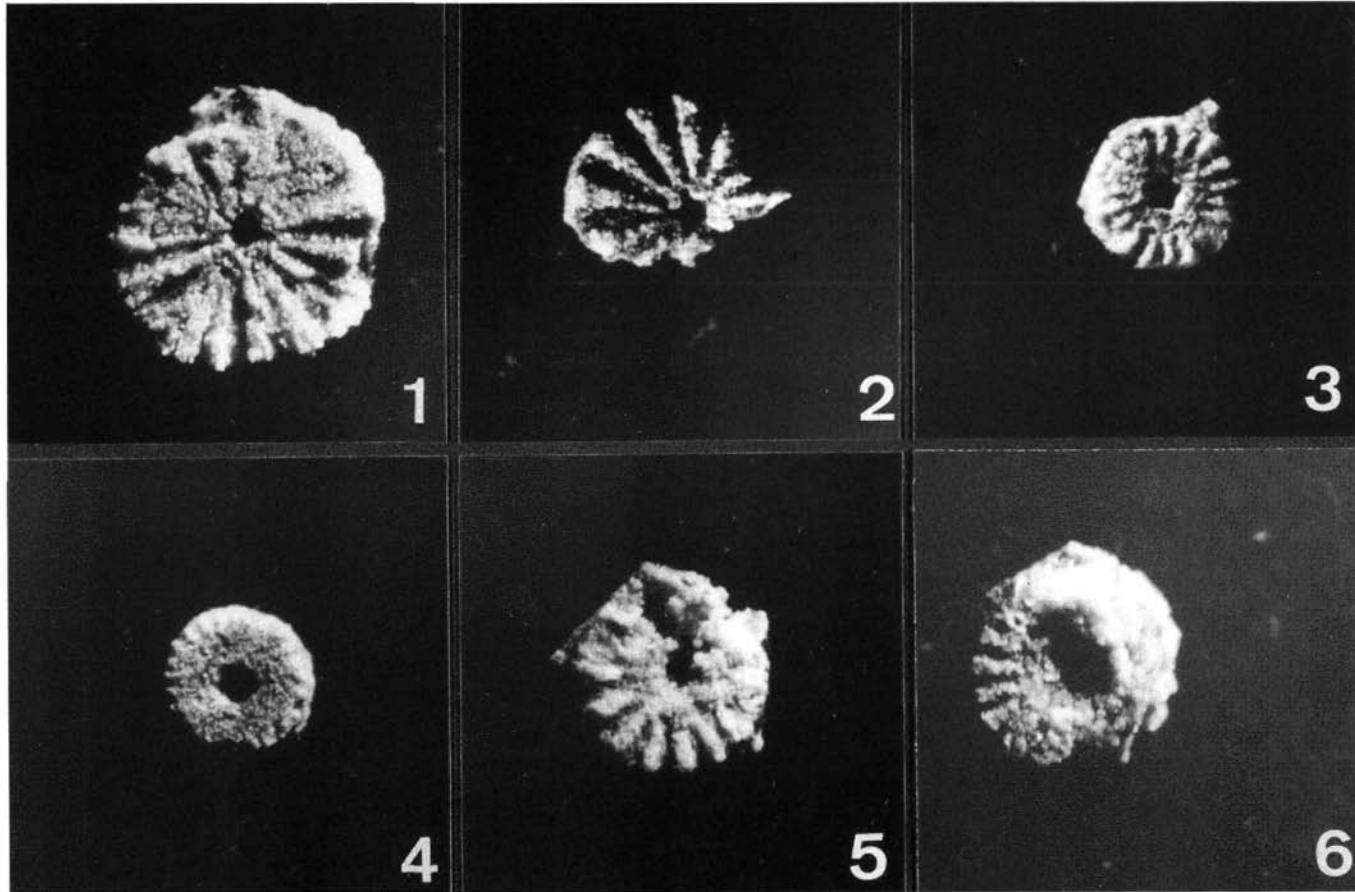


Abb. 4: Crinoidenstielglieder aus dem graphitischen Kalk 400 m nordöstlich Gehöft Haider. Alle Vergrößerungen 27fach. Fig. 1, 2: Formgattung „*Pentagonocyclicus*“ sp., forma A. Fig. 3, 4: Formgattung „*Pentagonocyclicus*“ sp., forma B. Fig. 5, 6: Formgattung „*Pentagonopentagonalis*“ sp.

(b) Etwa 150 m SSW von diesem Aufschluß sind an derselben Forststraße innerhalb der Schiefer vom tektonisch Hangenden gegen das Liegende aufgeschlossen:

Ca. 4 m mächtige, bräunliche, sehr harte, massige, teilweise pyritführende Glimmersandsteine,

4–5 m mächtige, dunkelgraue bis schwarze, graphitisch abfärbende, streng laminierte Kieselschiefer, die in 2 bis 3 cm dicken Platten brechen,

ca. 4 m mächtige, laminierte, cm-plattige, dunkle bis schwarze, graphitische Kalke.

Conodontentests in den letztgenannten Kalken verliefen negativ. Relativ gut erhaltene Crinoidenstielglieder gehören zur Formgruppe der Pentameri und lassen sich formtaxonomisch nach YELTSHEVA 1955 (wiedergegeben in MOORE & JEFFORDS 1968), DUBATOLOVA & YELTSHEVA 1969 und nach DUBATOLOVA 1971 zwei Formgattungen zuordnen (siehe Abb. 4):

Pentagonocyclicus sp., forma A

Pentagonocyclicus sp., forma B

Pentagonopentagonalis sp.

2.1.2. Golzeck-Quarzporphyr

Die Schiefer werden ca. 200 m ESE Gehöft Haider von Quarzporphyren unterlagert. Eine Grenze zwischen beiden Gesteinen läßt sich schwer ziehen. Die Quarzporphyre gliedern sich in einen mindestens 2 Meter mächtigen, tektonisch hangenden Zug, welcher durch einen 2,6 Meter mächtigen Tuffitschieferhorizont unterlagert wird, und, durch eine Aufschlußlücke getrennt, einen etwa 4,5 Meter mächtigen liegenden Quarzporphyrzug. Mit einem deutlichen Kontakt schließt sich im Liegenden eine etwa 10 cm mächtige, glimmerreiche, linsige Übergangzone an, die zu dunklen, manchmal deutlich violetten, feingeschiefereten Metavulkaniten überleitet.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß beide Quarzporphyrzüge einem Niveau angehören, dessen SW-Teil als Rutschmasse abgeglitten ist.

Die Quarzporphyre sind hell bis weiß und auffallend würfelig geklüftet. Bereits makroskopisch erkennbar sind ca. 1–2 mm, max. 4 mm große, gleichmäßig in einer feinkörnigen Grundmasse verteilte Quarz- und Feldspat-Einsprenglinge. Das Gestein ist deutlich geschiefert, wobei die Schieferungsflächen mit Serizit belegt sind.

U. d. M.: Das porphyrische Gefüge mit Quarz- und Alkalifeldspat-Einsprenglingen und die Fließtextur sind deutlich ausgebildet.

Quarz-Einsprenglinge: \varnothing 0,2–max. 2,2 \times 1,2 mm. Sie sind auf Grund tektonisch bedingter Zerbrechung und s-paralleler Zergleitung meist recht schlecht erhalten, wobei die Druckschattenräume mit Quarz aufgefüllt sind. Undulöses Auslöschen und eine schwache Felderteilung sind weitere Folgen dieses Vorgangs. Gut erhaltene Dihexaederquarze mit Korrosionsschläuchen sind selten (siehe Taf. 1, Fig. 1).

Alkalifeldspat-Einsprenglinge: \varnothing 0,2–max. 1,8 \times 1,8 mm, opt. –, Achsenwinkel zwischen 60–70°. Sie löschen flau aus, sind bereichsweise getrübt und lassen sich teilweise als Fleckenperthite ansprechen (opt. positive, gleich orientierte Entmischungszonen mit höherer Lichtbrechung als die umgebenden Alkalifeldspatdomänen – Albit). Andere Alkalifeldspate sind häufig von einer vom Rand her in das Korninnere übergreifenden, unregelmäßig begrenzten Schachbrettabitisierung betroffen. An Verzwilligungen sind Manebacher, Bavenoer und Karlbadergesetz nachzuweisen (siehe Taf. 1, Fig. 2). Die Einsprenglinge sind meist xenomorph und randlich mit der Grundmasse verzahnt sowie analog den Quarz-Einsprenglingen an Spaltflächen s-parallel zerglitten, wobei die Risse mit Quarz verheilt sind.

Die Grundmasse setzt sich aus Quarz/Feldspat (meist kleiner als 0,01 mm) und Serizit zusammen. Alkalifeldspat ist darin manchmal an der Trübung, niedrigen Lichtbrechung und durch Färbemethoden nachzuweisen.

Diese Quarz/Feldspatgrundmasse ist in serizitreicheren Partien stärker rekristallisiert. Serizit (0,01–0,05 mm lang) bildet das Fließgefüge um die Einsprenglinge nach und ist zonenweise nach Schieferungsflächen in einem Winkel von 30–45° zur Fließtextur geregelt. Diese Zonen sind mit Rotationen der Einsprenglinge und randlicher Auflösung dieser im Druckschatten verbunden.

Bräunlich pleochroitische, feinblättrige Schichtsilikate in wenigen Körnern deuten auf Stilpnomeln oder Biotit. An Akzessorien können zerbrochene Zirkone und ein in Schnüren angeordnetes Erz nachgewiesen werden. Limonitgefüllte, rhomboederförmige Pseudomorphosen nach Eisenkarbonat sind selten.

Weitere Ausführungen über diese Quarzporphyre sind einer in Vorbereitung befindlichen Publikation zu entnehmen.

2.1.3. Unterer Auen-Dolomit

Als nächstjüngeres Schichtglied wird die Karbonatentwicklung 100 m nördlich Gehöft Haider betrachtet (siehe Abb. 3, Profil 2). Hier läßt sich eine Dreigliederung vornehmen:

(a) In der kleinen Mulde zwischen oberer Kuppe und Forstweg stehen in ca. 3,5 Meter Mächtigkeit blaßrosa bis grünliche, glimmerreiche, cm-plattige Glimmerkalkmarmore an, die eine etwa 8 cm mächtige Eisendolomitlinse beinhalten. Sie ähneln den weiter unten beschriebenen bunten Flaserkalkmarmoren. Möglicherweise handelt es sich hier um eine an einer N–S verlaufenden Störung hierher verschleppte Scholle dieser bunten Flaserkalkmarmore.

(b) An der oberen Kuppe folgen gegen das tektonisch Liegende 0,5 m mächtige, helle, grobkörnige Dolomite, die

(c) in 5,5 m mächtige, massige bis selten bankige, mittelgraue, feinkristalline, schwach brekziöse Dolomite überleiten.

U. d. M.: Ist ein Großteil des Dolomits als feinkörniges, pigmentiertes Karbonat ausgebildet. Größere pigmentfreie Dolomitekristalle scheinen durch Sammelkristallisation entstanden zu sein (vergl. BATHURST 1971).

Etwa aus der Aufschlußmitte konnte eine Conodontenfauna gewonnen werden. Sie umfaßt

Acodus curvatus BRANSON & BRANSON 1947

Acodus similaris RHODES 1953

Amorphognathus? sp.

Icriodina sp.

Oistodus sp.

Oistodus? sp.

Panderodus gracilis BRANSON & MEHL 1933

Panderodus similaris (RHODES 1963)

Panderodus unicastatus (BRANSON & MEHL 1933)

Scantodus zermulaensis SERPAGLI 1967

EBNER et al. 1977 ordnen diese Formen der *Amorphognathus ordovicicus*-Zone zu (Oberes Ordoviciem).

2.1.4. Mittlerer Auen-Dolomit

Die unter dem Begriff „Mittlerer Auen-Dolomit“ zusammengefaßten Dolomite lassen sich auf Grund der Lithologie und Stratigraphie zweiteilen: Der stratigraphisch tiefere Teil ist im Liegenden der Quarzporphyre aufgeschlossen (siehe Abb. 3, Profil 3). Nach einer Aufschlußlücke von mehreren Metern, welche von dem ordovizischen Unteren Auen-Dolomit vertreten werden dürfte, folgen hier ca. 8–9 Meter mächtige, dunkle, massige, quarzdurchäderte, limonitisch anwitternde Eisendolomite. Drei Proben lieferten Conodonten

Tab. 1: Fauna des Mittleren Auen-Dolomits

	6/9	6/10	6	385/3	5/2
<i>Crinoidea</i> indet.	x		x	x	x
<i>Acodus mutatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)		x			
<i>Acodus</i> cf. <i>curvatus</i> BRANSON & BRANSON 1947			x		
„ <i>Acodus</i> “ sp. (sensu SERPAGLI 1970)			x		
<i>Belodella resima</i> (PHILIP 1965)			x		
<i>Belodella triangularis</i> (STAUFFER 1940)			x		
<i>Distacodus obliquicostatus</i> BRANSON & MEHL 1933			x		
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953	x	x		x	x
<i>Hindeodella</i> sp.	x			x	x
<i>Neoprioniodus latidentatus</i> WALLISER 1964			x		x
<i>Neoprioniodus</i> cf. <i>multiformis</i> WALLISER 1964			x		
<i>Neoprioniodus</i> sp.			x	x	
<i>Ozarkodina edithae</i> WALLISER 1964		x			
<i>Ozarkodina zieglerei</i> ssp. indet.			x		
<i>Ozarkodina</i> sp.			x	x	x
<i>Panderodus recurvatus</i> RHODES 1953			x	x	
<i>Panderodus unicostatus</i> ssp. indet.	x	x		x	x
<i>Plectospathodus extensus</i> RHODES 1953		x	x	x	
<i>Spathognathodus incl. inclinatus</i> (RHODES 1953)		x			x
<i>Spathognathodus inclinatus</i> ssp. indet.				x	
<i>Spathognathodus</i> sp.	x	x			x
<i>Trichonodella excavata</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x		x	x	
<i>Acodus</i> sp.				x	
<i>Belodella</i> sp.					x
<i>Ligonodina salopia</i> RHODES 1953					x
<i>Ligonodina silurica</i> BRANSON & MEHL 1933					x
<i>Ligonodina</i> sp.				x	
<i>Lonchodina greilingi</i> WALLISER 1957					x
<i>Neoprioniodus excavatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)				x	
<i>Neoprioniodus</i> cf. <i>latidentatus</i> WALLISER 1964					x
<i>Oneotodus</i> sp.				x	
<i>Ozarkodina media</i> WALLISER 1957					x
<i>Ozarkodina</i> cf. <i>media</i> WALLISER 1957					x
<i>Panderodus gracilis</i> (BRANSON & MEHL 1933)				x	
<i>Panderodus</i> sp.				x	
<i>Spathognathodus</i> cf. <i>inclinatus</i> ssp. indet.				x	
<i>Spathognathodus steinbornensis</i> ssp. indet.					x
<i>Trichonodella</i> cf. <i>excavata</i> (BRANSON & MEHL 1933)					x
<i>Trichonodella symmetrica</i> (BRANSON & MEHL 1933)				x	
„plate“ sensu BISCHOFF 1973					x

und Crinoiden (siehe Tab. 1), wobei die teilweise individuenreichen Faunen überwiegend aus Einzahnformen bestehen (v. a. Probe 6/10). Zur stratigraphischen Einstufung eignet sich besonders die Probe 6/10, wo durch das Auftreten von *Ozarkodina edithae* nach WALLISER 1964, 1971 die *sagitta*-Zone (Grenzbereich Wenlock-Ludlow) angezeigt wird. Die Fauna der Probe 6 ist auf den Zeitraum *ploeckensis*- bis *siluricus*-Zone beschränkt, während sich in der Probe 6/9 nur obersilurisch-unterdevonische Durchläufer finden.

Der stratigraphisch höhere Anteil der dunklen Dolomite konnte in einem Aufschluß etwa 9 Meter unter der Liegendgrenze des Unteren Auen-Dolomits gefunden werden (siehe Abb. 3, Profil 2). Die Conodontenfauna (siehe Tab. 1, Probe 385/3) beinhaltet typi-

sche Obersilur/Unterdevon-Durchläuferformen. Durch das Auftreten von *Trichonodella symmetrica* kann die Reichweite dieser Fauna nach WALLISER 1964, 1971 auf *crispus*-Zone (hohes Silur) bis Unterdevon eingengt werden.

Etwas anders ausgebildet sind die Dolomite an der unteren Kuppe 100 Meter nördlich Gehöft Haider. Es handelt sich um meist sehr harte, splittrige, feinkristalline, mittelgraue Dolomite, die in einem Aufschluß an der Südseite der Kuppe Echinodermatenreste, insbesondere Crinoidenstielglieder beinhalten (siehe Taf. 1, Fig. 3). Eine Probe aus diesem Liegendanteil lieferte Conodonten (vgl. Tab. 1, Probe 5/2) mit einer Reichweite von der *crispus*-Zone (hohes Silur) bis Unterdevon.

Am Südabfall der letztgenannten Kuppe steht ein mm-lagiges, stark gefälteles und transversalgeschiefertes, grünliches bis helles, porphyroidähnliches Gestein an, welches offenbar unter die Dolomite einfällt. Die Lagigkeit scheint primär zu sein und wird durch löchrige, limonitverkrustete Auswitterungserscheinungen parallel dazu verstärkt. Durchgehend ist ein höherer Feldspatgehalt festzustellen, der in gewissen Lagen in größeren Kristallen vorliegt (bis zu Korngrößen von ca. 2 mm).

U. d. M. liegen rundliche, selten leistenförmige Mikrokline in einem feinkörnigen serizitischen Glimmergewebe gleichmäßig verteilt. Die häufig verzwilligten Mikrokline (\varnothing 0,2–1,3 mm, opt. –, Achsenwinkel ca. 70–85°) besitzen entweder eine deutlich ausgebildete Mikroklingitterung oder löschen flau aus, sind häufig mit Serizitflitterchen besetzt und werden teilweise randlich von Serizit angegriffen, wobei ebenso wie in Rissen Quarz aufsprößt. Außerdem konnte ein einsprenglingsartiges Plagioklaskorn im Glimmergewebe nachgewiesen werden. Das stark limonitisch durchtränkte Glimmergewebe besteht v. a. aus Helglimmern (\varnothing 0,05 mm, blaßgrünlicher Pleochronismus in der Längsrichtung) und selten Stilpnomelan oder Biotit (brauner Pleochronismus, keine deutliche Basis-spaltung), untergeordnet auch Quarz, Alkalifeldspat in kleineren Korngrößen (\varnothing 0,05 mm). Es ist im mm-Bereich unter Ausbildung von Transversalschieferungsflächen mit Drucklösungserscheinungen (siehe LANGHEINRICH 1977) feingefältelet.

Chlorit (grüner Pleochroismus, anomal braune Interferenzfarben) ist nur an Klüftchen gebunden. Akzessorien: Stark getrübt Apatit, selten Turmalin und kubisches Erz.

Zusammensetzung: 10% Mikroklineinsprenglinge, 60% Phyllosilikate, 30% Quarz und Alkalifeldspäte in der Grundmasse.

Dieses Gestein wird als Kristalltuff gedeutet. Dafür sprechen

- (1) das alleinige Auftreten von Alkalifeldspäten als „Auswürflinge“,
- (2) der Wechsel in der Korngröße der Alkalifeldspäte senkrecht zur Schieferung,
- (3) die lagenweise Anreicherung großer Alkalifeldspäte.

Seitlich liegend des vorher beschriebenen Aufschlusses folgen graue, mm-gebänderte Metapsammite mit knapp über ein Meter (aufgeschlossener) Mächtigkeit.

U. d. M. ähnelt das in cm-Bereich isoklinal verfaltete Gefüge mit den Phyllosilikatbändern und den Quarz-Feldspatlagen den Metapsammiten der Pranker-Gruppe (siehe Kap. 2.2.2.). An den Phyllosilikatbändern ist neben Serizit sehr selten Stilpnomelan (?) und Chlorit beteiligt.

Klastische Komponenten (\varnothing ca. 0,1 mm): Quarz, Quarzaggregate, ungefüllte und unverzwilligte Plagioklase, mit Serizit gefüllte Plagioklase. Die Plagioklase liegen als Albite ($An_{0,5}$) vor und machen mehr als 50% der Komponenten aus. Die feinkörnige Matrix setzt sich aus Quarz/Plagioklas, Chlorit, Serizit, opaker Substanz und Limonit zusammen (Korngrößen um 0,03 mm).

Klastische Schwerminerale: V. a. Zirkon, daneben Apatit, Rutil, Turmalin.

Nach PETTIJOHN et al. 1972 handelt es sich um eine Arkosewacke.

2.1.5. Haider-Marmor

Als stratigraphisch höheres Schichtglied folgen gegen das tektonisch Liegende verschieden ausgebildete Kalkmarmore, denen im Hangendanteil möglicherweise ein geringmächtiger Dolomithorizont eingeschaltet ist. Vom tektonisch Hangenden gegen das Lie-

gende läßt sich folgendes Profil rekonstruieren (Abb. 3, Profil 3): Den stratigraphisch tieferen Horizont vertreten mindestens 12 (max. vielleicht bis 20) Meter mächtige, glimmerarme, gelbliche, alabasterartig durchscheinende Kalkmarmore, die an der Verzweigung der Forstwege 250 m SE Gehöft Haider aufgeschlossen sind. Sie zeigen ca. 0,5 bis 1 m dicke, an den Bankungsfugen serizitführende Bänke. Die Mächtigkeit kann wegen der Verfaltung im 10-m-Bereich und der Zerstückelung durch Störungen nur schwer angegeben werden.

Sie dürften in die steilstehenden bis saiger gelagerten, hellrosa bis grünlichen Glimmerflaserkalkmarmore überleiten, welche unmittelbar östlich des Gehöftes Haider anstehen und mit mindestens 6 m Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Die Flaserung ist teils gleichmäßig verteilt, teils leitet sie zu durchgehenden Glimmerbändern, ähnlich Kalkphylliten, über.

U. d. M.: Die Grundmasse besteht aus gleichkörnigem Kalzit (\varnothing 0,15–0,25 mm) in einem granoblastischen Gefüge. In Faltenkernen von cm-Falten sind häufig bis 0,8 mm große, xenomorphe Einzeldolomitkristalle eingelagert, während amöboide Quarze (\varnothing 0,05–0,4 mm) in Nestern angereichert sind. Die Glimmerfasern bestehen v. a. aus stark verbogenen Serizitsträhnen (bis 0,2 mm lang), opaker Substanz und einer leukoxenartigen, gelblich-bräunlichen, hochlichtbrechenden, mikroskopisch unauflösbaren Substanz. Diese Fasern sind stark deformiert und in schlierenartige Schlingen gelegt.

Zusammensetzung: 89% Kalzit, 10% Flasern (Quarz, Serizit, opake Substanz), 1% Dolomit.

Stratigraphisch über den Flaserkalkmarmoren dürften etwa 1,5 bis 2 Meter mächtige, hellgraue, ockerig anwitternde, brekziöse Dolomite folgen. Solche Dolomite sind unmittelbar östlich Gehöft Haider und an der Kuppe ca. 120 m ESE dieses Gehöftes aufgeschlossen (siehe Abb. 2).

An sie schließen in beiden Aufschlüssen graue bis helle Bänderkalke (2,1 m mächtig, cm-plattig, stark verschiefert) an. Während weder die hellen Kalkmarmore noch Glimmerflaserkalkmarmore und Dolomite Biogenreste lieferten, konnten unmittelbar östlich des Gehöftes in den hier saiger bis stratigraphisch aufrecht gelagerten Bänderkalken wenige unvollständig erhaltene Conodonten gefunden werden:

Polygnathus ex gr. *P. trigonocus* – *laticostatus* – *kluepfeli*

Polygnathus sp.

Auf Grund des *Polygnathus* ex gr. *P. trigonocus* – *laticostatus* – *kluepfeli* (gerade Carina; wenige kräftige Rippen auf breiter, flacher Plattform; kleine Basalgrube etwa unter der Plattformmitte) kann die Einstufung auf das tiefere Mitteldevon beschränkt werden.

2.1.6. Oberer Auen-Dolomit

Aus den grauen und weißen Bänderkalken entwickeln sich Dolomite. Sie sind mit mindestens 8 m Mächtigkeit an der bewaldeten Kuppe östlich des Gehöftes sowie beim Gehöft selbst aufgeschlossen. Die Ausbildung reicht von mittelgrauen, massigen, eisenschüssigen Dolomiten über gut geschichteten in der Aufschlußmitte bis zu dunklen, sehr harten, massigen, brekziösen Dolomiten im stratigraphisch Hangenden.

U. d. M. ist wieder der Gegensatz von Flecken feinkörniger, stark pigmentierter Dolomitkristalle (\varnothing 0,02–0,10 mm) zu Bereichen großer, pigmentfreier Dolomitkristalle (\varnothing bis 1,5 mm) deutlich. Die großen Kristalle zeigen verbogene und an Rissen geschleppte Spaltflächen und Zwillingslamellen, undulöses Auslöschchen und Felderteilung als Zeichen kräftiger tektonischer Beanspruchung. Dabei fällt auf, daß nur die kleineren Dolomitkristalle suturierte Korngrenzen besitzen. Ebenso sind limonitisch belegte Styrolithen an die feinkörnigeren Bereiche gebunden. Untergeordnet sind amöboide, undulöse, oft zerbrochene Quarze (\varnothing 0,05–1,2 mm) mit Karbonateinschlüssen in der Karbonatmatrix verteilt.

Zusammensetzung: 93% Dolomit, 7% Quarz und Limonit.

In einem Schriff aus dem Hangendbereich treten regelmäßig angeordnete, netzartige Styrolithen parallel zur Schichtung auf. Andererseits sind hier „birds eye“-Strukturen ähnelnde Gefüge zu sehen (siehe Taf. 1, Fig. 4).

Die Fauna zeigt Tab. 2. Die Probe 386/10 stammt aus der liegendsten Bank im Aufschluß östlich Gehöft Haider, die Proben 387/6, 7, 8 von den Aufschlüssen an der Kuppe. Die Probe 387/8 markiert das Liegende, während die Probe 387/6 dem stratigraphischen Hangendanteil entnommen ist (siehe Abb. 3).

Tab. 2: Die Conodontenfauna des Oberen Auen-Dolomites

	386/10	387/8	387/7	387/6
<i>Ancyrodella buckeyensis</i> STAUFFER 1938 vel				
<i>Ancyrodella curvata</i> (BRANSON & MEHL 1934)		x		
<i>Ancyrodella</i> cf. <i>buckeyensis</i> STAUFFER 1938				x
<i>Hindeodella</i> sp.		x		x
<i>Icriodus</i> sp.				x
<i>Icriodus?</i> sp.			x	
<i>Nothognathella</i> sp.	x			
<i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947				x
<i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947 vel <i>Palmatolepis proversa</i> ZIEGLER 1958		x		x
<i>Palmatolepis</i> sp.	x			
<i>Polygnathus</i> cf. <i>decorosus</i> STAUFFER 1938				x
<i>Polygnathus</i> cf. <i>webbi</i> STAUFFER 1938			x	x
<i>Polygnathus</i> sp.	x	x	x	x

Die Reichweite der Faunen der Proben 387/6 und 387/8 umfaßt den Zeitraum von der mittleren *Polygnathus asymmetricus*-Zone bis zur oberen *Palmatolepis gigas*-Zone. Nach HOUSE & ZIEGLER 1977 kommt diesen Zonen ein Alter von to I α bis to I δ zu.

2.2. Pranker-Gruppe

Der fast rein karbonatischen Auen-Gruppe kann eine schwachmetamorphe, schiefrig-sandige Schichtgruppe gegenübergestellt werden. Sie wurde im Kammgebiet um den Tal-schluß des hinteren Lorenzengrabens (Kamm von Meterhöhe über Prankerhöhe und Schwarmbrunnhöhe bis Ursch) näher untersucht.

Bereits THURNER 1933 a, 1958, 1961 und BECK-MANNAGETTA 1959 stellten innerhalb der Phyllite eine mächtige sandige Einschaltung („Arkoseschiefer“ nach THURNER 1933 a) fest, wobei im Liegenden der Arkoseschieferliegendgrenze Karbonateinschaltungen auftreten.

Die Neugliederung läßt eine Einteilung in drei Formationen zu. Auch diese Schichtfolge liegt invers. Die Pranker-Gruppe besteht vom Liegenden zum Hangenden aus den Schattloch-Phylliten, den Pranker-Metapsammiten und dem Ursch-Dolomit.

2.2.1. Schattloch-Phyllite

Als stratigraphisch tiefste Formation werden jene Phyllite samt Einlagerungen verstanden, welche den Kamm von der Meterhöhe über das Schattloch gegen den Nordanstieg der Prankerhöhe aufbauen. Der Kontakt gegen die hangenden Ackerlglimmerschiefer ist tektonisch (NEUBAUER, in Vorbereitung). Im gegebenen Fall handelt es sich um eine steile Abschiebung der Nordscholle.

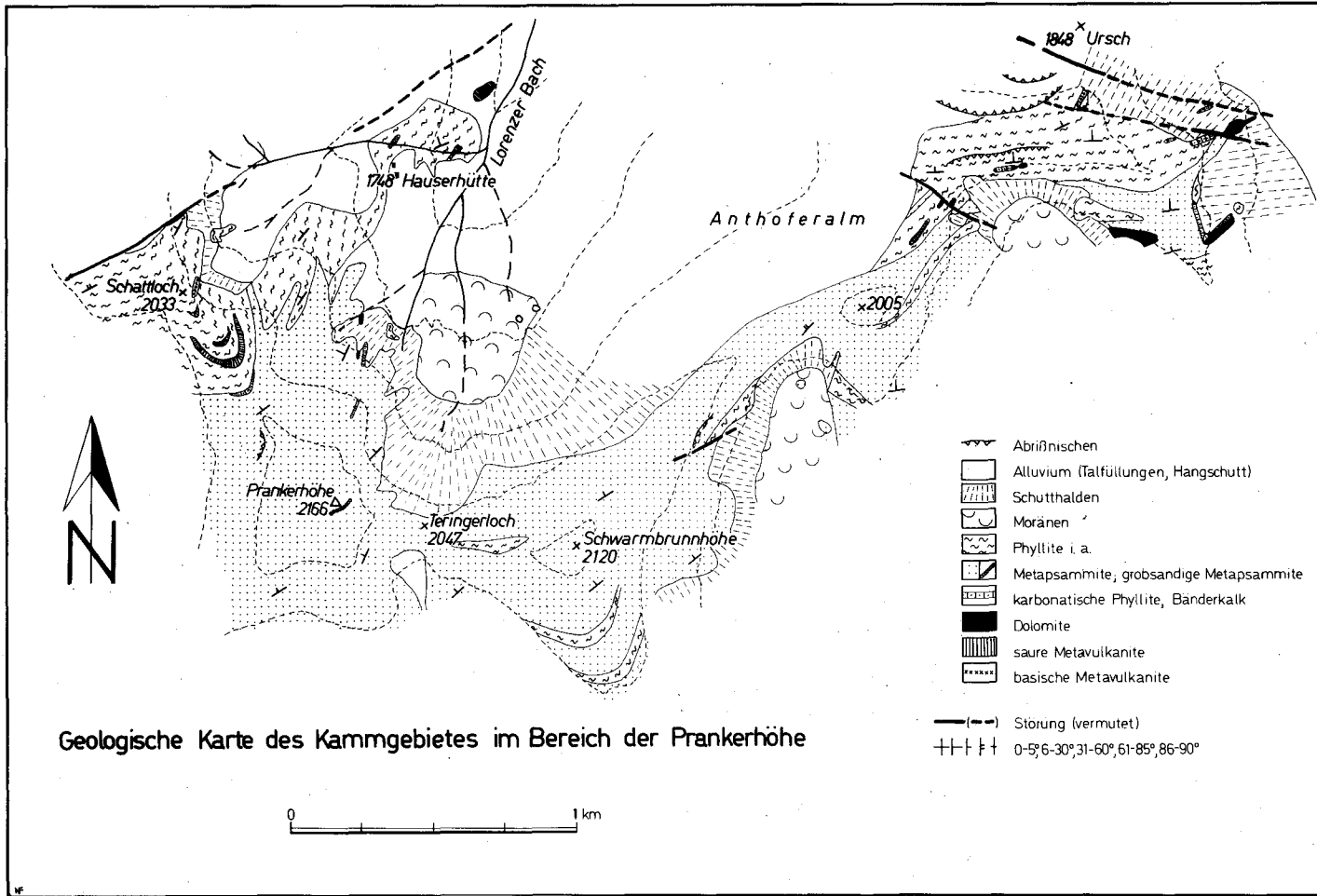


Abb. 5: Geologische Karte der Pranker-Gruppe.

Das Profil beginnt im tektonisch Hangenden mit 1 bis 1,5 m mächtigen Karbonatphylliten. Dieser Horizont dürfte mit grauen, hellockerig anwitternden, etwas geschieferten dolomitischen Kalken verbunden gewesen sein, wovon in den Schutthalden unterhalb dieses Aufschlusses zahlreiche Blöcke zu finden sind. Unter diesem Karbonatphyllithorizont folgen hier zunächst schwach grünliche, chloritführende Phyllite, die gegen das Liegende zu in graue, serizitreiche, feingeschiefterte Phyllite übergehen. Sie zeigen einen unterschiedlichen Gehalt an meist isoklinal gefalteten und geschieferten Quarzschwielen und -knauern, welche vor allem in den Phylliten nördlich des Schattloches mit größeren Prozentsätzen hervortreten und häufig auch mit Quarz-Eisenkarbonatnestern in Verbindung stehen.

U. d. M. Mineralbestand: 50–60% Quarz, 33–50% Serizit, 2–5% Plagioklas, 1–5% Akzessorien (opake Substanz).

Diese Phyllite beinhalten verschiedene, geringmächtige Einlagerungen von Vulkanitabkömmlingen, welche sich in intermediäre und in saure Metavulkanite untergliedern lassen.

Im tektonisch Hangenden eines dünnen Bänderkalkhorizontes befindet sich im Bach nördlich der Hauserhütte ein 7–8 m mächtig anstehender Metatuffit, der durch helle, silbrig glänzende Schieferungsflächen, bedingt durch bereits makroskopisch unterscheidbare Hellglimmer, und durch seinen plattigen Bruch auffällt.

U. d. M.: In dem im mm- bis cm-Bereich gefalteten Gestein sind klar, ähnlich den Metapsammiten, Quarz/Feldspat- und Glimmerbänder zu erkennen. Auffällig sind gleichmäßig Feldspat- und Porphyrquarzklasten (\varnothing 0,3–0,7 mm), wobei die Feldspäte überwiegen und sich in zwei Gruppen unterteilen lassen:

(1) Gefüllte Plagioklase mit manchmal orientiert eingelagertem Serizit bzw. seltener Karbonat, radialstrahlig angeordnete feine Nadeln (Klinoisit?) und auch Apatit. Verzwillingungen nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz.

(2) Ungetrübte, einschlußfreie Schachbrettalbite. Die Feldspäte sind gelängt, mit der Längsachse in die Schieferung eingeregelt, randlich stets aufgelöst bzw. in Teilkörner zerlegt. Analoge Erscheinungen sind an den Quarzen zu beobachten.

Das Grundgewebe besteht aus einem feinkörnigen Quarz/Plagioklasgewebe, in welches Chlorit und Hellglimmer eingelagert sind. Letztere treten zu Bändern zusammen, in denen selten Zoisite aufspröhen. Isometrische Erzkörner, idiomorphe Zirkone und nesterförmig eingelagertes Karbonat treten akzessorisch auf.

Im Handstück vergleichbar ist ein grünliches, schwach karbonatisches Gestein, welches als ca. 3 bis 4 m mächtige Linse am Schattloch zusammen bzw. im tektonisch Hangenden der unten angeführten Metaporphyrite auftritt.

U. d. M. treten in bezug auf den Mineralbestand folgende Unterschiede zum oben beschriebenen Gestein hervor: Schachbrettalbite fehlen, Chlorit ist häufiger, Hellglimmer fehlt. Selten tritt Stilpnomelan (n_x goldgelb gegen n_y , n_z dunkelolivbraun) in ca. 0,1 mm langen Büscheln auf.

Bei beiden Typen könnte es sich auf Grund des Auftretens von großen gefüllten Plagioklasen bzw. Schachbrettalbiten um Metakristalltuffite handeln, wobei das genetisch nicht geklärte Problem der Porphyrquarzklasten eine Zuordnung zu einem bestimmten Chemismus erschwert. Sie müssen daher vorläufig als Abkömmlinge eines Vulkanismus bezeichnet werden, wobei über die Art des Chemismus nichts mit zwingender Sicherheit gesagt werden kann. Der Metatuffit am Schattloch könnte vielleicht aus einem eher basischen Edukt herzuleiten sein.

Im Liegenden dieses Metatuffites treten am Kamm südlich des Schattloches innerhalb der Phyllite graue bis hellgrünliche, plattige, stärker verwitternde Gesteine auf, die durch Serizitbestege auf den Schieferungsflächen noch durchaus einen phyllitischen Habitus besitzen. Helle bis weißliche Lagen deuten auf einen größeren Feldspatgehalt hin. Diese Gesteine finden sich als max. gegen ein Meter mächtige, linsige Einlagerungen in den grauen, hier manchmal auch etwas grünlichen Phylliten auf und sind schwer von diesen abzugrenzen.

U. d. M. treten in einem porphyrischen Gefüge, 0,3–2 mm große, hypidiomorphe bis idiomorphe, nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingte Plagioklase auf (teils reiner Albit, teils solche mit größeren Anorthitge-

halten). Eine schwache Fülle besteht aus Serizit und Klinozoisit, daneben ist wurmartig in den Plagioklas hineinwachsender Geldrollenchlorit zu sehen. Häufig sind Zerbrechungen und Zergleitungen in mehrere Subkörner festzustellen; undulöses Auslöschchen, Verbiegungen der Zwillingslamellen gehen stets damit einher. Reaktionssäume mit der Grundmasse in Druckschattenräumen sind häufig. Die „Grundmasse“ besteht aus einem feinkörnigen, amöboid verzahnten Quarz/Feldspatgemenge, wobei Plagioklas nur selten an seiner Verzwilligung erkennbar ist. Quarz kann lokal durch Kornvergrößerung (?) zu über 2 mm großen Körnern heranwachsen, die immer gefeldert und durch Subkornbildung rekristallisiert sind (Taf. 2, Fig. 1). Dasselbe gilt für große Quarze von Quarzgängchen, welche dieses Gestein durchschlagen. In dieses Quarz/Feldspatgrundgewebe sind Chlorit und Hellglimmer (ca. 0,01 mm lang) eingestreut, was zusammen mit einem rhythmischen Korngrößenwechsel der Quarze der Grundmasse zur Andeutung einer Schieferung führt. Stilpnomelan (?) tritt immer an den Korngrenzen der Plagioklas-Einsprenglinge auf. Rundliche Zoisitkörner, kubisches Erz (Magnetit) und selten Leukoxenaggregate bzw. idiomorphe Zirkonsäulchen ergänzen den Mineralbestand.

Auf Grund der Plagioklas-Einsprenglinge wie des noch deutlich erhaltenen Gegensatzes zwischen Einsprenglingen und Grundmasse ist ein Porphyrit als vortetamorphes Ausgangsgestein anzunehmen.

Damit vergleichbar, aber im Handstück wie mikroskopisch unterscheidbar, sind etwas weiter südlich anstehende Gesteine, welche auf der Karte damit zusammengezogen wurden. Hier entwickeln sich aus den Phylliten helle bis weiße, relativ serizitarmer, dagegen quarzreiche, fein gebänderte Gesteine, welche intensiv mit den grauen Phylliten wechseln.

U. d. M.: Hauptbestandteil ist äußerst feinkörniger Quarz (ca. 0,01 mm) der in Lagen etwas gröber wird (ca. 0,03 mm). In unterschiedlichem Abstand parallel laufende Serizitbänder ergänzen das Bild einer strengen Schieferung. Dieses Gefüge ist gefaltet, die Serizitlagen in den Faltenkernen sind fein gefaltet und von Schieferungsflächen in hol-Stellung (Achsenflächenschieferung) durchsetzt. Speziell in den Faltenkernen sind (hyp-)idiomorphe Plagioklase (An_{0-5} , \varnothing ca. 0,5–1 mm, Verzwilligungen nach Albit- und Periklingseset) erhalten. Ein Korn zeigt einen monoklinen Querschnitt mit einer Zwillingsnaht parallel zur Achsenebene (Manebacher Zwillings?).

Hier liegt die Vermutung nahe, daß es sich um quarzreiche Metatuffe handelt (eventuell Staubtuffe?).

Am Steig zur Hauserhütte treten im Hangschutt ca. 300 m nördlich des Baches noch innerhalb der Phyllite helle, deutlich plattige, linsig-augige Gesteine auf, die einen höheren Feldspatgehalt vermuten lassen. Auf den Schieferungsflächen ist eine deutliche Lineation zu erkennen, die auf eine Auslängung der „Augen“, die durch feine Glimmerhäute getrennt werden, zurückzuführen sein dürfte.

U. d. M. zeigt der Mineralbestand alle Zeichen starker Durchbewegung. Als Augenhalt treten v. a. bis ca. 3 mm große Reste von Alkalifeldspäten auf (Taf. 2, Fig. 2), die teils mit Mikroklingitterung, teils mit flauem Auslöschchen vorliegen und perthitähnliche Strukturen und eine randliche Schachbrettabitisierung zeigen (vergl. FRITSCH 1961, THIEDIG 1966, HURLER 1972). Die Feldspatporphyroklasten sind häufig in mehrere Teilindividuen zerbrochen, die Zwischenräume sind von einem mörteligen Quarz/Feldspat(?)-Gemenge aufgefüllt. Der Rest der Augenfüllung wird von feinkörnigen, gelängten (ca. 0,1 x 0,5 mm), stark suturierten Quarzen aufgebaut, die nach der Trener'schen γ -Regel in einem Winkel von ca. 30° zur Schieferung geregelt sind. Dazu treten noch Hellglimmer und selten auch Plagioklas. Die Matrix zwischen den Augen wird von kataklastisch zerriebenen Hellglimmern aufgebaut, in welche xenomorphe wie kubisch kristallisierte Erzkörner, selten stark pigmentierte Apatite und Zirkon eingelagert sind.

Für dieses Gestein drängt sich der Vergleich mit den als „Serizit-Albit-Schiefer“ bzw. als Metakeratophyre beschriebenen Gesteinen der südlichen Saualpe und des Gebietes nordwestlich St. Veit auf (FRITSCH 1961, THIEDIG 1966, HURLER 1972).

Als weitere Einlagerungen in den Phylliten konnten am Bach nördlich der Hauserhütte zwei biogenfreie Karbonatlinsen festgestellt werden:

(1) In Seehöhe 1720 m steht nordseitig des Baches eine stark in Pinolitmagnetit umgewandelte, ockerig verwitternde, ca. 1,5 m mächtige Eisendolomitlinse an.

(2) Ebenfalls nordseitig des Baches findet sich im Liegenden des oben beschriebenen Metatuffites ein feinkörniger, verschieferter, heller Bänderkalk in ca. 1 m Mächtigkeit.

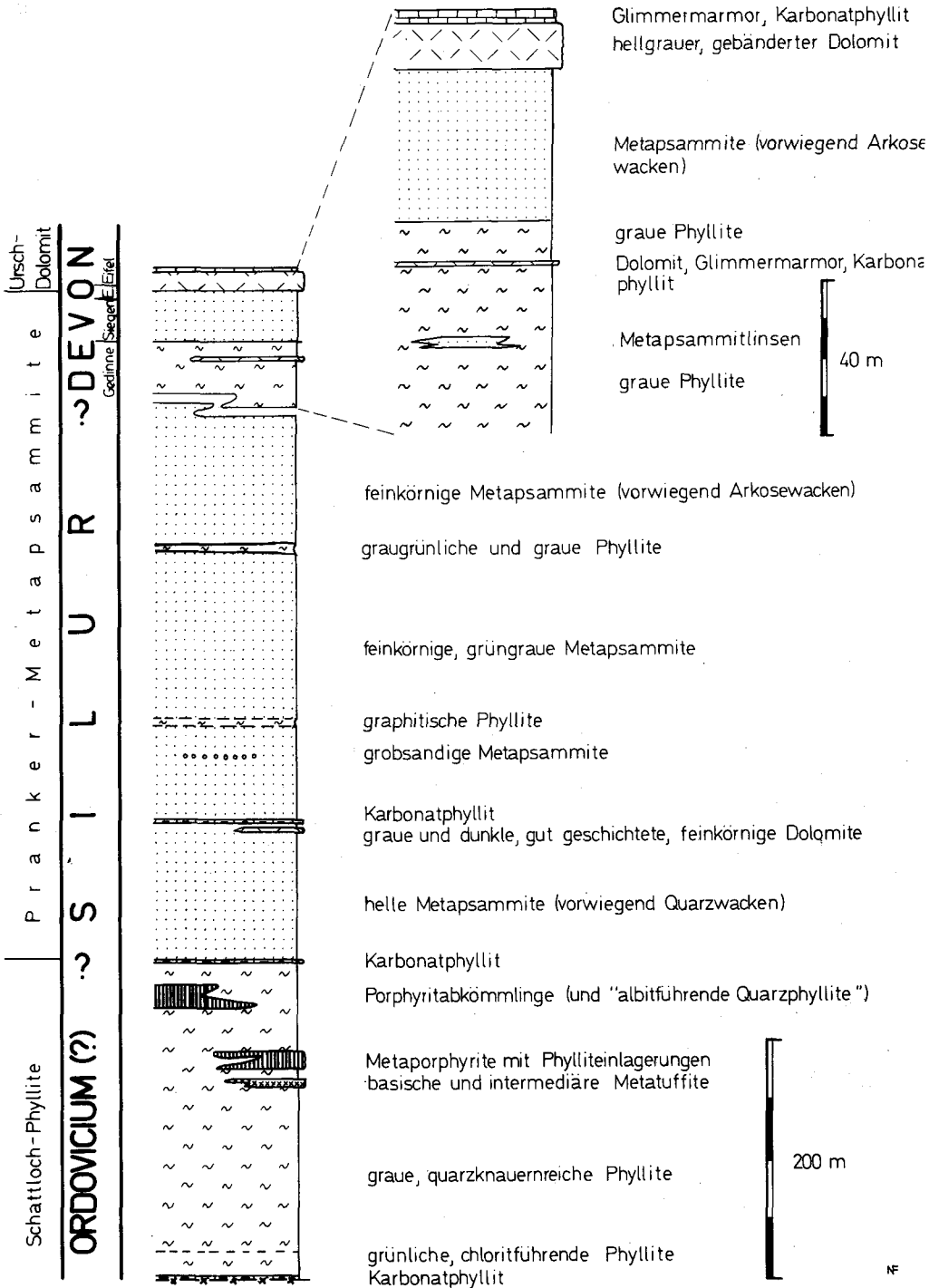


Abb. 6: Schematisiertes Säulenprofil der Pranker-Gruppe. Die Mächtigkeitsangaben der stratigraphisch tieferen Teile sind nur als Größenordnung zu betrachten.

An der Grenze zwischen den Phylliten zu den unterlagernden Metapsammiten liegt am Kamm zwischen Schattloch und Prankerhöhe ein etwa 1,5 m mächtiger Karbonatphyllithorizont. Er ist bräunlich gefärbt, wittert eisenschüssig an und ist streng im mm-Bereich geschiefert.

U. d. M. wird die Schieferung durch strenge Parallelanordnung der nichtkarbonatischen Komponenten angedeutet: Karbonat ist in zwei Generationen vorhanden: Das nie verzwilligte Karbonat I (\varnothing ca. 0,2 mm) ist stets limonitisch durchtränkt bzw. gepanzert. Limonit tritt daneben auch streifenförmig in dem Karbonat II/Quarz-Grundgewebe auf. Karbonat II (\varnothing 0,04–0,1 mm, max. 0,5 mm) zeigt polygonale Korngrenzen, Quarz (\varnothing 0,02–0,1 mm) ist zusammen mit Hellglimmersträhnen (0,03–0,1 mm lang) in Lagen angeordnet.

2.2.2. Pranker-Metapsammit

Unter dem oben genannten Karbonatphyllithorizont folgen mehrere 100 m mächtige Metasandsteine.

Es handelt sich meist um graue, grünliche, graugrünliche bis helle Gesteine, deren Färbung in Abhängigkeit vom Serizit/Chlorit-Gehalt steht. Sie sind meist im mm-Bereich regelmäßig gebändert, seltener ist eine solche im cm-Bereich unter Ausbildung eines plattigen Habitus vorhanden. Die hellen Lagen bestehen dabei aus Quarz/Feldspat, während die sie trennenden dunklen, phyllitischen Häute aus Chlorit und Serizit zusammengesetzt sind. Abhängig vom Quarzgehalt treten manchmal mehrere Meter mächtige Bänke morphologisch als Härtlinge hervor, die von geringmächtigen Horizonten grau gefärbter Phyllite getrennt werden. Die Phylliteinlagerungen können im Profil wie auch lateral wechseln, mächtigere Einlagerungen wurden bei lateraler Verfolgbarkeit auskartiert.

Die Metapsammiten sind meist feinkörnig, nur in wenigen Fällen konnten grobkörnige Metapsammiten gefunden werden (Korngrößen bis über 2 mm), nämlich lose unmittelbar auf der Prankerhöhe selbst, wo die Komponenten Korngrößen bis 1,5 und 2 mm erreichen, und weiters am Kamm östlich der Anthoferalm, hier ebenfalls nur im Schutt (Korndurchmesser von 2–3 mm bei gut erhaltener Rundung). Soweit makroskopisch erkennbar, bestehen die grobkörnigen Metapsammiten beider Vorkommen nur aus dunkelgrauen Quarzen, welche sich nie berührend in einer feinkörnigen Phyllosilikatmatrix schwimmen.

Die rein klastische Natur der Metasandsteine geht aus Schliiffuntersuchungen eindeutig hervor. Die Komponenten heben sich durch Korngrößenunterschiede von der vergrößerten Quarz/Phyllosilikatmatrix deutlich ab. Die Korngrößen sind wegen der starken Rekristallisationserscheinungen (vgl. Taf. 2, Fig. 3) nicht mehr eindeutig festzulegen. Eine Abgrenzung gegen die Matrix bzw. rekristallisiertem Grundgewebe liegt bei 0,1 mm, im Durchschnitt liegen die Korngrößen der klastischen Komponenten zwischen 0,2–0,35 mm; maximale Korngrößen wurden im groben Metapsammitenhorizont am Kamm westlich Ursch beobachtet, wo die durchschnittliche Korngröße in Schliiffen bei ca. 1 mm, die maximale bei 2,7 mm liegt.

Nach Untersuchung der Komponenten setzen sich die Metapsammiten aus folgenden Gesteinsbruchstücken und Mineralen zusammen (vgl. Tab. 3): Am häufigsten sind klastische Quarze vertreten. Porphy Quarze und Schachbrettalbite deuten auf Quarzporphyre im Liefergebiet, Hellglimmerklaster und Glimmerquarzitgeröllchen auf ein Kristallin. Neben Quarz sind gefüllte Plagioklase am häufigsten. Die Fülle besteht aus unregelmäßig eingelagerten winzigen Hellglimmern, andere Minerale konnten in der Fülle nicht beobachtet werden. Manchmal sind diese Plagioklase nach dem Albitgesetz verzwilligt, wobei die Verzwilligung meist etwas verwaschen ausgebildet ist. Diese Plagioklase lassen keine ein-

Tab. 3: Klastischer Inhalt der Pranker-Metapsammiten. Leichtminerale bzw. Gesteinsbruchstücke: +1–2; Körner/Schliff, ++3–30 K./Schliff, +++ mehr als 30 K./Schliff

Schliffnummer	367	364	505/2	505/1	360	349/2	459	578	577
Quarz	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Porphy Quarz	++					+	++		
Quarzaggregat	++				+	++	++	++	+
ungefüllter Plagioklas	++	++	+++	+++	++	++		+++	++
gefüllter Plagioklas	++	+++	+++	+++	+++	++		+++	++
Schachbrettalbit	++	+	++	+	++	++		++	
Alkalifeldspat						+		++	+
Hellglimmer			++	++	++	+		++	+
Plagioklas-Hellglimmer-Verwachsung					+				
Serizitquarzit	++						+	+	
durchsichtige Schwerminerale/Schliff	37	38	34	72	26	37	36	94	59
Zirkon	62	71	74	35	65	14	36	73	25
Turmalin	24	–	21	21	8	24	14	21	53
Apatit in Prozent	11	29	5	39	4	57	47	6	22
Rutil	–	–	–	5	23	2,5	–	–	–
Zinnstein (?)	3	–	–	–	–	2,5	3	–	–

deutigen Aussagen über das Liefergebiet zu. Ungefüllte und unverzwillingte Albite können meist ziemlich sicher als Neubildungen angesprochen werden.

Zur weiteren Charakterisierung wurden die Schwerminerale im Schliff ausgezählt, soweit sie ihre klastische Herkunft erkennen lassen (Kriterien siehe bei VOLL 1969): Die Anzahl der durchsichtigen, klastischen Schwerminerale schwankt zwischen 26 und 94 pro Schliff. Am häufigsten ist Zirkon vertreten. Dieser ist immer gerundet und weist oft Sprünge auf. Selten wurden solche mit zonaren Anwachssäumen beobachtet, manchmal ist eine starke Trübung im Kern festzustellen.

Zweithäufigstes Mineral ist Apatit, der stets eine feine Pigmentierung im Kern aufweist. Turmalin tritt gegenüber Zirkon und Apatit zurück. Sie zeigen im Kern häufig einen blau-grünen, selten braunen Pleochronismus, die Anwachssäume bzw. neugesproßten Turmaline sind olivgrün bis -braun. Selten tritt Rutil und eventuell Zinnstein (?) auf.

Die Matrix bzw. das Grundgewebe der Metapsammiten besteht v. a. aus feinkörnigem, rekristallisiertem Quarz unter geringer Beteiligung von Plagioklas, Chlorit und Phyllosilikaten (Taf. 2, Fig. 2). In den Druckschattenräumen der klastischen Komponenten sind häufig „stachelförmige Quarz-Phyllosilikataggregate“ parallel zur Schieferung ausgebildet, wie sie THUM & NABHOLZ 1972 beschreiben. Zwischen diesen Lagen liegen Serizit-Chlorit-Biotit(? oder Stilpnomelan)-Bänder, in denen die Phyllosilikate durch Drucklösung an den klastischen Quarzen angereichert erscheinen, wobei letztere eine „Auslängung“ erfahren. In diesen Bändern sind vermutlich auch aus demselben Grund opake Substanzen (Graphit, Erz) und durchsichtige Schwerminerale angereichert (vgl. THUM & NABHOLZ 1972, Fig. 36). Diese Bänder treten in Abständen von ca. 1 mm auf, halten meist über die gesamte Schliffhöhe aus und sind selten von einer Scherung in einem Winkel von ca. 10° zur Bänderung betroffen.

Ob es sich bei dem olivgrün bis bräunlich pleochroitischen Mineral um Biotit und/oder Stilpnomelan handelt, kann wegen der Feinkörnigkeit (ca. 0,05 mm lange Strähnen) mikroskopisch nicht entschieden werden. Die Basisspaltung ist meist nur sehr undeutlich ausgebildet.

Weitere Neubildungen stellen rundliche, xenomorphe Zoisite dar (\varnothing um 0,1 mm), die häufig innerhalb der Phyllosilikatbänder auftreten.

Nach der Klassifikation von PETTIJOHN et al. 1972 handelt es sich bei diesen Klastika auf Grund des hohen Matrixanteiles (etwa 50–75%) in den stratigraphisch tieferen Niveaus meist um Quarzwacken, in den höheren um Arkosewacken.

Diese Metapsammite werden durch Phyllit-, Karbonatphyllit-, Glimmermarmor- und besonders Dolomiteinlagerungen litho- und biostratigraphisch gliederbar. Unter den mächtigeren Phyllithorizonten sind besonders ein mehrere Meter mächtiges Graphitphyllitband am Südhang der Prankerhöhe und grau-grünliche Phyllite östlich des Teringerloches hervorzuheben. Ob letztere mit dem mächtigeren Phyllitpaket (ca. 15–30 m), welches am Kämm südöstlich Ursch aufgeschlossen ist, identisch sind, erscheint bei den derzeitigen Aufschlußverhältnissen ungewiß.

Die Dolomitlinsen sind durch ihre Conodontenführung biostratigraphisch wichtig.

(1) Am Nordosthang der Prankerhöhe zieht von Seehöhe ca. 1930 m, etwa 20 Meter unter dem Jagdsteig, ein ca. 2,5 m mächtiger Dolomit in wenigen Aufschlüssen bis zur Rinne in Seehöhe 1850 m hinunter. Dieser Dolomit ist deutlich zweigeteilt. Tektonisch hangend ist er unregelmäßig bis knöllig geschichtet, manchmal etwas brekziös, grau gefärbt und besitzt eine helle Anwitterungsfarbe, während er liegend in einen eher massigen, dunklen bis schwarzen Dolomit übergeht, der häufig von mm bis cm breiten Quarz-Karbonatgängen durchzogen wird. Dieser Dolomit lieferte im Aufschluß 20 m unterhalb des Jagdsteiges eine Conodontenfauna:

- Acodus curvatus* BRANSON & BRANSON 1947
- Distacodus obliquicostatus* BRANSON & MEHL 1933
- Hindeodella equidentata* RHODES 1953
- Hindeodella priscilla* STAUFFER 1938
- Hindeodella* sp.
- Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON & MEHL 1933)
- Neoprioniodus* sp.
- Ozarkodina* cf. *jaegeri* WALLISER 1964
- Ozarkodina media* WALLISER 1957
- Ozarkodina* cf. *media* WALLISER 1957
- Panderodus gracilis* (BRANSON & MEHL 1933)
- Panderodus recurvatus* RHODES 1953
- Plectospathodus extensus* RHODES 1953
- Plectospathodus* sp.
- Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES 1953)
- Spathognathodus inclinatus* ssp. indet.
- Spathognathodus crispus* WALLISER 1964
- Spathognathodus* sp.

Einstufung: *crispus*- bis untere *eosteinbornensis*-Zone (hohes Silur).

(2) Im Kar östlich Punkt 2005 m tritt etwa in Seehöhe 1955 m innerhalb von Phylliten eine ca. 80 cm mächtige, lateral nicht verfolgbare Dolomitlinse auf. Dieser Dolomit ist mittelgrau gefärbt, unregelmäßig bankig und wittert hell an. Fauna siehe Tab. 4, Probe 526. Die Einstufung wird bei Punkt (3) diskutiert.

(3) Etwa 15 Höhenmeter tiefer und etwas nach Osten versetzt ist eine ca. 3 m mächtige Dolomitlinse aufgeschlossen. Sie ist massig bis unregelmäßig dickbankig ausgebildet (etwa 0,5 m mächtige Bänke), von mittelgrauer Farbe und in den tieferen Partien stark verquarzt.

Tab. 4: Die Conodontenfauna der Dolomitlinsen im Kar südwestlich Ursch (unterdevonischer Anteil der Pranker-Metapsammit)

	526	347/1	347/2
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953		x	
<i>Hindeodella priscilla</i> STAUFFER 1938		x	
<i>Hindeodella</i> sp.	x		
<i>Hindeodella</i> sp. vel <i>Ligonodina</i> sp.		x	
<i>Ozarkodina media</i> WALLISER 1964		x	
<i>Ozarkodina typica denckmanni</i> ZIEGLER 1956	x	x	x
<i>Plectospathodus alternatus</i> WALLISER 1964			x
<i>Scutula</i> ? sp.	x		
<i>Spathognathodus inclinatus</i> ssp. indet.	x	x	
<i>Spathognathodus</i> cf. <i>primus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x	x	
<i>Spathognathodus steinhornensis</i> cf. <i>remscheidensis</i> ZIEGLER 1960	x		
<i>Spathognathodus steinh. telleri</i> SCHULZE 1968			x
<i>Spathognathodus steinh.</i> cf. <i>telleri</i> SCHULZE 1968		x	
<i>Spathognathodus steinhornensis</i> ssp. indet.	x	x	
<i>Spathognathodus</i> ex aff. <i>Sp. transitans</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	x		
<i>Trichonodella excavata</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x		

Tab. 5: Fauna des Ursch-Dolomites

	458/2	458/1	528/3	528	528/2
<i>Acodina</i> sp.	x				
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953		x			
<i>Hindeodella</i> sp.	x				
<i>Ligonodina</i> sp.	x				
<i>Neoprioniodus bicurvatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x				
<i>Ozarkodina media</i> WALLISER 1957			x		
<i>Ozarkodina typica denckmanni</i> ZIEGLER 1956	x				
<i>Polygnathus debiscens</i> PHILIP & JACKSON 1967			x		
<i>Polygnathus debiscens</i> PHILIP & JACKSON 1967 vel <i>P. gronbergi</i> KLAPPER & JOHNSON 1975	x	x			
<i>Polygnathus</i> sp.		x	x		
<i>Spathognathodus steinhornensis</i> st. ZIEGLER 1956	x	x			
<i>Spathognathodus steinhornensis</i> ssp. indet.				x	
<i>Spathognathodus steinhorn. telleri</i> SCHULZE 1968		x			
<i>Spathognathodus</i> sp.			x		
<i>Trichonodella</i> sp.			x		
<i>Ligonodina silurica</i> BRANSON & MEHL 1933					x
<i>Neopanderodus</i> sp.					x
<i>Polygnathus costatus</i> ssp. indet.					x
<i>Polygnathus</i> cf. <i>costatus</i> ssp. indet.					x
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i> HINDE 1879					x
<i>Polygnathus trigonicus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957					x
<i>Tortodus kockelianus</i> k. (BISCHOFF & ZIEGLER 1957)					x

U. d. M. ist durch markante Korngrößenunterschiede eine grobkörnige Matrix (vermutlich Dolomit mit verbogenen Spaltrissen, \varnothing bis 0,8 mm) mit einem granoblastischen Gefüge von feinkörnigem, häufig pigmentierten Karbonat (\varnothing 0,02–0,08 mm zu trennen, in welches Quarz und Plagioklas eingestreut sind. Die Plagioklase (An_{0-7}) zeigen Verzwilligungen nach dem Albit- und Periklingesetz, Quarz- und Karbonateinschlüsse; Risse sind mit Karbonat verheilt. Serizit ist selten.

Zusammensetzung: 75% Karbonat, 20% Quarz, 5% Plagioklas und Serizit.

Zwei Proben lieferten Conodonten (siehe Tab. 4, Probe 347/1,2). Dieser Dolomit dürfte gegen Westen durch eine Störung abgegrenzt sein und in dem unter Punkt (2) beschriebenen Dolomit seine Fortsetzung finden. Gegen Osten ist er vermutlich mit dem hellen, ca. 1 m mächtigen Karbonatphyllit- bis Glimmermarmorband identisch, welches östlich von diesem Aufschluß in ca. derselben Höhe in den Phylliten steckt. In den östlichen Aufschlüssen tritt zu dem hier 30 cm mächtigen Glimmermarmor ein 1,2 m mächtiger gebänderter Dolomit, welcher keine Conodonten lieferte.

Einstufung: In der Probe 526 tritt *Spathognathodus steinbornensis* cf. *remscheidensis* vergesellschaftet mit *Spathognathodus* aff. *transitans* und *Sp. st. telleri* auf. Auf Grund des gemeinsamen Auftretens ist nur eine Einstufung in die *Ancyrodelloides* – *Icriodus*-Einheit (oberes Untergedinne – Obergedinne) nach ZIEGLER 1971 möglich (vgl. dazu SCHULZE 1968, TESSEN-SOHN 1975). Die Proben 347/1, 2 sind wegen des Auftretens von *Spathognathodus steinbornensis telleri* bzw. *Sp. st. cf. telleri* in das höhere Gedinne bis Ems einzustufen (TESSEN-SOHN 1975). Daraus kann gefolgert werden, daß der Dolomit (2) und der Dolomit (3) identisch sein könnten.

2.2.3. Ursch-Dolomit

Der tektonisch tiefste Dolomithorizont ist jener, der antiklinalartig am Rücken südlich Ursch beidseitig von diesem auftritt. Er folgt, wie westlich des Rückens zu sehen ist, nach einer Aufschlußlücke von 1–2 Metern unmittelbar unter dem tektonisch liegendsten, markanten, würfelig geklüfteten Metapsammitband. Die Antiklinale besteht außen aus etwa 10 m mächtigen, grauen, hellgelblich anwitternden, gebänderten Dolomiten. Sie sind äußerst feinkörnig, manchmal etwas brekziös und besitzen Bankungsfugen im Abstand von 40 bis 60 cm. Die Schichtflächen sind mit Hellglimmern belegt. Der Dolomit fehlt ostseitig des Rückens im Hangendschenkel der Antiklinale. Im Faltenkern sind, soweit erkennbar, 3–5 m mächtige Karbonatphyllite bzw. gut geschieferte Glimmermarmore aufgeschlossen.

Der aufrechte Liegendschenkel der Antiklinale konnte etwa 400 m nördlich etwa um Seehöhe 1730 m wiedergefunden werden. Aus diesem stark verfalteten Aufschluß stammt die Probe 528 etwa aus Seehöhe 1720 m, 528/3 etwa aus der Aufschlußmitte, 528/2 aus dem Südteil des Aufschlusses unmittelbar aus dem hier Liegenden von isoklinal gefalteten Glimmerkalkmarmoren (etwa 8 Mächtigkeitsmeter von 528/3 entfernt).

Zwei weitere Proben kommen aus dem Liegendschenkel der Antiklinale ostseitig des Rückens, aus einem Aufschluß etwa in Seehöhe 1750 m (458/1,2; vgl. EBNER et al. 1977, P. 5 und 6). Die Fauna aller Proben ist in der Tab. 5 zusammengestellt. Während sich die Proben 458/1, 2 nach KLAPPER & JOHNSON 1975 bzw. WEDDIGE & ZIEGLER 1977 in die *debiscens*- oder *gronbergi*-Zone einstufen lassen, gehört 528/3 in die *debiscens*-Zone (oberes Unterems). Die Fauna der Probe 528/2 belegt nach WEDDIGE 1977 und KLAPPER et al. 1978 die *kockelianus*-Zone (mittleres Eifel). Sie gibt auf Grund ihrer Lage unmittelbar im Liegenden von den Glimmermarmoren die stratigraphische Obergrenze des Dolomits an. Im Schliff lassen sich im Wechsel von gröberen und feineren Karbonatlagen Biogenstrukturen vermuten (Stromatoporen oder Stromatolithen?; siehe Taf. 3, Fig. 1).

2.2.4. Dolomit der Tiefböden

Zum Vergleich wurden die beiden Dolomitvorkommen der Tiefböden (THURNER 1958: 87, THURNER 1961: 133) unter „Sengerböden“ auf dem von der Prankerhöhe gegen Westen verlaufenden Rücken untersucht. Die Lage der Probenpunkte ist Abb. 7 zu entnehmen. Beide Dolomitlinsen gehören demselben stratigraphischen Niveau an.

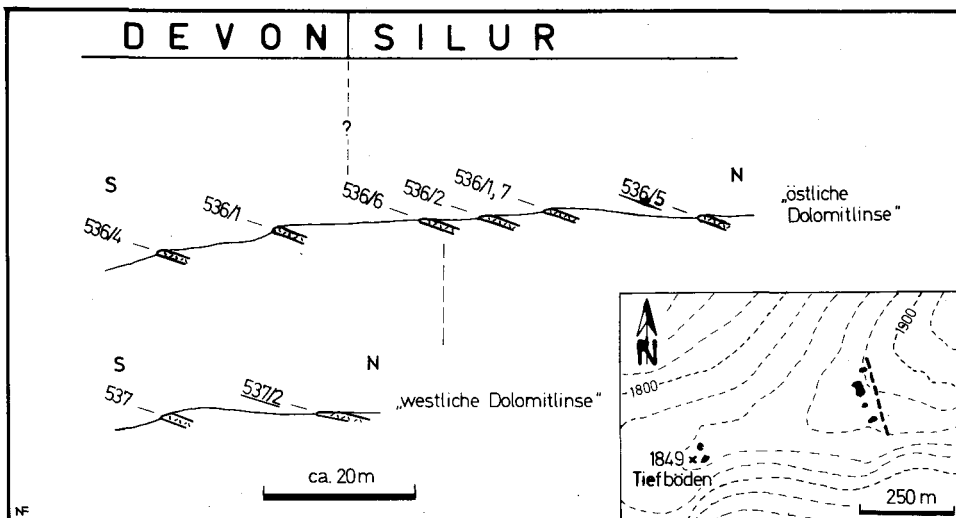


Abb. 7: Lage der beiden Dolomitlinsen der Tiefböden und deren profilmäßige Situation.

Im tektonisch Hangenden finden sich phyllitische Metapsammite, welche ebenso wie die Dolomite flach gegen N einfallen. Im jeweils hangendsten Aufschluß im östlichen wie westlichen „Profil“ sind stark brekziöse, mittelgraue Dolomite aufgeschlossen, welche eine Conodontenmischfauna führen (siehe unten, Proben 536/5 und 537/2). Im Schriff sind trotz Sammelkristallisation Strukturen erkennbar, die ohne Schwierigkeit als Gerölle in einer feinkörnigen Matrix gedeutet werden können (siehe Taf. 3, Fig. 2).

Im Liegenden folgen feinkristalline, unregelmäßig plattig bis knollig geschichtete Dolomite, welche häufig mit Kalzitadern durchsetzt sind. Die Gesamtmächtigkeit der Dolomite dürfte zwischen 5 und 10 Metern liegen.

Liegend der Dolomitlinsen sind erneut phyllitische Metapsammite und Phyllite aufgeschlossen.

Die östliche Dolomitlinse grenzt gegen E mit Störungskontakt an Metapsammite (Verwugelungszone mit über ein Meter mächtigen Quarzgängen). Eine Fortsetzung dieses Dolomithorizontes gegen Osten konnte bisher nicht aufgefunden werden.

Der hangendste Aufschluß (Probe 536/5) in der östlichen Linse führt

Neoprioniodus triangularis tenuirameus WALLISER 1964

Ozarkodina ziegleri tenuiramea WALLISER 1964

Ozarkodina ziegleri ssp. indet.

Im hangendsten Aufschluß (Probe 537/2) der westlichen Dolomitlinse konnte folgende individuen- und artenreiche Fauna gefunden werden:

- Belodella* sp.
- Hindeodella priscilla* STAUFFER 1938
- Hindeodella* sp.
- Kockelella* sp.
- Ligonodina salopia* RHODES 1953
- Ligonodina silurica* BRANSON & MEHL 1933
- Ligonodina?* sp. b WALLISER 1964
- Lonchodina walliseri* ZIEGLERI 1960
- Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON & MEHL 1933)
- Neoprioniodus* cf. *latidentatus* WALLISER 1964
- Ozarkodina edithae* WALLISER 1964
- Paltodus* sp.
- Plectospathodus* sp.
- Polygnathoides siluricus* BRANSON & MEHL 1933
- Spathognathodus inclinatus posthamatus* WALLISER 1964
- Spathognathodus* cf. *primus* (BRANSON & MEHL (1933)
- Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER 1960
- Spathognathodus steinhornensis* n. ssp.
- Spathognathodus* cf. *stygius* FLAJS 1967
- Spathognathodus* sp.
- Trichonodella symmetrica* (BRANSON & MEHL 1933)

Tab. 6: Die stratigraphische Verbreitung einiger Conodonten der Proben 536/5 und 537/2 (Dolomitlinsen der Tiefböden)

ZONEN		<i>celloni</i>	<i>amorphognathoidea</i>	<i>patula</i>	<i>sagitta</i>	<i>crassa</i>	<i>ploekensis</i>	<i>siluricus</i>	<i>crispus/latal.</i>	<i>eusteinhornensis</i>	<i>woschmidt</i>
536/5	<i>Neoprioniodus triangularis tenuirameus</i>										
	<i>Ozarkodina zieglerei tenuiramea</i>										
537/2	<i>Ozarkodina zieglerei</i> ssp. indet.										
	<i>Kockelella</i> sp.										
	<i>Ozarkodina edithae</i>										
	<i>Spathognathodus inclinatus posthamatus</i>										
	<i>Polygnathoides siluricus</i>										
	<i>Hindeodella priscilla</i>										
	<i>Neoprioniodus bicurvatus</i>										
	<i>Trichonodella symmetrica</i>										
	<i>Ligonodina ?</i> sp. b										
	<i>Ozarkodina</i> cf. <i>ortuformis</i>										
<i>Spathognathodus steinhornensis remscheidensis</i>											

Die stratigraphische Reichweite einiger wichtiger Conodonten ist in Tab. 6 zusammengestellt. Demnach können in diesen Mischfaunen die *celloni-*, *patula-*, *sagitta-*, obere *ploeckensis-*, *siluricus-* und *easteinornensis-*Zone nachgewiesen werden. Als jüngste Formen treten in der Probe 537/2 *Spathognathodus st. remscheidensis* und *Sp. cf. stygius* auf und belegen damit das Gedinne (WALLISER 1971, FLÜGEL et al. 1977), was mit der Einstufung der darunterliegenden Dolomite übereinstimmt. Es erscheint unsicher, ob beide Mischfaunen demselben Niveau angehören, da im östlichen „Profil“ ein größerer vertikaler Abstand zwischen der Mischfauna und dem sicher als Gedinne eingestufteten Proben vorhanden ist als in der westlichen Linse.

Die vollständige Fauna der tektonisch tieferen Dolomitaufschlüsse ist in der Tab. 7 zusammengestellt. Im östlichen „Profil“ sind die Proben 536/1, 7 durch das Auftreten von

Tab. 7: Die Conodontenfaunen des Dolomits der Tiefböden (ausgenommen Mischfaunen)

	536/1,7	536/2	536/6	536/3	536/4	537
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953	x		x		x	x
<i>Hindeodella prisilla</i> STAUFFER 1938	x				x	
<i>Ligonodina silurica</i> BRANSON & MEHL 1933		x				x
<i>Ligonodina</i> sp.	x	x	x			
<i>Neoprioniodus excavatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x				x	
<i>Neoprioniodus latidentatus</i> WALLISER 1964		x				
<i>Ozarkodina media</i> WALLISER 1957		x			x	x
<i>Ozarkodina ortuformis</i> WALLISER 1964	x					
<i>Ozarkodina typica denckmanni</i> ZIEGLER 1956	x	x	x		x	
<i>Ozarkodina</i> sp.	x	x	x			
<i>Panderodus</i> sp.		x				
<i>Plectospathodus alternatus</i> WALLISER 1964	x				x	
<i>Plectospathodus extensus</i> RHODES 1953	x	x	x		x	
<i>Spathognathodus inclinatus</i> ssp. indet.	x		x			
<i>Spathognathodus primus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x		x			
<i>Sp. cf. primus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x				x	
<i>Spathognathodus steinbornensis</i> ssp. indet.	x	x				
<i>Spathognathodus</i> sp.	x	x	x		x	
<i>Trichonodella excavata</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x		x		x	
<i>Tr. cf. symmetrica</i> (BRANSON & MEHL 1933)		x				
<i>Drepanodus</i> sp.						x
<i>Hindeodella</i> sp.				x		
<i>Lonchodina greilingi</i> WALLISER 1957			x		x	
<i>Lonchodina</i> sp.			x			
<i>Neoprioniodus bicurvatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)			x	x		
<i>Neoprioniodus cf. latidentatus</i> WALLISER 1964						x
<i>Neoprioniodus</i> sp.					x	
<i>Ozarkodina typica</i> ssp. indet.			x			x
<i>Paltodus</i> sp.					x	
<i>Plectospathodus</i> sp.						x
<i>Spathognathodus incl. inclinatus</i> (RHODES 1953)					x	x
<i>Sp. steinbornensis remscheid.</i> ZIEGLER 1960			x			
<i>Sp. st. cf. remscheidensis</i> ZIEGLER 1960				x	x	x
<i>Spathognathodus</i> sp. ex aff. <i>Sp. steinbornensis</i>			x			
<i>Spathognathodus stygius</i> FLAJS 1967				x		
<i>Spathognathodus cf. stygius</i> FLAJS 1967			x			
<i>Synprioniodina silurica</i> WALLISER 1964						x

O. ortuformis nach WALLISER 1964 in die *easteinhornensis*-Zone (höchstes Silur) einzustufen, während die Probe 536/2 eine zeitlich nicht näher zu begrenzende Obersilur/Unterdevon-Fauna führt. Wegen *Sp. st. remscheidensis* läßt sich darunter die Probe 536/6 nach WALLISER 1964, 1971, ZIEGLER 1971, BARNETT 1971, 1972 auf die höchste *easteinhornensis*-Zone (höchstes Silur) bis Untergedinne beschränken, während die Proben 536/3, 4 wegen des Auftretens von *Sp. stygius* bzw. *Sp. cf. stygius* bereits Gedinne anzeigen (vgl. WALLISER 1971, FLÜGEL et al. 1977).

Weitere Arbeiten sollen in besseren Aufschlüssen den zeitlichen Umfang, die Stellung und Genese der Mischfaunen innerhalb des Dolomits und vor allem die Stellung dieses Dolomits zu den Pranker-Metapsammiten zu erklären versuchen.

2.3. Kaindorf-Dolomit

Die erstmals von THURNER 1935 näher beschriebenen „Dolomite von Kaindorf“ sind als Inselberg zwischen der Eisenbahnhaltestelle Kaindorf und Mur aufgeschlossen und bauen die Kuppe 500 m NE der vorher genannten Eisenbahnhaltestelle auf (siehe Abb. 8). Von hier aus streichen sie, in wenigen Aufschlüssen aus den Schottern eines zur Mur parallel verlaufenden älteren Tales aufragend, gegen SW und lassen sich bis zur Forststraße 400 m ESE Gehöft Schafflinger (südlich St. Lorenzen ob Murau) verfolgen.

Das näher untersuchte Gebiet liegt zwischen Rothofer- und Schaffergaben südlich Kaindorf (siehe Abb. 8).

Im Hangenden werden die Kaindorf-Dolomite von mannigfaltig ausgebildeten Schiefen begleitet. Ihre Variationsbreite reicht von bräunlichen, ebenflächigen, dünnblättrigen Serizit-schiefern über grünliche phyllitische Tonschiefer bis zu feinkörnigen, glimmerigen Sandsteinen. Sie wurden auf Grund der intensiven Tektonik vorläufig nicht näher untergliedert.

Der Kontakt zu den unterlagernden Dolomiten ist zurzeit nirgends aufgeschlossen. Lediglich am neuen Weg in der Wiese westlich des Schaffergabens grenzen die Schiefer mit einer Harnischfläche unmittelbar an die Dolomite.

Der Kaindorf-Dolomit erlaubt an der Kuppe westlich des Rothofergrabens folgende Untergliederung (siehe Abb. 9): Im tektonisch Hangenden finden sich ca. 5 m mächtige, ebenflächige, violett bis hellgrün gefärbte, flaserige bis knollige Dolomite. Die Färbung ist stets an die in mm- bis cm-Abständen auftretenden Serizitflaser gebunden. Es ist unsicher, ob die Knollen sedimentär-diagenetischen Ursprungs sind. Eine Entstehung durch Zerschierung oder Schieferung wäre ebenfalls denkbar.

U. d. M.: Parallel zur Flaserung erstrecken sich Linsen mit gröberen, unverzwillingten, amöboiden Dolomitkristallen (\varnothing 0,1–0,15 mm) mit stark beanspruchten Korngrenzen. Sie umschließen Flecken stark, mit Serizit und Quarz, an den Korngrenzen pigmentierten Karbonats (Dolomit ?; \varnothing 0,03 mm; neomorphe Kristallisation des Dolomits im Sinne von FOLK 1965). Die Flaser setzen sich im wesentlichen aus Serizit (ca. 0,3 mm lang), fein verteilter opaker Substanz, seltener auch Quarz, Hämatit und Stilpnomelan (?) -Schüppchen zusammen.

In einem Straßenaufschluß konnte aus einer etwa ein Dezimeter dicken, weniger verunreinigten Dolomitbank im vermutlichen, aber etwas verrutschten Übergang zu den grauen Dolomiten (siehe unten) eine kleine Conodontenfauna gewonnen werden (Probe K 3, siehe Tab. 8; vgl. auch EBNER et al. 1977, P. 9). Sie ist nach ZIEGLER 1971 in das obere Unterems bis untere Oberems einzustufen.

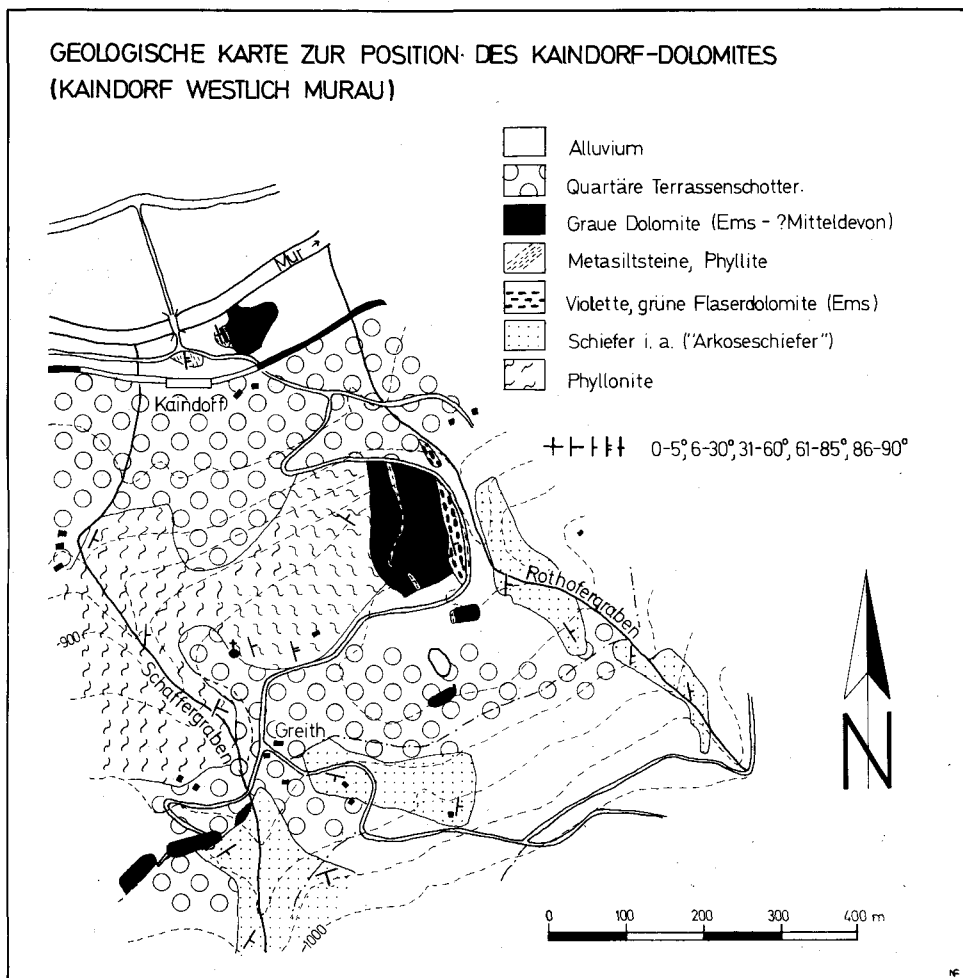


Abb. 8: Geologische Karte von Kaindorf.

Die unter den Flaserdolomiten folgenden grauen Dolomite werden durch eine 6 bis 7 m mächtige Phylliteinlagerung in einen ca. 15 m mächtigen tektonischen Hangendanteil und einen ca. 8 m mächtigen Liegendanteil zweigeteilt, wie aus den Straßenaufschlüssen an der Nordseite der Kuppe ersichtlich ist. Die Dolomite beginnen im tektonisch Hangenden mit mittelgrauen, feinkörnigen, etwas brekziösen, dickbankigen, serizitführenden Dolomiten, die in eher massige, dunkle Typen überleiten. Diese werden von schmutzig dunklen, blättrigen, stark zerbrochenen Phylliten und Metasiltsteinen abgelöst.

U. d. M. ist das ursprünglich sedimentäre Gefüge noch gut erhalten. 0,03–0,05 mm große, rundliche, sich nie berührende Quarzkörner schwimmen in einer äußerst feinkörnigen Quarz-Serizit-Chlorit-Graphit-Matrix. Korngrößenwechsel und der Wechsel des Komponenten/Matrix-Verhältnisses quer zur Schichtung rufen eine feine Lamination hervor. Akzessorien: Erz, Turmalin, Zirkon.

Im Liegenden dieses Horizontes finden sich in isolierten Aufschlüssen auffallend helle, gebänderte und stark metasomatisch umgesetzte, massige Dolomite.

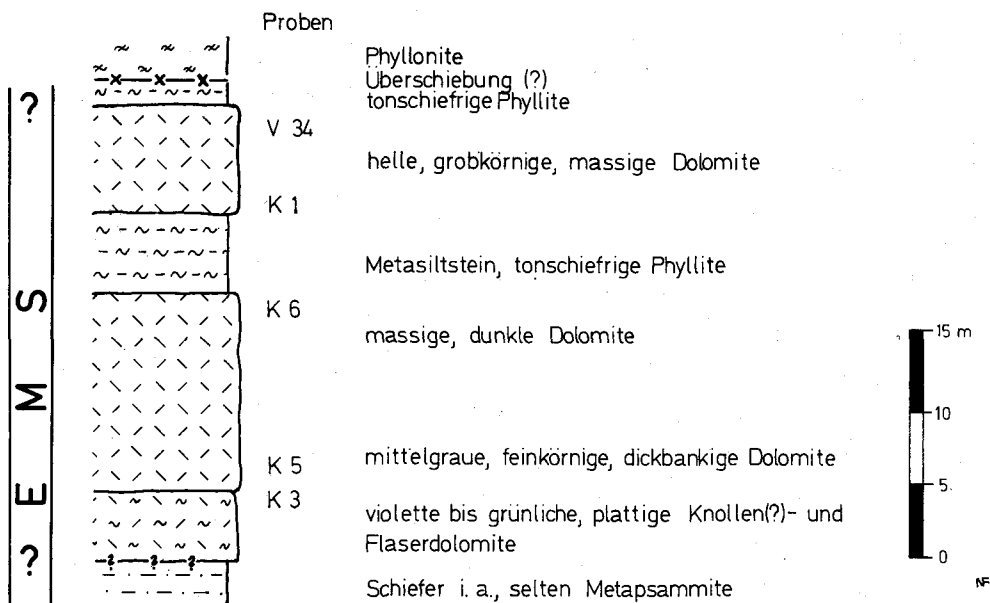


Abb. 9: Säulenprofil des Kaindorf-Dolomits, aufgenommen an der Kuppe westlich des Rothofergrabens.

Tab. 8: Die Conodontenfauna des Kaindorf-Dolomites

	K 3	K 5	K 6	K 1	V 34	V 33
<i>Belodella triangularis</i> STAUFFER 1940		x				
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953			x			
<i>Ozarkodina typica denckermanni</i> ZIEGLER 1956	x		x			
<i>Ozarkodina typica</i> ssp. indet.			x			
<i>Plectospathodus extensus</i> RHODES 1953		x	x			
<i>Spathognathodus steinbornensis miae</i> BULTYNCK 1970		x				
<i>Spathognathodus steinbornensis steinbornensis</i> ZIEGLER 1956		x				
<i>Spathognathodus steinbornensis cf. telleri</i> SCHULZE 1968		x				
<i>Spathognathodus</i> sp.	x				x	
<i>Ozarkodina</i> sp.					x	
<i>Pelekysgnathus?</i> sp.					x	
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp. indet.				x		
<i>Polygnathus</i> sp.				x	x	x
<i>Spathognathodus cf. carinthiacus</i> SCHULZE 1968					x	

Eine detaillierte Beschreibung der Dolomite nördlich der Eisenbahnhaltestelle Kaindorf gibt THURNER 1935, der nichts wesentliches hinzugefügt werden muß.

Die Dolomite führen an etlichen Stellen Conodonten. Die Proben stammen aus dem vorher beschriebenen Straßenprofil (Verteilung siehe Abb. 8, 9) und aus der Mitte eines kleinen Steinbruches am Nordabfall der Kuppe nahe der Grenze Dolomite/Phyllonite

(V 34) sowie unmittelbar von der Mur (V 33), etwa 40 m östlich der Brücke (P. 10 in EBNER et al. 1977). Die Fauna ist aus Tab. 8 ersichtlich.

Die Probe K 5 belegt durch das Auftreten von *Sp. st. steinhornensis* den Grenzbereich Unterems/Oberems. Die Proben aus dem tektonisch Liegenden lassen sich dagegen nur auf den Zeitraum oberes Unterems bis Oberems einengen.

Auffallend ist, daß Vertreter von *Polygnathus* sp. nur in den Proben vom tektonisch Liegenden des Phyllithorizontes und aus dem Dolomitkörper an der Mur auftreten. Leider sind diese Conodonten stark mit Dolomit überkrustet, so daß die Artzuordnung nicht eindeutig getroffen werden kann. Nur *P. linguiformis* in K 1 deutet auf ein hohes Oberems- bis Mitteldevon-Alter. V 33 erlaubt nur eine Abgrenzung in den Zeitraum oberes Unterems bis Oberdevon. Die Angabe in EBNER et al. 1977 ist dementsprechend zu berichtigen.

Insgesamt gesehen sind die violetten und grünlichen Flaserdolomite, wie auch die darunter folgenden grauen Dolomite in ihrer Gesamtheit in das Ems zu stellen, wobei allerdings eine Erweiterung des stratigraphischen Umfangs vor allem gegen das Mitteldevon hin möglich erscheint.

An der Kuppe 500 m NE der Eisenbahnhaltestelle Kaindorf treten im Liegenden der Dolomite verschiedene Phyllonite auf, welche nicht mehr dieser Schichtfolge zugeordnet werden können und hier nicht näher behandelt werden.

2.4. Murau-Gruppe

Unter dem Begriff „Murau-Gruppe“ wird eine epimetamorphe Abfolge von Phylliten, (teilweise Graphitschmitzen führenden) feinkörnigen Glimmerschiefern, Biotitkarbonatglimmerschiefern, Kieselschiefern, „Lyditen“, Abkömmlingen basischer Vulkanite, Dolomiten und Glimmermarmoren zusammengefaßt, die auf Grund von Conodontenfunden in den Dolomiten des Hangendanteils ins Silur bis Unterdevon zu stellen ist.

Diese Folge wurde von den untersten Abfällen des Birkleitenkogels (unter Seehöhe 1100 m) über die Nordost- und Nordabfälle des Georgenberges bis zum Bodendorfer Ochsenriegel verfolgt. Die untere Kartierungsgrenze wurde etwa mit dem Niveau der „Graphitschmitzen führenden feinkörnigen Glimmerschiefer“ (siehe unten) gezogen, da von dieser Höhe abwärts das Gebiet von Quartär (Sümpfe, Schotter) verhüllt ist. Im Hangenden wird die Murau-Gruppe tektonisch durch invers liegende Permotrias bzw. Phylloniten nach metablastischen Gneisen abgeschnitten.

Die Murau-Gruppe nimmt den Raum der „phyllitischen Glimmerschiefer“ und eines Teiles der Phyllonite nach THURNER 1935, 1958 ein. Eine durchaus vergleichbare, altpaläozoische Gesteinsgesellschaft baut in analoger tektonischer Position in vollständigeren Profilen nach THURNER 1958 den Kramerkogel und auch die unteren Abfälle der Stolzalpe auf (THURNER 1958, SCHÖNLAUB 1979).

2.4.1. Profil

Am vollständigsten ist die Schichtfolge im Bach nördlich Gehöft Konrad aufgeschlossen. Ein schematisiertes Idealprofil (Abb. 11) gibt die Verhältnisse in diesem Bereich wieder, wobei die „Lydite“ und Kieselschiefer aus dem Raum des Reichenauer Baches und des Nordabfalles des Georgenberges miteinbezogen wurden, da diese im ersten Profil nicht

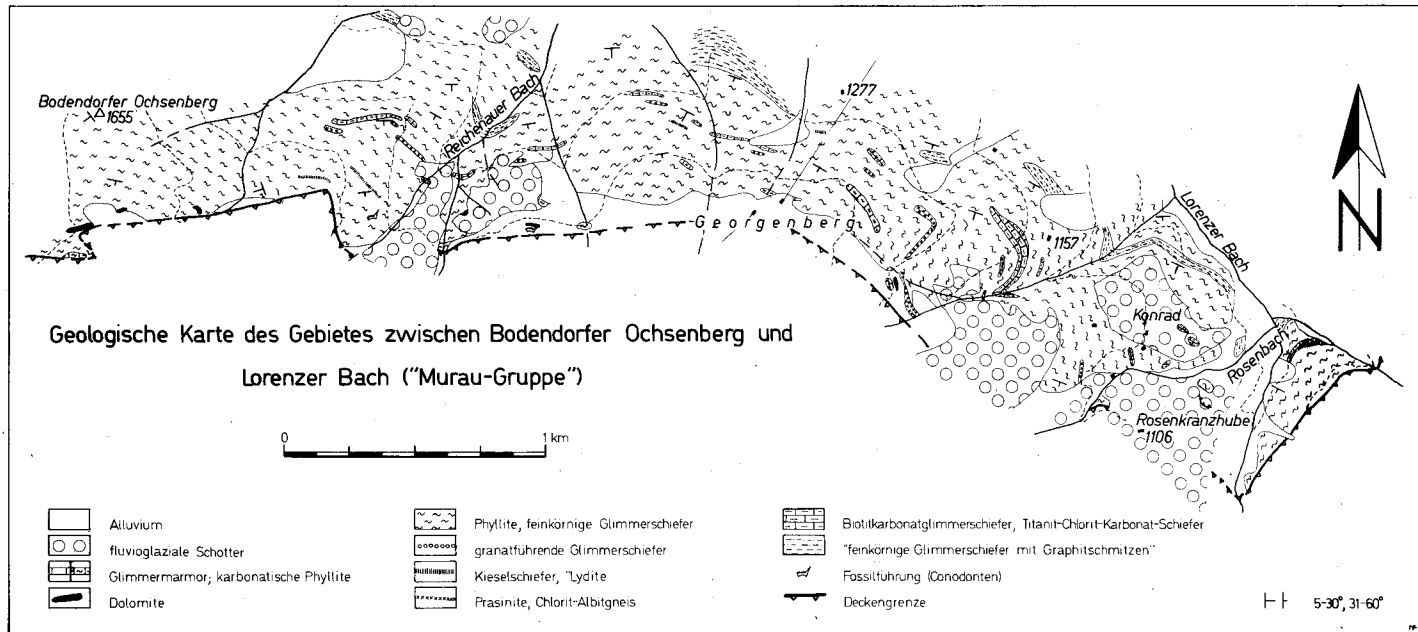


Abb. 10: Geologische Karte der Murau-Gruppe zwischen Bodendorfer Ochsenberg und Westabfall des Birkleitenkogels.

aufgeschlossen sind. Die Mächtigkeitsangaben stellen Abschätzungen dar, die durch Verfaltungen bedingt etwas reduziert werden mußten.

Im unteren Profilabschnitt dominieren feinkörnige Glimmerschiefer mit den eingelagerten „Graphitschmitzen führenden Glimmerschiefern“. In der Profilmitte tritt ein markanter Biotitkarbonatglimmerschieferhorizont auf, welcher im Hangenden Titanit-Chlorit-Karbonat-Schiefer beinhaltet. Diesem folgen im Hangenden dunkel gefärbte Phyllite mit zwei eingelagerten Grüngesteinszügen – im Liegenden ein Prasinitzug, im Hangenden ein

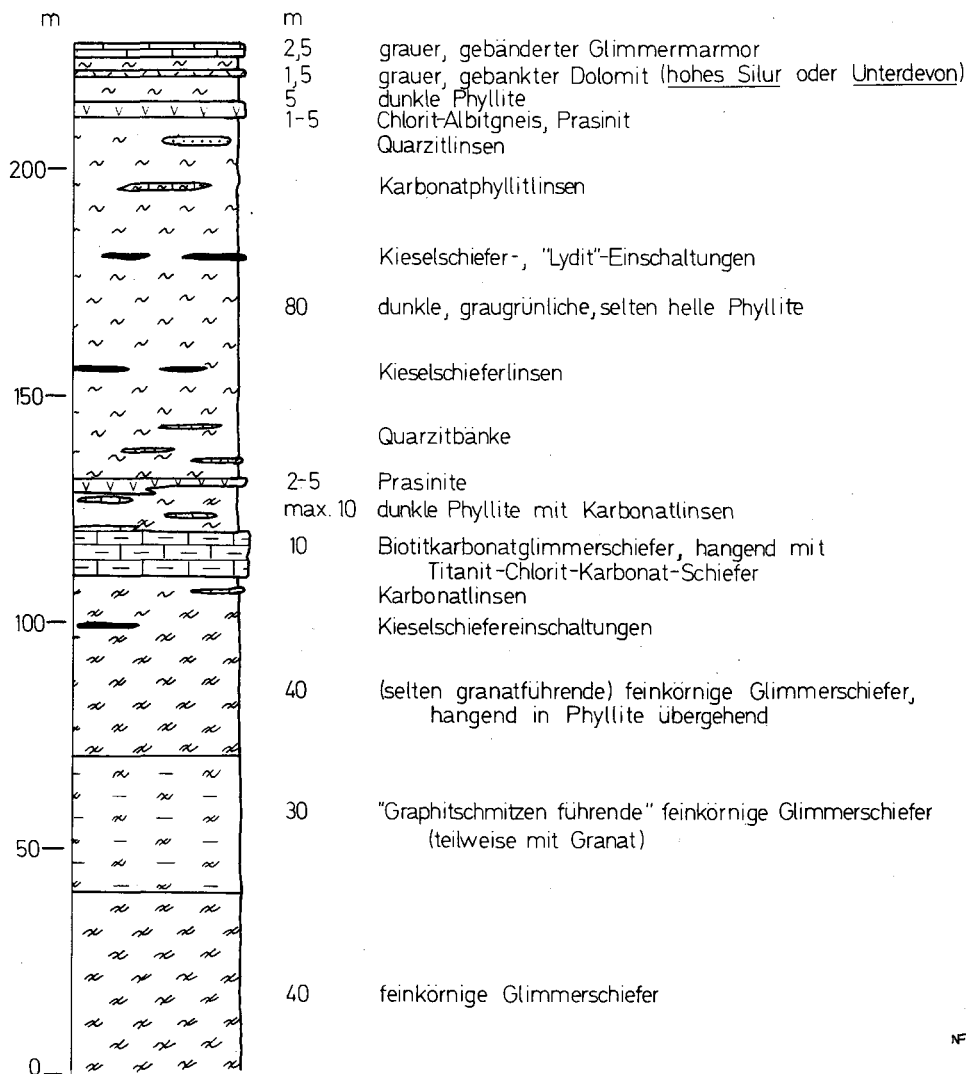


Abb. 11: Idealprofil der Murau-Gruppe im Bach nördlich Gehöft Konrad, mit Ergänzungen aus dem Raum Georgenberg.

Chlorit-Albitgneiszug, welcher lokal von Prasiniten begleitet wird – und geringmächtigen „Lydit“- und Kieselschiefereinlagerungen sowie geringmächtigen karbonatischen und quarzitischen Bänken.

Die nächste Einschaltung, ein geringmächtiger Dolomithorizont, markiert mit großer Sicherheit ein Oberludlow- bis Unterdevonalter. Die Karbonatentwicklung wird noch durch einen mindestens 2,5 m mächtigen Glimmermarmor fortgesetzt, worauf das Profil tektonisch endet.

2.4.2. Gesteinsbeschreibungen

Die im Liegendanteil dominierenden feinkörnigen Glimmerschiefer lassen sich durch auf den Schieferungsflächen erkennbaren Biotit und makroskopisch unterscheidbare Hellglimmer von den darüber folgenden dunklen Phylliten unterscheiden. Die meist quarzreichen, hellen bis grauen Gesteine sind mm-lagig mit welligen Schieferungsflächen entwickelt und zeigen häufig offene und isoklinale Verfaltungen im cm-Bereich.

U. d. M.: In einem gut geschieferten, lepidoblastischen Hellglimmer-Biotit-Grundgewebe treten als Hauptkomponente bis ca. 0,35 mm lange Hellglimmerscheiter parallel zur Schichtung (siehe unten) und auch parallel zur Schieferung auf. Sie werden manchmal von einem sigmoidalen, opaken s_1 durchzogen. Selten sind bei diesen wie auch bei Biotiten opazitische Ränder zu beobachten. Biotit (brauner Pleochroismus, 0,4 mm lange Scheiter) tritt auch als Querbiotit und in Rosetten auf (Herkunft aus Chlorit?). Undulöser Quarz (\varnothing 0,15–0,2 mm) kommt ebenso wie nicht näher bestimmbarer Plagioklas (mit unverstelltem, sigmoidalem, aus Hellglimmern und opaker Substanz bestehendem s_1) in Zwickeln vor.

An Akzessorien sind Erz, Apatit? und Turmalin (1 mm lange, geknickte Kristalle) vertreten.

Im Schliß tritt eine primäre Schichtung, erkennbar v. a. durch Erzanreicherungen, auf, die in einem Winkel von ca. 30° zur Schieferung verläuft.

An wenigen Stellen ist in den feinkörnigen Glimmerschiefern und vor allem in den „Graphitschmitzen führenden feinkörnigen Glimmerschiefern“ das Aufsprossen von Granat in ca. 1 bis 2 mm großen idiomorphen Kristallen zu sehen.

U. d. M.: In einem postkristallin gefältelten Quarz/Glimmerlagengefüge sprossen 1–1,5 mm große, idiomorphe Granatkristalle auf. Sie besitzen v. a. im Kern Erzeinschlüsse, wovon aber nur schwer eine s_1 abzuleiten ist. Deutlich ist manchmal randlich bzw. in den Spaltrissen eine retrometamorphe Umwandlung über Biotit in Chlorit oder auch nur in Biotit zu erkennen. Innerhalb des Glimmergrundgewebes treten 0,1–0,4 mm lange, dünne Hellglimmerscheiter vergesellschaftet mit schwach grünlich pleochroitischem Chlorit (entenblaue bis rotviolette und graue Polarisationsfarben) und bis 0,8 mm lange, verbogene und geknitterte Biotitscheiter mit rotbraunem Pleochroismus auf. Undulöser Quarz (\varnothing 0,02–0,35 mm, schwach im s_1 gelängt) bildet Lagen mit einem Quarzplastergefüge und ursprünglich granoblastischer Verzahnung, welche nun meist in amöboider und suturierter Überprägung vorliegt. Erz tritt in xenomorphen, rundlichen, skelettierten Körnern wie Turmalin akzessorisch auf.

Die im Liegendanteil der feinkörnigen Glimmerschiefer vorhandenen „Graphitschmitzen führenden feinkörnigen Glimmerschiefer“ stellen ein 10–30 m mächtiges Band innerhalb dieser dar. In ersteren treten cm bis dm mächtige, verdrückte Graphitschmitzen (teilweise mit feinkörnigem Pyrit?) und auch Zonen mit Sulfatausblühungen auf, während eine allgemeine Durchstäubung des Gesteins mit Graphit nicht beobachtet werden kann. Da dieser Horizont selbst in aufschlußlosen Gebieten durch die Dunkelfärbung des Bodens erkannt werden kann, bildet er einen ausgezeichneten Leithorizont.

Die Grenze zwischen den feinkörnigen Glimmerschiefern und den Phylliten ist fließend und vollzieht sich im Profil etwa im Bereich des Biotitkarbonatglimmerschieferhorizontes. Unter den Phylliten werden die meist dunklen, graugrünlichen bis schwarzen abfärbenden, seltener hellgrünlichen, dünnshieferigen Gesteine zusammengefaßt, die makroskopisch weder Granat noch Biotit erkennen lassen, und deren Phyllosilikate kleiner als ca. 0,2 mm bleiben.

Diese Phyllite zeigen gegen das Hangende zu alle Anzeichen einer zunehmenden, starken, postkristallinen Durchbewegung. Das feinlagig-linsige Gefüge, abgebildet durch den Wechsel von Quarz und Phyllosilikaten, wird von zahlreichen, engständigen Scherflächen und Bewegungsbahnen durchzogen, die das Gestein in phakoidförmige Körper zerlegen. Dies verleiht bei besonders starker Zerschering diesen Phylliten nahe der Hangendgrenze der Murau-Gruppe ein phyllonitartiges, selten sogar ein mylonitisches Aussehen (vgl. THURNER 1958).

Die Phyllite können in Dezimeter bis Meter mächtige quarzitishe Bänke übergehen, die jedoch nur in wenigen Aufschlüssen auffindbar sind. Öfters läßt sich ein gewisser Karbonatgehalt erkennen, welcher sich bis in Dezimeter mächtige, stark verunreinigte Bänderkalke bis Karbonatphyllitbänke steigern kann (vgl. Abb. 11).

U. d. M.: In den Phylliten bilden gelängte Quarze (\varnothing 0,6 \times 0,2 mm; undulös bzw. gefeldert) im Wechsel mit Serizit-Chloritlagen eine primäre Wechsellagerung ab. Die Quarze besitzen stark beanspruchte Korngrenzen und sind nach der Trener'schen α -Regel geregelt.

Die Hellglimmer sind ca. 0,2 mm lang, verbogen und ausgeschwänzt. Chlorit tritt in zwei Varietäten auf: Innerhalb der Hellglimmerlagen besitzen die Chlorite einen schwach grünlichen Pleochroismus und eisengraue Polarisationsfarben, während *Pennin* (anomal blau) v. a. an Klüftchen gebunden ist. In den Glimmerlagen findet sich außerdem Ilmenit und sehr selten Biotit mit olivgrünem Pleochroismus. Akzessorisch vertreten sind Turmalin (olivgrüner Pleochroismus) und Zirkon (?). Plagioklas, Quarz, Chlorit, Apatit füllen Gängchen. Innerhalb der Glimmerlagen konnten zwei Mineralphasen (ca. mit je 1% auftretend) nicht identifiziert werden. Röntgenographisch ließ sich nur Muskowit und Paragonit nachweisen.

Aus den dunklen Phylliten bzw. feinkörnigen Glimmerschiefern geht allmählich durch Zunahme des Karbonatgehaltes ein bis ca. 10 m mächtiger, charakteristisch ocker-limonitisch verwitternder Horizont von Biotitkarbonatglimmerschiefern hervor. Die im Bruch grauen Gesteine sind im mm-Bereich geschiefert, wobei die Schieferungsflächen dicht mit Biotit belegt sind.

U. d. M.: In dem postkristallin gefalteten, linsig-augigen Glimmergewebe tritt Biotit (brauner Pleochroismus) als Hauptkomponente in bis 1,5 mm langen, schwach verbogenen Blättchen in s liegend bzw. als verbogener Querbioit auf. Sie sind mit Chlorit verwachsen und zeigen selten „kink bands“. Rundliche, undulöse Quarze (\varnothing 0,2 mm) treten mit nach dem Albitgesetz verzwilligten Plagioklasen zu linsigen Kornaggregaten zusammen. Im karbonatischen Grundgewebe sind zwei Karbonatgenerationen vertreten (siehe Taf. 2, Fig. 4). Die ca. 2 mm große, polysynthetisch verzwilligte Generation I (breite Zwillingslamellen) ist limonitisch durchtränkt bzw. opazitisch gesäumt und führt zahlreiche Epidot-, untergeordnet Quarzeinschlüsse. Die Kristalle sind randlich korrodiert und werden stets von Karbonat II der jüngeren Generation umgeben (Kalzit), wobei das Karbonat II eine höhere Lichtbrechung als Karbonat I besitzt. Im Biotit-Chlorit-Glimmergewebe liegt außerdem noch oft verzwilligter Epidot (\varnothing ca. 0,15 mm) in einer Fe-reicheren und einer Fe-ärmeren Varietät vor.

Akzessorisch tritt Zoisit mit Biotiteinschlüssen, Ilmenit und sehr selten Apatit auf.

Dieser Horizont wird liegend wie hangend von mehreren Dezimeter mächtigen ähnlichen karbonatischen Einschaltungen begleitet.

Vor allem im Hangendanteil des Biotitkarbonatglimmerschieferhorizontes treten in mehrere Zentimeter mächtigen Lagen dichtgepackte, ca. 1–3 mm große Titanitporphyroblasten auf. Solche titanitführende Schiefer konnten sowohl im Bach nördlich Kotschiedl in ca. Seehöhe 1160–1165 m wie auch an der Schiabfahrt nördlich Georgenberg in Seehöhe 1135 m gefunden werden.

U. d. M.: In einem aus Hellglimmer, Chlorit, Quarz, Karbonat und Plagioklas bestehenden Grundgewebe sprossen bis max. 4,3 \times 1 mm große hypidiomorphe Titanitporphyroblasten auf. Sie beinhalten zahlreiche Einschlüsse (Leukoxen, Karbonat, Quarz, Hellglimmer, Chlorit, Epidot), die ein sigmoidales s_1 abbilden, das in manchen Fällen etwas gegen das s_c verstellt ist (Taf. 3, Fig. 3). Zahlreich sind Korrosionspuren und die Spuren einer postkinematischen Verheilung von Rissen und anderen Zerbrechungszonen mittels Karbonat, Quarz, Hellglimmer. Die Porphyroblasten zeigen stets dicke Leukoxen- bzw. opazitische Säume.

Im Grundgewebe dominieren bis 0,35 mm lange, verbogene und geknitterte Hellglimmersträhnen, welche oft mit Chlorit verwachsen sind und gemeinsam mit diesem eine Schieferung abbilden. 0,02–0,2 mm große Quarz-

körner und selten einfach verzwilligte Plagioklase treten zwickelfüllend auf, daneben Klinozoisit/Epidot (Fe-reicher Kern, Ca-reicher Rand). Letztere führen wirbelig angeordnete opazitische Einschlüsse im Kern und sind randlich korrodiert. 0,1–0,25 mm große Karbonatkristalle mit Druckverzwilligungen ergänzen den Mineralbestand des Grundgewebes. Selten ist eine korrodierte, ältere, Fe-reiche (opazitisch-limonitische Säume) Karbonat I-Generation.

Als Einlagerung in die dunklen Phyllite treten fast stets im Hangenden der Biotitkarbonatglimmerschiefer Dezimeter bis etwa ein Meter mächtige Einschaltungen von metamorphen Kieselschiefern und „Lyditen“ auf. Sie sind streng feinlagig (im mm-Bereich), färben schwach schwarz ab und lassen auf den Schichtflächen einen feinsten Serizitbelag erkennen.

U. d. M. wird das streng feinlagige Gefüge der Kieselschiefer durch Graphitschnüre und Serizit abgebildet bzw. durch 0,1 mm lange, zeilig angeordnete Quarze (undulös, feinste Graphitsäume an den Kornrändern, \varnothing 0,1–0,3 mm). Die Kornränder zeigen die Anzeichen einer starken Beanspruchung.

Die Kieselschiefer sind meist verfaultet, während die davon unterscheidbaren massigen „Lyditen“ stark zerschert sind. Die dabei entstandenen Fugen sind durch Kalzit verheilt, häufig aber unter Ausbildung limonitischer Rückstände ausgewittert.

Grüngesteine, welche bereits von THURNER 1932 a genannt werden, treten in zwei makro- wie mikroskopisch unterscheidbaren Horizonten auf (vgl. Abb. 10, 11).

Der liegende Horizont besteht aus mehreren durch Phylliteinschaltungen getrennten Prasinitlagen, wird insgesamt max. 5 m mächtig und folgt wenige Meter über der Hangendgrenze des Biotitkarbonatglimmerschiefers. Das grünliche, ebenflächige Gestein ist stets gut geschiefert, und meist schwach karbonatisch. Auf Grund des hohen Quarzgehaltes und des ausgeprägten, durch stofflichen Wechsel bedingten Lagengefüges ist dieses Gestein wohl als Metatuffit zu deuten.

U. d. M. sind zwei Amphibol-Generationen zu erkennen: Eine im Schnitt senkrecht c um 0,25 mm große, kurzstengelige und an den Enden ausgefrante, vermutlich ältere Generation, die selten uralitähnliche Umrisse zeigt, bzw. eine jüngere und kleinere (\varnothing senkrecht c max. 0,15 mm), langstengelige Generation. Optische Daten beider Amphibolvarietäten: Winkel cn_2 ca. 20° , n_x hellgelblich, n_y schmutziggrün, n_z bläulichgrün (im Kern häufig hellgelblich), max. Doppelbrechung um 0,023, $2V$ um 90° . Selten sind Verzwilligungen nach (100). Nach diesen Daten dürfte es sich um eine Fe²⁺-reiche barroisitische Hornblende handeln.

Quarz (\varnothing max. 0,06 mm) bildet deutliche Lagen ab (Schichtung ?). Akzessorisch finden sich geringe Mengen Leukoxen in unregelmäßigen Schlieren, Epidot, Chlorit, rundliche Plagioklase (Albit ?) und Klinozoisit.

Der ebenfalls mehrere Meter mächtige, hangende Grüngesteinshorizont (Mächtigkeit max. etwa 5 Meter) weist eine gewisse Differenzierung auf. Die Hauptmasse wird von einem dunkelgrüngrauen, meist massigen, sehr zähen Gestein aufgebaut, das nur selten durch perlschnurartig angeordnete Feldspäte eine gewisse lagige Textur enthält.

U. d. M.: In einer Grundmasse aus Chlorit (Pennin – rotviolette Polarisationsfarben, grüner Pleochroismus, max. 0,2 mm lang), die zusammen mit Erzschnüren (Magnetit ?) eine Schieferung abbilden, schwimmen sich nie berührende Albite (An_{0-5} , \varnothing 0,05–0,25 mm). Sie weisen meist Karbonateinschlüsse auf und sind nur sehr selten verzwilligt. Selten sind auch Deformationserscheinungen in Form von undulösem Auslöschen und Felderung. Karbonat füllt Risse und findet sich als feinste Fülle in den Interstitien. Häufig tritt (hyp-)idiomorpher Magnetit (?), max. 0,3 mm groß, in Schnüren auf. Er führt häufig Hämatit im Kern oder als Saum. Leukoxen ist in feinsten Aggregaten im Grundgewebe verteilt, zerbrochene und verbogene Ilmenite finden sich in karbonatischen Klüften.

Petrographisch läßt sich dieses Grüngestein als Chlorit-Albitgneis (Spilitabkömmling ?) beschreiben.

Manchmal begleitet diesen Horizont ein ölgrüner Prasinit (z. B. an der Straße Gehöft Konrad – Georgenberg). Starke Zerschörungen, die ähnlich wie bei den „Lyditen“ mit Kalzit verheilt sind, vermitteln wegen der Verwitterungsanfälligkeit ein löchrig-brekziöses Aussehen, deren unregelmäßig verteilte Poren mit Limonit überkrustet sind.

U. d. M.: Die Scherrisse sind mit Karbonat verheilt, welches innerhalb der Komponenten dieser tektonischen Brekzie vollständig fehlt. Dazu treten noch stark gefelderter Quarz und Ilmenit.

Das eigentliche Gestein besteht aus einem feinkörnigen Filz von Epidot, Chlorit, Plagioklas, Hornblende und Biotit. Die Hornblende ist kurzsäulig ausgebildet (\varnothing ca. 0,3 mm, Winkel cn_z 16,5°, n_x farblos, n_y schwach grünlich, n_z schwacher Blaugrünstich, max. Doppelbrechung ca. 0,020), führt Karbonateinschlüsse und wird von Chlorit angegriffen. Chlorit (Pennin) erreicht nur an den Scherflächen Größen über 0,1 mm, wo er büschelförmig in das Karbonat hineinwächst. Locker eingestreute Epidote (\varnothing 0,07 mm) sind manchmal verzwilligt, Klinozoisit ist selten. Rundliche Plagioklase (\varnothing 0,10 mm, optisch) sind stets gefüllt (Klinozoisit?/Epidot), unverzwilligt oder nur einfach verzwilligt. Biotit (olivgrüner Pleochroismus) ist stets mit Chlorit verwachsen. Leukoxenaggregate sind feinst verteilt, Quarz tritt im Inneren der tektonischen Komponenten nicht auf.

Als stets hangendstes Schichtglied treten über den Phylliten in niveaubeständigen Aufschlüssen vom Sumpf südlich Bodendorfer Ochsenriegel (vgl. THURNER 1935) bis zur Ostseite des Georgenberges Eisendolomite auf. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 1–1,5 m, zeigen eine Bankung im dm-Bereich, sind im Bruch dunkelgrau gefärbt und wittern limonitisch an.

An zwei Punkten konnten daraus bestimmbare Conodonten gewonnen werden (vgl. auch EBNER et al. 1977, P. 7, 8):

(a) Forstweg 1150 m NE Esebeckhütte. Hier liegt eine allseitig tektonisch begrenzte, winzige Dolomitlinse innerhalb der Phyllite vor. Sie lieferte

Hindeodella cf. *equidentata* RHODES 1953

Datierung: *sagitta*-Zone (Obersilur) bis Unterdevon.

(b) Aufschlußmäßig isolierte Dolomitlinse ca. 1250 m N 10°E Rieglerhütte (Seehöhe 1400 m) Stichweg, welcher vom Zubringerweg des Kreischbergesselliftes abzweigt. Leider zeigt sie keinen unmittelbaren Zusammenhang mit den Phylliten, liegt aber im selben Niveau wie ähnliche Dolomitlinsen im Hangendanteil der Murau-Gruppe (vgl. Abb. 10, 11). Sie brachte folgende Fauna:

Belodella sp.

Hindeodella sp.

Lonchodina cf. *greilingi* WALLISER 1957

Lonchodina sp.

Neoprioniodus bicurvatus (BRANSON & MEHL 1933)

Ozarkodina media WALLISER 1957

Plectospathodus alternatus WALLISER 1964

Spathognathodus inclinatus ssp. indet.

Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL 1933)

Einstufung: *crispus*-Zone (hohes Silur) bis Unterdevon

Gebänderte, plattige Glimmermarmore treten in zwei isolierten Aufschlüssen an der Ostseite des Georgenberges noch über dem Dolomithorizont auf. Sie werden max. etwa 2,5 m mächtig, sind grau gefärbt und wittern hell an. Mit Hellglimmern belegte Schieferungsflächen verleihen dem Marmor eine gut ausgebildete Spaltbarkeit. Conodontentests verliefen negativ.

3. Diskussion

3.1. Die Schichtfolgen im regionalen Rahmen

Die Stratigraphie des Murauer und Gurktaler Raumes stützte sich lange Zeit auf lithologische Vergleiche (siehe z. B. THURNER 1933 b, 1958, 1959, 1970; FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972, z. T. SCHÖNLAUB 1979). In den letzten Jahren wird dies durch Mikrofossilfunde er-

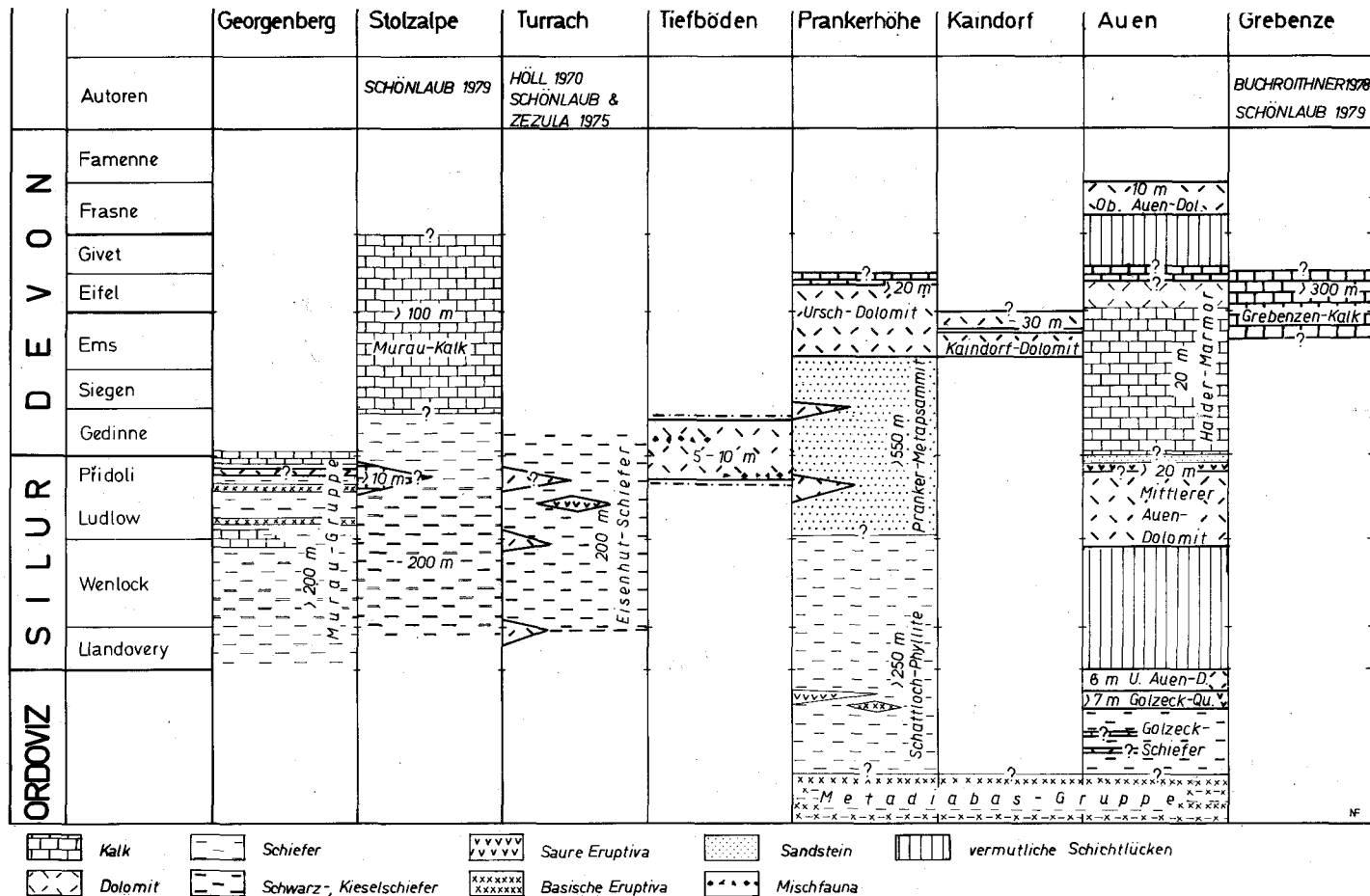


Abb. 12: Übersicht über das stratigraphisch fixierte Altpaläozoikum des Murauer und westlichen Gurktaler Raumes. Dicke Signaturen: Biostratigraphische Daten sind zur Einstufung verfügbar; schwache Signaturen: Einstufung beruht nur auf lithologischen Vergleichen. Fragezeichen: Nicht fixierte Grenzen bzw. zeitlich nicht genau fixierte Karbonatlinsen.

gänzt (HÖLL 1970, EBNER et al. 1977, BUCHROITHNER 1978, SCHÖNLAUB 1979). Den heutigen Kenntnisstand soll eine Zusammenstellung der gesicherten Ergebnisse (Abb. 12) aufzeigen.

Danach lassen sich im Murauer Raum nunmehr mindestens drei altersgleiche, faziell voneinander abweichende Schichtfolgen unterscheiden, welche teilweise auch unterschiedlichen tektonischen Einheiten angehören.

Von der ab dem höheren Ordoviciem fast rein karbonatischen Auen-Gruppe ist der Schichtumfang am vollständigsten bekannt (hohes Ordoviciem bis tiefes Oberdevon), wobei die gegenüber vergleichbaren altpaläozoischen Profilen geringe Mächtigkeit der Schichten über dem Golzeck-Quarzporphyr (max. 60 m) ins Auge springt. Wenn man auch Mächtigkeitsreduktionen infolge Aufschuppung am Trogschartenbruch annimmt, bleibt dennoch dieses Problem bestehen. Sicher dürften hier Schichtlücken ähnlich anderen ostalpinen Karbonatprofilen (vgl. FLAJS & SCHÖNLAUB 1976, SCHÖNLAUB 1979) auftreten, wie zum Beispiel zwischen Unterem und Mittlerem Auen-Dolomit unter Ausfall des tieferen Silurs, oder zwischen den grauen Bänderkalken der Haider-Marmore und dem Oberen Auen-Dolomit (Ausfall des Givets?).

Sicher scheint auch der primärstratigraphische Zusammenhang zwischen den Golzeck-Schiefern und der geschlossenen Karbonatabfolge auf Grund der altersmäßigen Einstufungen zu sein. Eine eventuelle tektonische Grenze wäre nur im Liegenden des Quarzporphyrs möglich. Da die Golzeck-Schiefer im Gipfelbereich des Golzecks von Chlorit-schiefern der Metadiabas-Gruppe überlagert werden, bedeutet dies, daß der Diabasvulkanismus zumindest in diesem Profil im Ordoviciem endet.

Regional gesehen bietet sich für die karbonatischen Anteile der Auen-Gruppe der Vergleich mit der Althofener Fazies Mittelkärntens an (SCHÖNLAUB 1971, BUCHROITHNER 1979, Begriff von TOLLMANN 1977). Vergleichbar sind vor allem die Mächtigkeiten, der zeitliche Umfang, der allerdings in Auen nach unten erweitert ist, wengleich nach neuesten Ergebnissen (BUCHROITHNER 1979) auch die Althofener Gruppe ab dem Obersilur bekannt ist (Mölblingkalk und -dolomit der *eosteinbornensis*-Zone). Wie in Althofen scheint auch in Auen das Givet zu fehlen. Allerdings dürften abzüglich der Dolomitisierung in Auen v. a. im Oberdevon starke fazielle Unterschiede bestehen.

Der Auen-Gruppe steht die mehrere hundert Meter mächtige Pranker-Gruppe im krassen Gegensatz gegenüber. Ihre stratigraphische Untergrenze ist unbekannt, könnte aber Äquivalenten der Metadiabas-Gruppe entsprechen. In diesem Zusammenhang sei kurz auf die Verwendung des Begriffs „Metadiabas-Gruppe“ eingegangen. Er wurde von THURNER ab 1929 mit schwankendem Begriffsinhalt verwendet und z. B. 1935 für die Vergesellschaftung von Metadiabasen, grobkörnigen Diabasen und Tonschiefern gebraucht, dabei aber „Tonschiefern und Arkoseschiefern“ gegenübergestellt, die mit ihr „im sedimentären Verband“ stehen und eine tektonische Einheit bilden. Nach der Einstufung des Diabasvulkanismus der mit der „Metadiabasserie“ vergleichbaren Magdalensbergserie (Begriff von KAHLER 1953) in das Ordoviciem durch SEELMEIER 1939 und RIEHL-HERWISCH 1970 wurde der Begriff „Magdalensbergserie“ von verschiedenen Autoren auch auf die höheren Schichtglieder (Silur – Devon) ausgedehnt (z. B. STREHL 1962), was rückwirkend wegen der lithologischen Vergleichbarkeit auch auf die biostratigraphisch nicht fixierte Metadiabasserie und Arkoseschiefer angewandt wurde (z. B. TOLLMANN 1977). Es wird daher vorgeschlagen, den Begriff Metadiabas-Gruppe im Sinne THURNER's (1935) auf die ordovizische (?) Vergesellschaftung von Diabasen, Tonschiefern usw. zu verwenden.

Zur zeitlichen Einstufung der Schattloch-Phyllite an der Basis der Pranker-Gruppe sind die Metavulkanite mit saurem Chemismus von großer Bedeutung. Wie SCHÖNLAUB & ZE-ZULA 1975 und SCHÖNLAUB 1979 ausführen, ist gegenüber älteren Ansichten an zwei solche vulkanische Ereignisse zu denken. Der tiefere, weit verbreitete und mächtige Horizont (Blasseneck-Porphyr) ist an die Grenze Caradoc/Ashgill bzw. Caradoc gebunden (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976), während der höhere Horizont im Obersilur der Eisenhutschiefer erstmals entdeckt wurde (SCHÖNLAUB & ZE-ZULA 1975, vgl. HÖLL 1970). Zu diesem Horizont rechnet SCHÖNLAUB 1979 auch die Quarzporphyre beim Gehöft Wartschler innerhalb der Magdalensbergfolge, die in der Nähe von Kalken der siluricus-Zone liegen.

Dieses zweifache Auftreten der sauren Metavulkanite wird durch das Profil in Auen bestätigt. Eine rein petrographische Zuordnung der Metavulkanite der Pranker-Gruppe zu einem der beiden Horizonte ist nach den bisherigen Daten nicht zu treffen, da Quarzporphyre in beiden Horizonten auftreten. Nimmt man die Metakeratophyre der südlichen Saualpe und des Gurktaler Raumes hinzu (FRITSCH 1961, HURLER 1972, v. GOSEN 1978), so treten diese nach lithologischen Vergleichen sowohl im höheren Ordoviciem wie im Obersilur auf. Hier sei besonders auf das Profil des Zauberkogels in der südlichen Saualpe hingewiesen (KLEINSCHMIDT et al. 1975), wo der vermutlich obersilurische „Marmor mit Keratophyr (Lapillieinstreuung nach NEUGEBAUER 1970, Gerölle nach WEISENBACH in PILGER & WEISENBACH 1970) zwischen Crinoidenmarmoren im Liegenden und hellen Marmoren im Hangenden liegt, und somit dem Auenprofil bemerkenswert ähnelt. Petrographisch abweichend sind innerhalb der Pranker-Gruppe nur die Metaporphyrite, welchen nach bisherigen Kenntnissen nur die Tonalitporphyrite der Eisenhutschiefer (SCHWINNER 1938) und eventuell die Porphyrite südlich Flattnitz (BECK-MANNAGETTA 1959, Karte) gegenübergestellt werden können.

Unsicher bleibt innerhalb der Pranker-Gruppe auch das zeitliche Einsetzen der Pranker-Metapsammite im Silur. Der Mindestumfang der Metapsammite umfaßt nach Karbonateinschaltungen Oberludlow bis max. oberes Unterems. Die Hauptmasse fällt zeitlich in das hohe Silur bis Gedinne, eventuell unter Hinzunahme der Dolomitlinsen der Tiefböden nur in das hohe Silur. Die Nachweislücke des Siegens in weiten Teilen des ostalpinen Devons, auf die BUCHROITHNER 1979 hingewiesen hat, kann hier durch fehlende Karbonatproduktion erklärt werden.

Das völlige Fehlen von *Icriodus* sp. im Unter- und Mitteldevon des untersuchten Raumes wirkt sich erschwerend auf stratigraphische Einstufungen aus. Zwar gibt es keine speziellen Untersuchungen über die Biofazies unterdevonischer Conodonten, die vorliegende Faunenzusammensetzung kann jedoch am ehesten mit den Daten von CHATTERTON 1976, nicht unmittelbar jedoch mit den Modellen von SEDDON & SWEET 1971 und WEDDIGE & ZIEGLER 1976 in Übereinstimmung gebracht werden. Nach CHATTERTON 1976 kann aus dem systematischen Fehlen von *Icriodus* sp. am ehesten auf Flachwasserbedingungen geschlossen werden. Ähnliche Hinweise können eventuell aus dem häufigen Auftreten von *Spatbognathodus steinhornensis remscheidensis* gezogen werden, für welchen BARNETT 1971, 1972 und in Anlehnung daran FEIST & SCHÖNLAUB 1974 einen extremen Flachwasserbiotop annehmen.

Spätestens vor dem oberen Unterems erfolgte eine Umstellung der Sedimentation auf reine Karbonatproduktion. Wie sich die Schichtfolge über den Glimmermarmoren (Ab-

kömmlingen tonreicher Kalke) fortsetzt, ist offen, da im Kern der inversen Antiklinale des Ursch-Dolomits keine Aufschlüsse vorhanden sind.

Im Vergleich mit anderen ostalpinen Gebieten lassen sich verschiedene Räume mit ober-silurisch-unterdevonischen Sandsteinen heranziehen. Abgesehen von weiten, vergleichbaren Sandsteinarealen im Inneren der Gurktaler Decke (BECK-MANNAGETTA 1959), deren altersmäßige Einstufung noch aussteht, läßt sich die Pranker-Gruppe mit der Magdalenbergfolge (RIEHL-HERWISCH 1970), welche von Mittelkärnten (STREHL 1962, BUCHROITHNER 1979) bis in dem Remschnig (MIOC & RAMOVŠ 1973, EBNER 1975, BUGGISCH et al. 1975) und Sausal (BUGGISCH et al. 1975) verfolgbar ist, in Verbindung bringen. Allerdings sind diese Bereiche durch weitaus geringer mächtige Sandsteinhorizonte aus dem Zeitbereich Silur bis Unterdevon charakterisiert, außerdem dürfte nach FLÜGEL 1977 eine Beckenfazies vorliegen. Vergleichbar sind vor allem wenige Karbonateinschaltungen innerhalb der pelitisch-psammitischen Abfolgen, wobei sich das hohe Silur – *eosteinbornensis*-Zone – teilweise, daß Ems in allen Teilbereichen parallelisieren läßt. Dagegen liegen die meisten Dolomithorizonte der Eisenhutschiefer zeitlich tiefer.

Der Bogen mit vergleichbaren Schichtfolgen schließt mit der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums, wo die Schichten von Kher in ähnlicher Lithologie vorliegen (vgl. FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1971, FLÜGEL 1975). Mächtigere Sandsteinhorizonte sind auch von der Basis der Dolomitsandstein-Folge bekannt (FLÜGEL 1975, FENNINGER & HOLZER 1978).

Durch die Neuaufnahme wurde die Kartiereinheit „Arkoseschiefer“ problematisch. Während sie in Auen stratigraphisch unter dem Quarzporphyr liegen, durch ihre Feinkörnigkeit von denen der Pranker-Gruppe abtrennbar sind, und ein ordovizisches Alter haben, konnten sie auf der anderen Seite in das Obersilur bis Unterdevon eingestuft werden, wobei die stratigraphische Untergrenze offenbleibt. Ein ähnliches Ergebnis zeigt der Zusammenhang zwischen Kaindorf-Dolomit und den „Arkoseschiefern“ der Frauenalm, welchen ebenfalls ein Alter zwischen hohem Ordoviz und Unterdevon zukommen dürfte. Ungelöst bleibt in diesem Zusammenhang das unterschiedliche Einsetzen der Karbonate in Auen und in Kaindorf im Liegenden einer sich ähnelnden, inversen Schichtfolge.

Die im studierten Bereich nur unvollständig aufgeschlossene Murau-Gruppe zeigt ein übereinstimmendes Alter mit den von SCHÖNLAUB 1979 vorgelegten Daten. Als das stratigraphisch Hangende dieser Gruppe kann eventuell der Murauer Kalk(-marmor) mit vermutlich devonem Alter angesehen werden (vgl. FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972). Für ein silurisches Alter der pelitischen Anteile der Murau-Gruppe sprechen v. a. Schwarzschiefer, Kieselschiefer und Grüngesteine (vgl. SCHÖNLAUB 1979). Sie zeigt große Anklänge an ähnliche, häufig erzführende, epimetamorphe Schichtfolgen wie z. B. Lisabichlschollenzone (SCHÖNLAUB et al. 1976) und Innsbrucker Quarzphyllit (MOSTLER 1973). Jedoch scheinen die hier sehr geringmächtigen Dolomite später als in diesen Gebieten einzusetzen.

Diesen drei Abfolgen stehen die Grebenzenkalke mit ihrem Oberems- bis Mitteldevonalter (BUCHROITHNER 1978, SCHÖNLAUB 1979) gegenüber, deren Stellung zu den liegenden Phylliten im Detail zurzeit noch ungeklärt ist.

3.2. Tektonische Schlußfolgerungen

Da über regionaltektonische Schlußfolgerungen an anderer Stelle berichtet wird, seien hier nur wenige Anmerkungen getroffen.

Wie aus den räumlichen Beziehungen der untersuchten Schichtglieder hervorgeht, liegen Pranker- und Auen-Gruppe wie der Kaindorf-Dolomit invers. Aus letzterem kann geschlossen werden, daß auch die gesamte Stolzalpendecke (TOLLMANN 1959) auf der Frauenalm invers liegt. Dies läßt sich nach SCHÖNLAUB 1979 auch auf die Phyllite zwischen Frauenalm und Grebenze übertragen. Jedoch stimme ich nicht mit dem Profil in SCHÖNLAUB 1979, Abb. 5 (nach THURNER 1958: 84), überein, da hier zwei Schichtfolgen unzutreffenderweise miteinander verbunden wurden. Hier lassen sich nach meiner Ansicht zwei inverse Schichtfolgen trennen: Hangend treten Äquivalente der Metadiabas- und Pranker-Gruppe (Ordovicium – Mitteldevon), liegend Schwarzschiefer (Silur) und darunter Murauer Kalkmarmore (Devon) auf. An der Grenze „Arkoseschiefer“ zu den Schwarzschiefern wäre auch die Grenze zwischen Murauer Decke und Stolzalpendecke zu suchen (vgl. dazu auch BECK-MANNAGETTA 1959).

Ähnliche Verhältnisse treten am Nordabfall der Frauenalm auf, wo im Gegensatz zu SCHÖNLAUB 1979: 23 im Liegenden des Kaindorf-Dolomits ein deutlicher Metamorphosehiatus zwischen den zur Stolzalpendecke zu zählenden Schiefern und den phyllitischen Glimmerschiefern im Liegenden (siehe THURNER 1958) vorhanden ist. Das unmittelbar Liegende des Kaindorf-Dolomits ist durch eine Zone extremer Phyllonitisierung charakterisiert, welche wohl der Deckengrenze zwischen Stolzalpendecke und einem tieferen tektonischen Stockwerk entsprechen dürfte.

Die Existenz der Murauer Decke (TOLLMANN 1959, 1963) ist zuletzt häufig bestritten worden, indem das epimetamorphe Paläozoikum als verschupptes Hangendes des Mittelostalpinen Kristallins aufgefaßt wurde (CLAR 1975, SCHÖNLAUB 1979). Durch den Nachweis der altpaläozoischen Murau-Gruppe über den von THEYER 1969 und TOLLMANN 1975, Abb. 1, als Skyth gedeuteten Quarziten südlich Stadl (siehe THURNER 1958), welche über Gneisen liegen, muß zumindest im Gebiet westlich des Trogschartenbruches mit der Existenz einer solchen Decke gerechnet werden.

Literatur

- BARNETT, St. G.: Biometric Determination of the Evolution of *Spathognathodus remscheidensis*: A Method for precise intrabasinal Time Correlations in the Northern Appalachian. – J. Paleont., 45, 2, 274–400, 17 Abb., 3 Taf., Tulsa 1971.
- BARNETT, St. G.: The Evolution of *Spathognathodus remscheidensis* in New York, New Jersey, Nevada, and Czechoslovakia. – J. Paleont., 46, 6, 900–917, 13 Abb., Tulsa 1972.
- BARRICK, J. E.: Multielement simple-cone conodonts from the Clarita Formation (Silurian), Arbuckle Mountains, Oklahoma. – Geologica et Palaeontologica, 11, 47–68, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Marburg 1977.
- BATHURST, R. G. C.: Carbonate Sediments and their Diagenesis. – Develop. Sedimentology, 12, 620 S., 359 Abb., Amsterdam 1971.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 102, 313–352, 1 Abb., 4 Taf., Wien 1959.
- BISCHOFF, G. C. O.: On the Nature of the Conodont Animal. – Geologica et Paleontologica, 7, 147–174, 1 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Marburg 1973.
- BISCHOFF, G. & SANNEMANN, D.: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., 86, 87–110, 4 Taf., Wiesbaden 1958.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. – Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., 22, 1–136, 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf., Wiesbaden 1957.
- BUCHROITHNER, M. F.: Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 77–93, 2 Abb., 3 Taf., Graz 1978.
- BUCHROITHNER, M. F.: Biostratigraphische und fazielle Untersuchungen im Paläozoikum von Mittelkärnten. – Carinthia II, 169/89, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Klagenfurt 1979 (im Druck).

- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G. & LÜTKE, F.: Die Einstufung von altpaläozoischen Kalken im Sausal und Remschnig (Steiermark, Österreich) aufgrund von Conodonten. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, 263–278, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1975.
- BULTYNCK, P.: Le Silurien Supérieur et le Dévonien Inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). Deuxième Partie: Assemblages de Conodontes à *Spathognathodus*. – Bull. Inst. Roy. Sci. nat. Belg., 47, 1–43, 24 Abb., 5 Taf., Brüssel 1971.
- CARLS, P.: Die Conodonten des tieferen Unter-Devons der Guadarrama (Mittel-Spanien) und die Stellung des Grenzbereiches Lochkovium/Pragium nach der rheinischen Gliederung. – Senckenbergiana lethaea, 50, 303–355, 4 Abb., 4 Tab., 4 Taf., Frankfurt/Main 1969.
- CARLS, P. & GANDL, J.: Stratigraphie und Conodonten des Unterdevons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 132, 2, 155–218, 3 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Stuttgart 1969.
- CHATTERTON, B. D. E.: Distribution and Paleocology of Eifelian and Early Givetian Conodonts from Western and Northwestern Canada. – Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 15, 143–157, 5 Abb., Waterloo (Ontario) 1976.
- CLAR, E.: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. – Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1, 187–198, 2 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1975.
- DUBATOLOVA, Y. A.: Morskije Lillii Rannego i Srednego Devona Altai i Kusbassa. – Akad. Nauk. SSSR, Trudji Instituta Geologii i Geofisiki, 124, 1–159, 10 Taf., Moskau 1971.
- DUBATOLOVA, Y. A. & YELTYSHOVA, P. C.: Stebli Krinoidei Devona i Negnego Karbona Armenii. – Akad. Nauk. SSSR, Trudji Instituta Geologii i Geofisiki, 68, 56–79, 3 Taf., Moskau 1969.
- EBNER, F.: Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1974, 281–287, 2 Abb., Wien 1975.
- EBNER, F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, 37, 2 Abb., 5 Tab., 5 Taf., Graz 1976.
- EBNER, F., NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Vorbericht über stratigraphische Untersuchungen im Altpaläozoikum südlich und westlich von Murau. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1977, 21–25, Wien 1977.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. B. & HARRIS, L. D.: Conodont color alteration – an index to organic metamorphism. – USGS. Open-file report 75–379, 54 S., Washington 1975.
- FEIST, R. & SCHÖNLAUB, H. P.: Zur Silur/Devon-Grenze in der östlichen Montagne Noire Süd-Frankreichs. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, 4, 200–219, 8 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1974.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. geol. Ges., 69, 109–162, 11 Abb., 8 Tab., 10 Taf., Wien 1978.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, 157–212, 8 Abb., 5 Taf., Wien 1967.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1976, 257–303, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Wien 1976.
- FLÜGEL, H. W.: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, 2. Auflage, 288 S., Graz 1975.
- FLÜGEL, H. W.: Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970 bis 1975). – Zbl. Geol. Paläont. Mh., 1977, 656–684, Stuttgart 1976.
- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977, 659–674, 4 Abb., Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H. W., JAEGER, H., SCHÖNLAUB, H. P. & VAI, G. B.: Carnic Alps. – In: The Silurian-Devonian Boundary, IUGS Series A, 5, 126–142, 8 Abb., Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Nachweis von tieferen Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 142–148, Wien 1971.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 187–198, 1 Beil., Wien 1972.
- FOLK, R. L.: Some aspects of recrystallization in ancient limestones. – In: PRAY, L. C. & MURRAY, R. C. (Eds.): Dolomitization and limestone diagenesis. – SEPM Spec. Publ., 13, 14–48, 14 Abb., 7 Tab., Tulsa 1965.
- FRITSCH, W.: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit an der Glan in Kärnten. – Geologie, 10, 67–80, 7 Abb., Berlin 1961.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENEDER, H.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. – N. Jb. Miner. Mh., 1967, 12, 364–376, 6 Abb., Stuttgart 1967.
- GEYER, G.: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des Specialkartenblattes Murau (Zone 17, Col. X, Steiermark). – Verh. Geol. R.-A. 1891, 108–120, Wien 1891a.

- GEYER, G.: Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberen Murthale (Phyllitmulde von Murau und Neumarkt). – Verh. Geol. R.-A., 1891, 352–362, Wien 1891b.
- GEYER, G.: Über die Stellung der altpaläozoischen Kalke der Grebenze in Steiermark zu den Grünschiefern und Phylliten von Neumarkt und St. Lambrecht. – Verh. Geol. R.-A., 1893, 406–415, Wien 1893.
- GOSEN, W. von: Geologische Neuaufnahme am Ostrand der Gurktaler Alpen westlich Treibach-Althofen (Bez. St. Veit/Glan, Kärnten, Österreich). – Carinthia II, 168/88, 105–134, 4 Abb., 2 Taf., Klagenfurt 1978.
- GRÄF, W.: Catalogus Fossilium Austriae. Graptolithina. – Österr. Akad. Wiss. Wien, 78 S., Wien 1966.
- HEDBERG, H. D.: International Stratigraphic Guide. – 200 S., New York (John Wiley & Sons) 1976.
- HERITSCH, F.: Geologie von Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 57, 224 S., 60 Fig., 1 Beil., Graz 1921.
- HERITSCH, F. & THURNER, A.: Graptolithenfunde in der Murauer Kalk-Phyllitserie. – Verh. Geol. B.-A., 1932, 92–93, Wien 1932.
- HÖLL, R.: Die Zinner-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 201–224, 4 Abb., Stuttgart 1970.
- HOUSE, M. & ZIEGLER, W.: The Goniatite and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. – Geologica et Paleontologica, 11, 69–108, 4 Abb., 6 Taf., Marburg 1977.
- HURLER, H.: Geochemie und Petrographie der Metakeratophyre in der südlichen Saualpe (Kärnten). – Diss. Univ. Tübingen, 67 S., 22 Abb., 9 Tab., 1 Karte, Tübingen (Blasaditsch) 1972.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 1969, 173–177, Wien 1969.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, SH. 16, 78 S., 4 Beil., Klagenfurt 1953.
- KLAPPER, G. & JOHNSON, D. B.: Sequence in conodont genus *Polygnathus* in Lower Devonian at Lone Mountain, Nevada. – Geologica et Paleontologica, 9, 65–77, 4 Abb., 3 Taf., Marburg 1975.
- KLAPPER, G., ZIEGLER, W. & MASHKOVA, T. V.: Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandium area of Czechoslovakia. – Geologica et Paleontologica, 12, 103–116, 3 Abb., 2 Taf., Marburg 1978.
- KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgebiete in der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1, 11–44, 10 Abb., 1 Taf., Clausthal-Zellerfeld 1975.
- LANGHEINRICH, G.: Zur Terminologie der Schieferungen. – Geol. Rdsch., 66, 336–352, 9 Abb., Stuttgart 1977.
- MASHKOVA, T. V.: *Ozarkodina steinhornensis* (ZIEGLER) Apparatus, its Conodonts and Biozone. – Geologica et Paleontologica, SB 1, 81–90, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Marburg 1972.
- METZ, K.: Grundzüge des geologischen Baues der Steiermark. – In: SUTTER, B. (Ed.): Die Steiermark, Land, Leute, Leistung, 25–73, 33 Abb., 4 Tab., Graz (Styria) 1965.
- MIOC, R. & RAMOVŠ, A.: Erster Nachweis des Unterdevons im Kozjak Gebirge (Possruck) westlich von Maribor (Zentralalpen). – Bull. Sci., 18, No. 7–9, 135–136, 2 Abb., Zagreb 1973.
- MOORE, R. C. & JEFFORDS, R. M.: Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns. – Univ. Kansas Paleont. Contr., Echinodermata Art. 9, 3–86, 6 Abb., 28 Taf., Kansas 1968.
- MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86 (Heißel-Festschrift), 237–266, 11 Abb., Innsbruck 1973.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sediment-Untersuchung. – 303 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1964.
- NEUBAUER, F.: Geologische Untersuchungen am Nordrand der Gurktaler Decke im Bereich des Ostabschnittes der Paaler Konglomerate (Lorenzengraben südwestlich Murau, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 263 S., 70 Abb., 18 Tab., 5 Taf., 12 Beil., Graz 1978.
- NEUGEBAUER, J.: Altpaläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphoseablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). – Geotekt. Forsch., 35, 23–93, 18 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1970.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand & Sandstone. – 618 S., Berlin (Springer) 1972.
- PILGER, A. & WEISSENBACH, N.: Stand und Aussichten der Forschung über Stratigraphie, Tektonik und Metamorphose in der Saualpe in Kärnten. – Clausth. Geol. Abh., 5, 1–39, 16 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1970.
- POLLOCK, Ch. A. & REXROAD, C. B.: Conodonts from the Salina Formation and the Upper Part of the Wabash Formation (Silurian) in North-Central Indiana. – Geologica et Paleontologica, 7, 77–92, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Marburg 1973.
- REXROAD, C. B. & CRAIG, W. W.: Restudy of Conodonts from the Brainbridge Formation (Silurian) at Lithium, Missouri. – J. Paleont., 45/4, 684–703, 2 Abb., 4 Taf., Tulsa 1971.

- REXROAD, C. B. & NICOLL, R. S.: Conodonts from the Estill Shale (Silurian, Kentucky and Ohio) and their Bearing on Multielement Taxonomy. – *Geologica et Paleontologica*, SB 1, 57–74, 1 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Marburg 1972.
- RIEHL-HERWISCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 19, 195–214, 7 Abb., 1 Taf., Wien 1970.
- ROLLE, F.: Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichen Theiles von Obersteiermark. – *Jb. Geol. R.-A.*, 4, 322–369, 4 Abb., Wien 1854.
- SAVAGE, N. M.: Lower Devonian Conodonts from New South Wales. – *Paleontology*, 16, 307–333, 30 Abb., 3 Taf., London 1973.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Althofener Gruppe – eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1971, 288–305, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1971.
- SCHÖNLAUB, H. P. (mit einem Beitrag von S. SCHARBERT): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 1–124, 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, Ch. & NOVOTNY, W.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 115–145, 3 Abb., 3 Taf., Wien 1976.
- SCHÖNLAUB, H. P. & ZEJULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1975, 253–269, 3 Abb., 2 Taf., Wien 1975.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 130/2, 133–245, 18 Abb., 18 Tab., 5 Taf., Stuttgart 1968.
- Schweizerische Geologische Kommission: Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz – *Eclogae geol. Helv.*, 66/2, 479–492, Basel 1973.
- SCHWINNER, R.: Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. – *Compte rendue II. Karbongr.*, 3, 1173–1257, 6 Abb., Heerlen 1938.
- SEDDON, G. & SWEET, W. C.: An ecologic model for conodonts. – *J. Paleont.*, 45/5, 869–880, 3 Abb., Tulsa 1971.
- SEELMEIER, H.: Die stratigraphische Eingliederung der Diabase und Diabastuffe des Christophberges bei Klagenfurt. – *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 75, 1938, 110–113, Wien 1939.
- SERPAGLI, E.: I conodonti dell'Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. – *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 6, 30–111, 8 Abb., 26 Taf., Modena 1967.
- SERPAGLI, E.: Uppermost Wenlockian – Upper Ludlovian (Silurian) Conodonts from Western Sardinia. – *Boll. Soc. Paleont. Italiana*, 9/1, 76–96, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Modena 1970.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, 99, 75–199, 11 Abb., 2 Taf., Wien 1956.
- Code-Committee der Stratigraphischen Kommission der DUGW: Stratigraphische Richtlinien. – *Newsl. Stratigr.*, 6, 131–151, Berlin-Stuttgart 1977.
- STRECKEISEN, A.: Die Klassifikation der Eruptivgesteine. – *Geol. Rdsch.*, 55, 478–491, 1 Abb., Stuttgart 1965.
- STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. – *Carinthia II*, 152/72, 46–74, 17 Abb., 1 Beil., Klagenfurt 1962.
- STUR, D.: Geologie von Steiermark. – *Geogn.-montan. Ver. Steiermark*, 654 S., Graz 1871.
- SURENIAN, R.: Die Conodontenfauna des Steinbergkalkes (Oberdevon, Paläozoikum von Graz). – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 108, 121–135, 4 Taf., Graz 1978.
- TESSENHORN, F.: Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – *Carinthia II*, 164–84, 137–160, 7 Abb., 5 Tab., 1 Karte, Klagenfurt 1975.
- THEYER, P.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Paal- und Lorenzengraben (Oberes Murtal, Steiermark). – *Unveröff. Diss. Univ. Wien*, 146 S., 55 Abb., 5 Beil., Wien 1969.
- THIEDIG, F.: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VIII. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 16, 5–70, 23 Abb., 5 Taf., Wien 1966.
- THUM, I. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau – Lenzerheide – Oberhalbstein. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F., 144, 1–55, 40 Fig., 1 Tab., 2 Taf., Bern 1972.
- THURNER, A.: Geologie der Stolzalpe bei Murau. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 64/65, 101–134, 2 Beil., Graz 1929.
- THURNER, A.: Aufnahmebericht über Blatt Murau (5152). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1931, 1–5, Wien 1931.
- THURNER, A.: Aufnahmebericht über die geologische Aufnahme des Blattes Murau (5152). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1932, 40–43, Wien 1932.

- THURNER, A.: Aufnahmsbericht über die geologische Aufnahme des Blattes Murau (5112). – Verh. Geol. B.-A., 1933, 33–34, Wien 1933 a.
- THURNER, A.: Klärung der stratigraphischen Verhältnisse in der Bergwelt um Murau. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 70, 292–297, Wien 1933 b.
- THURNER, A.: Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 144, 199–229, 26 Fig., Wien 1935.
- THURNER, A.: Geologie der Frauentalpe bei Murau. – Jb. Geol. B.-A., 86, 303–336, 8 Abb., 1 Taf., Wien 1936.
- THURNER, A.: Das Murauer Paläozoikum – eine Schubmasse. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 1956, Sdbd. (Angel-Festschrift), 158–169, 1 Abb., 1 Taf., Graz 1956.
- THURNER, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadt-Murau 1:50.000, zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. – Geol. B.-A., 106 S., 24 Abb., Wien 1958.
- THURNER, A.: Die Geologie des Pleschaitz bei Murau. – Mitt. Mus. Bergbau, Geol., Technik Landesmus. „Joanneum“ Graz, 20, 1–27, 1 Abb., 2 Beil., Graz 1959.
- THURNER, A.: Die Gurktaler Decke (Bemerkungen zu TOLLMANNs Deckengliederung in den Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1960, 481–490, 1 Abb., Stuttgart 1960.
- THURNER, A.: Das Phyllitgebiet südlich Murau. – Verh. Geol. B.-A., 1961, 134–155, 1 Taf., Wien 1961.
- THURNER, A.: Geologie des Gebietes Neumarkt/Steiermark – Mühlen. – Jb. Geol. B.-A., 113, 1–72, 5 Abb., 2 Taf., Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1–62, 1 Taf., Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S. Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 150/1, 19–43, 7 Abb., Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TORNQUIST, A.: Die westliche Fortsetzung des Murauer Deckensystems und ihr Verhältnis zum Paaler Carbon. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 126, 155–176, 1 Fig., Wien 1917.
- TOULA, F.: Die Kalke der Grebenze und des Neumarkter Sattels in der Steiermark. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., 2, 169–173, Stuttgart 1893.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Habilschrift Techn. Univ. Berlin, 207 S., 144 Abb., 14 Tab., Berlin 1969.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. – Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch., 41, 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden 1964.
- WALLISER, O. H.: Conodont Biostratigraphy of the Silurian of Europe. – Geol. Soc. Amer. Mem., 127, 195–206, 3 Abb., Boulder 1971.
- WEDDIGE, K.: Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. – Senckenbergiana lethaea, 58, 271–419, 9 Abb., 20 Tab., 6 Taf., Frankfurt/Main 1977.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W.: The Significance of *Icriodus:Polygnathus* Ratios in Limestones from the Type Eifelian, Germany. – Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 15, 187–199, 6 Abb., 1 Tab., Waterloo (Ontario) 1976.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W.: Correlation of Lower/Middle Devonian Boundary Beds. – Newsl. Stratigr., 6/2, 67–84, 3 Abb., Berlin–Stuttgart 1977.
- ZIEGLER, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zоргensis-Kalk. – Notizbl. Hess. Landes-Amt Bodenforsch., 84, 93–106, 1 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1956.
- ZIEGLER, W.: Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., 34/2, 169–201, 2 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1960.
- ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch., 38, 1–166, 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1962.
- ZIEGLER, W.: Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 9, 647–676, 4 Abb., 5 Tab., 6 Taf., Krefeld 1965.
- ZIEGLER, W.: Conodont Stratigraphy of the European Devonian. – Geol. Soc. Amer. Mem., 127, 227–284, 3 Abb., 6 Tab., Boulder 1971.
- ZIEGLER, W. (Ed.): Catalogue of Conodonts. – Vol. 1–3, Stuttgart (Schweizerbart) 1973, 1975, 1977.
- ZIEGLER, W. & LINDSTRÖM, M.: Über *Panderodus* ETHINGTON, 1959, und *Neopanderodus* n. g. (Conodonta) aus dem Devon. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971, 628–640, 3 Abb., Stuttgart 1971.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. 4. 1979.

TAFEL 1

- Fig. 1: Dihexaederquarz mit Korrosionsschlauch, Golzeck-Quarzporphyr. Schliff 6/2, gekreuzte Nicols, Vergr. 55fach.
- Fig. 2: Verzwilligter Alkalifeldspat, Golzeck-Quarzporphyr. Schliff 6/2, gekreuzte Nicols, Vergr. 40fach.
- Fig. 3: Schwach rekristallisierter Dolomit mit zahlreichen Echinodermatenresten, Mittlerer Auen-Dolomit. Schliff 5/2, Schliffnegativ, Vergr. 3fach.
- Fig. 4: Feinkörniger Dolomit mit vermutlichen „birds eye“-Strukturen, Oberer Auen-Dolomit. Schliff 387/6, Schliffnegativ, Vergr. 3fach.

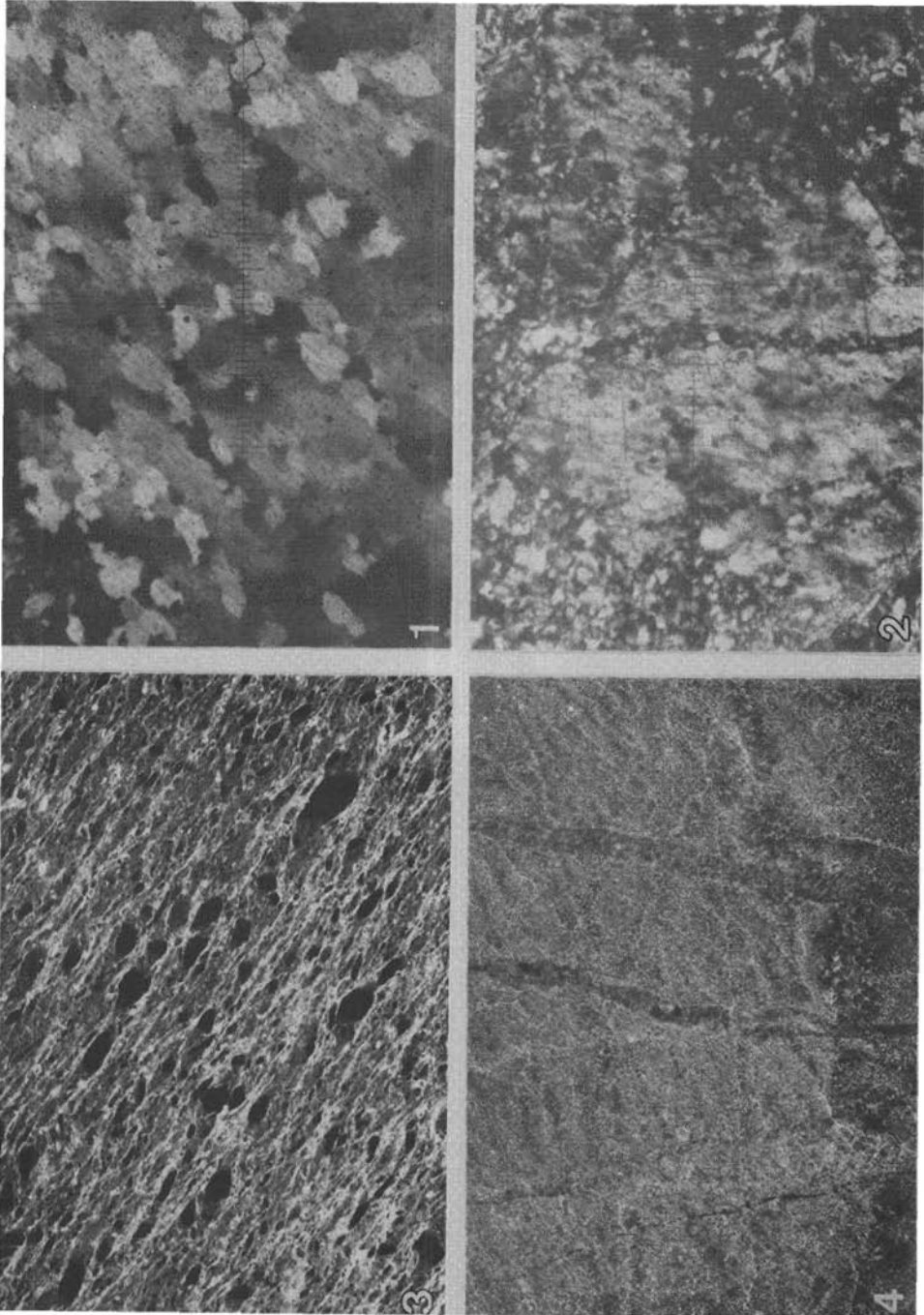
Tafel 1



TAFEL 2

- Fig. 1: Subkornbildung in einem deformierten Quarzkorn eines Quarzganges, Metaporphyrit der Schattloch-Phyllite. Schliff 375, gekreuzte Nicols, Vergr. 85fach.
- Fig. 2: Alkalifeldspat mit flau auslöschender Mikroklingitterung (?) im extrem durchbewegten Metakeratophyr (Pranker-Gruppe). Schliff 503 R, gekreuzte Nicols, Vergr. 8fach.
- Fig. 3: Gefüge der Metapsammit mit schwacher Längung der Komponenten, Anlage von Phyllosilikatbändern und „stachelförmigen Quarz-Phyllosilikataggregaten“ in den Druckschattenräumen der Komponenten. Schliff 364, Schliffnegativ, Vergr. 8fach.
- Fig. 4: Biogenreste im Mitteldevon des Ursch-Dolomits (Stromatoporen? oder Stromatolithen?). Schliff 528/2. Schliffnegativ, Vergr. 4fach.

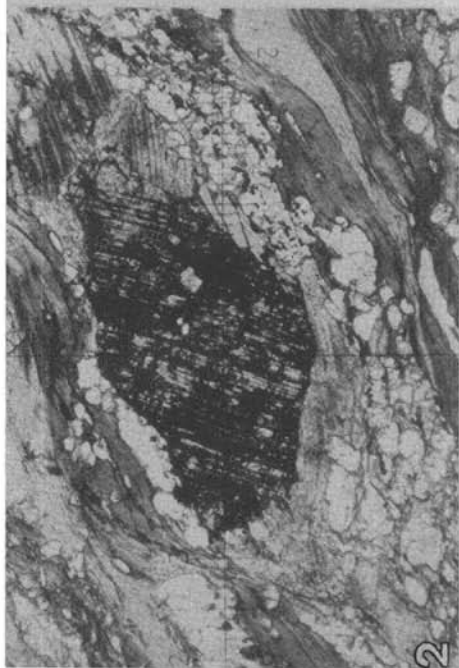
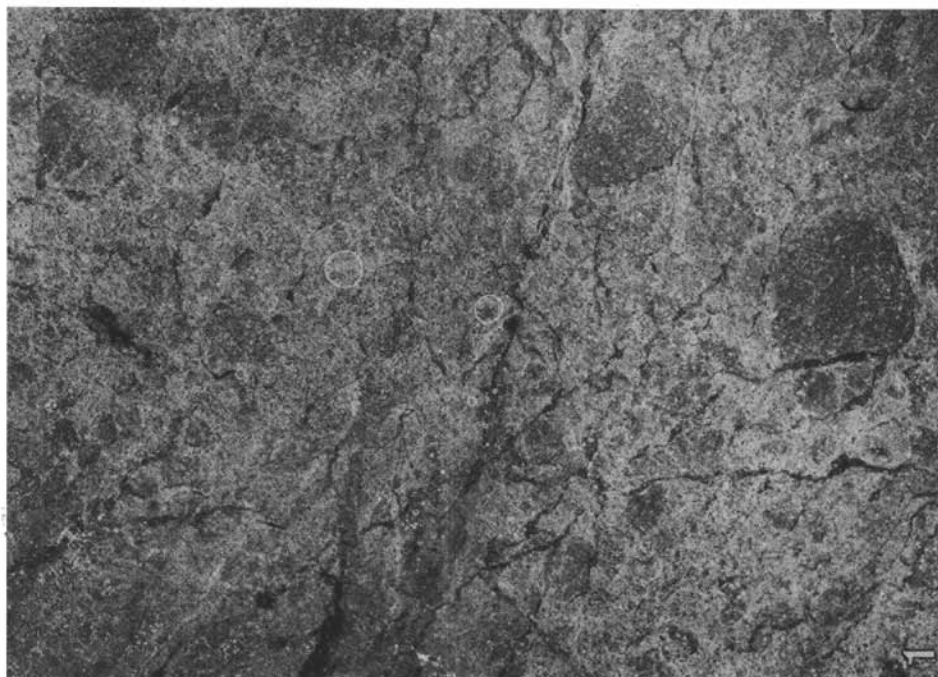
Tafel 2



TAFEL 3

- Fig. 1: Geröllstrukturen an der Basis des Dolomits der Tiefböden. Schliff 536/5, Schlifffnegativ, Vergr. 5fach.
- Fig. 2: Korrodiertes, opazitisch durchsetztes Karbonat I-Korn im Biotitkarbonatglimmerschiefer, Murau-Gruppe. Schliff 488/2, parallele Nicols, Vergr. 30fach.
- Fig. 3: Einschlußreicher (Quarz, Erz, Leukoxen), randlich etwas korrodierter Titanitporphyroblast im Titanit-Chlorit-Karbonat-Schiefer, Murau-Gruppe. Schliff 489/1, parallele Nicols, Vergr. 35fach.

Tafel 3



TAFEL 4

Murau-Gruppe

- Fig. 1: *Hindeodella* cf. *equidentata* RHODES 1953; Probe 435, Vergr. 42fach.
Fig. 2: *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL 1933); Probe 395, Vergr. 21fach.
Fig. 3: *Plectospathodus* sp.; Probe 395, Vergr. 21fach.
Fig. 4: *Lonchodina greilingi* WALLISER 1957; Probe 395, Vergr. 21fach.

Pranker-Gruppe

- Fig. 5: *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES 1953); Seitenansicht, Probe 507, Vergr. 42fach.
Fig. 6: *Spathognathodus crispus* WALLISER 1964; Oberseite, Probe 507, Vergr. 42fach.
Fig. 8: *Hindeodella equidentata* RHODES 1953; Probe 507, Vergr. 21fach.
Fig. 9: *Acodus curvatus* BRANSON & BRANSON 1947; Probe 507,
9 a: Seitenansicht, Vergr. 42fach,
9b: Oberflächendetail, Vergr. 420fach.
Fig. 13: *Scutula?* sp.; Ansicht von schräg oben, Probe 526, Vergr. 42fach.
Fig. 14: *Spathognathodus steinbornensis steinbornensis* ZIEGLER 1956; Oberseite, Probe 458/1, Vergr. 21fach.
Fig. 15: *Spathognathodus steinbornensis telleri* SCHULZE 1968; Probe 458/1,
15 a: Oberseite, Vergr. 42fach,
15 b: Oberflächendetail mit rekristallisierten Zähnnchen aus dem Bereich des Basalgrubenansatzes; Vergr. 420fach.
Fig. 16: *Polygnathus debiscens* PHILIP & JACKSON 1967 vel *Polygnathus gronbergi* KLAPPER & JOHNSON 1975; Unterseite, Probe 458/1, Vergr. 42fach.

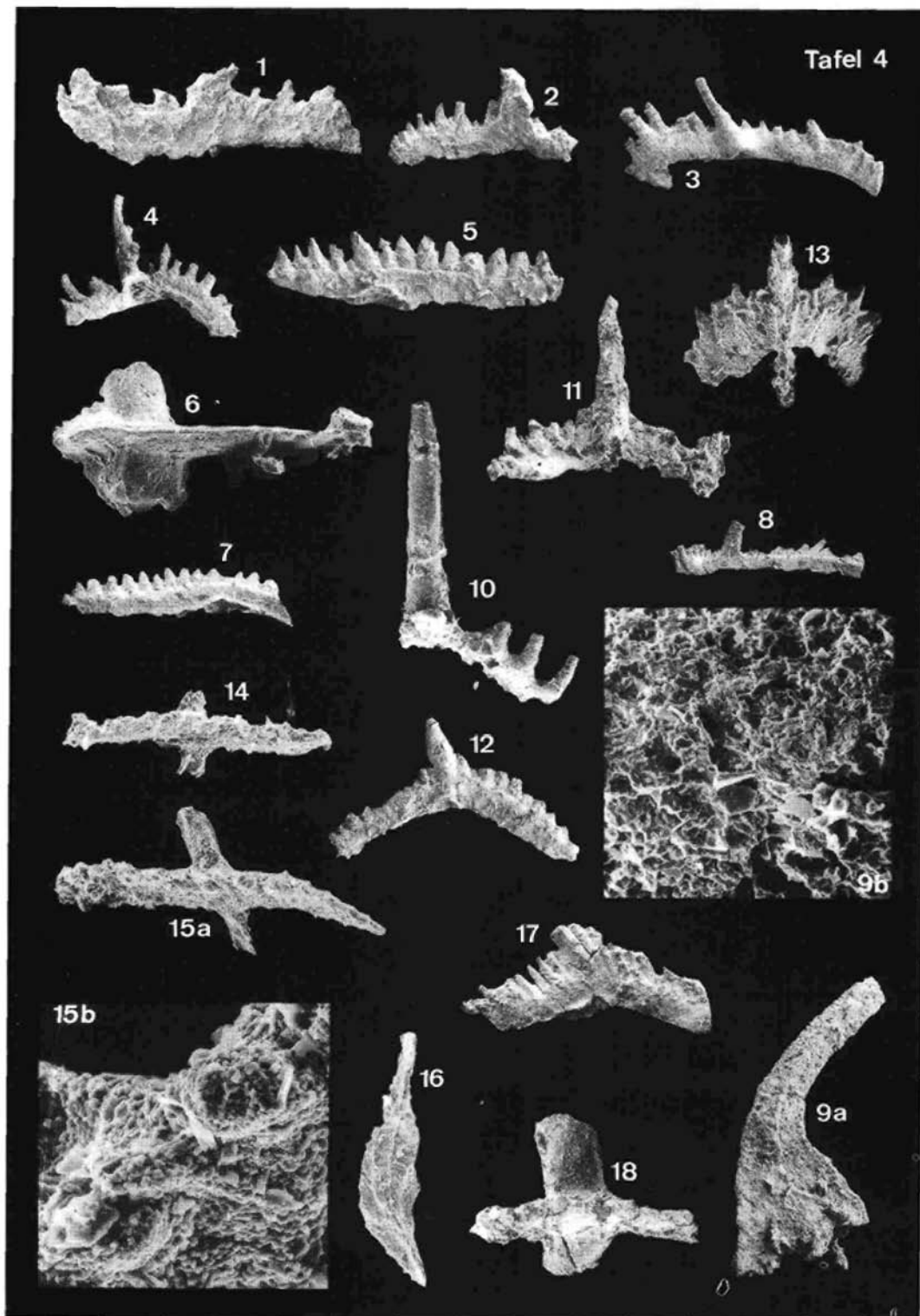
Dolomit der Tiefböden

- Fig. 7: *Spathognathodus inclinatus* ssp. indet., Seitenansicht, Probe 536/1, Vergr. 21fach.
Fig. 10: *Neopriionodus* cf. *latidentatus* WALLISER 1964; Probe 537, Vergr. 42fach.
Fig. 11: *Trichonodella* cf. *symmetrica* (BRANSON & MEHL 1933); Probe 536/2, Vergr. 42fach.
Fig. 12: *Ozarkodina media* WALLISER 1957; Probe 536/2, Vergr. 21fach.

Kaindorf-Dolomit

- Fig. 17: *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER 1956; Probe K 6, Vergr. 84fach.
Fig. 18: *Spathognathodus steinbornensis steinbornensis* ZIEGLER 1956; Oberseite, Probe K 3, Vergr. 42fach.

Tafel 4



TAFEL 5

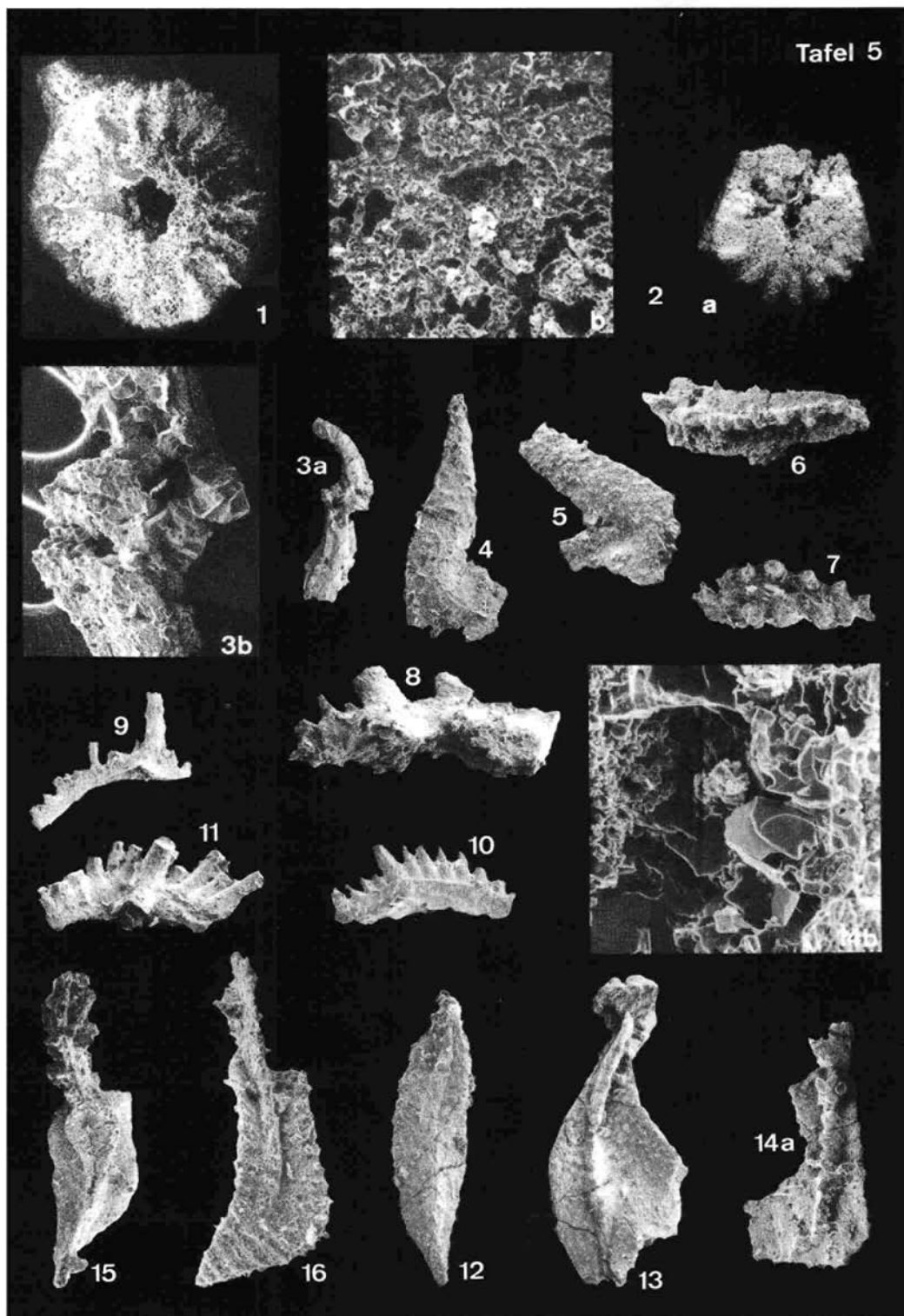
Auen-Gruppe

- Fig. 1: Formgattung „*Pentagonocyclicus*“ sp, forma B; Probe 508/3, Vergr. 42fach.
Fig. 2: Formgattung „*Pentagonopentagonalis*“ sp, Probe 508/3;
2 a: Vergr. 21fach,
2 b: Oberflächendetail mit noch erkennbarer, schwach rekristallisierter Mikrostruktur, Vergr. 420fach.
Fig. 3: *Panderodus unicastatus* ssp. indet.; Probe 385/1,
3 a: obverse Seite mit noch erkennbarer, feiner Längsstreifung, Vergr. 21fach,
3 b: Ausschnitt aus dem Bereich der Bruchstelle, Vergr. 84fach.
Fig. 4: *Oistodus*? sp.; Seitenansicht, an Hinterkante abgebrochen, Probe 385/1, Vergr. 42fach.
Fig. 5: *Oistodus* sp.; Seitenansicht, Probe 385/1, Vergr. 42fach.
Fig. 6: *Amorphognathus*? sp., Bruchstück eines Seitenlappens, Probe 385/1, Vergr. 42fach.
Fig. 7: *Icriodina* sp.; Oberseite, stark korrodiert, Probe 385/1, Vergr. 42fach.
Fig. 8: *Ozarkodina ziegleri* ssp. indet.; Probe 6, Vergr. 42fach.
Fig. 9: *Neoprioniodus latidentatus* WALLISER 1964; Probe 5/2, Vergr. 21fach.
Fig. 10: *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES 1953); Seitenansicht, Probe 5/2, Vergr. 42fach.
Fig. 11: *Lonchodina greilingi* WALLISER 1964; Probe 5/2, Vergr. 42fach.
Fig. 12: *Polygnathus* sp., Unterseite, Probe 387/6, Vergr. 42fach.
Fig. 13: *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST 1947; am Außenlappen beschädigt, Probe 387/6; Vergr. 42fach.
Fig. 14: *Palmatolepis* sp.; Probe 387/7,
14 a: Oberseite, Vergr. 42fach,
14 b: Oberflächendetail aus dem Bereich der Knötchenreihe, Vergr. 420fach.

Kaindorf-Dolomit

- Fig. 15: *Polygnathus* sp.; Unterseite, Probe K 1, Vergr. 42fach.
Fig. 16: *Polygnathus linguiformis* ssp. indet.; Oberseite, Probe K 1, Vergr. 42fach.

Tafel 5



TAFEL 6

Auen-Gruppe

- Fig. 1: *Distacodus obliquicostatus* BRANSON & MEHL 1933; Probe 6/10,
 1 a: Seitenansicht, Vergr. 42fach,
 1 b: Vergrößerung der Vorderkante mit den Streifen in einem Winkel von ca. 15° zur Vorderkante,
 Vergr. 420fach.
- Fig. 2: „*Acodus*“ sp. (sensu SERPAGLI 1970); obverse Seite, Probe 6/10, Vergr. 42fach.
- Fig. 3: *Panderodus unicostatus* ssp. indet.; reverse Seite, Probe 6/10, Vergr. 42fach.
- Fig. 4: *Ozarkodina edithae* WALLISER 1964; Probe 6, Vergr. 42fach.
- Fig. 5: „plate“ (sensu BISCHOFF 1973); Oberseite, beschädigt, Probe 5/2, Vergr. 42fach.

Kaindorf-Dolomit

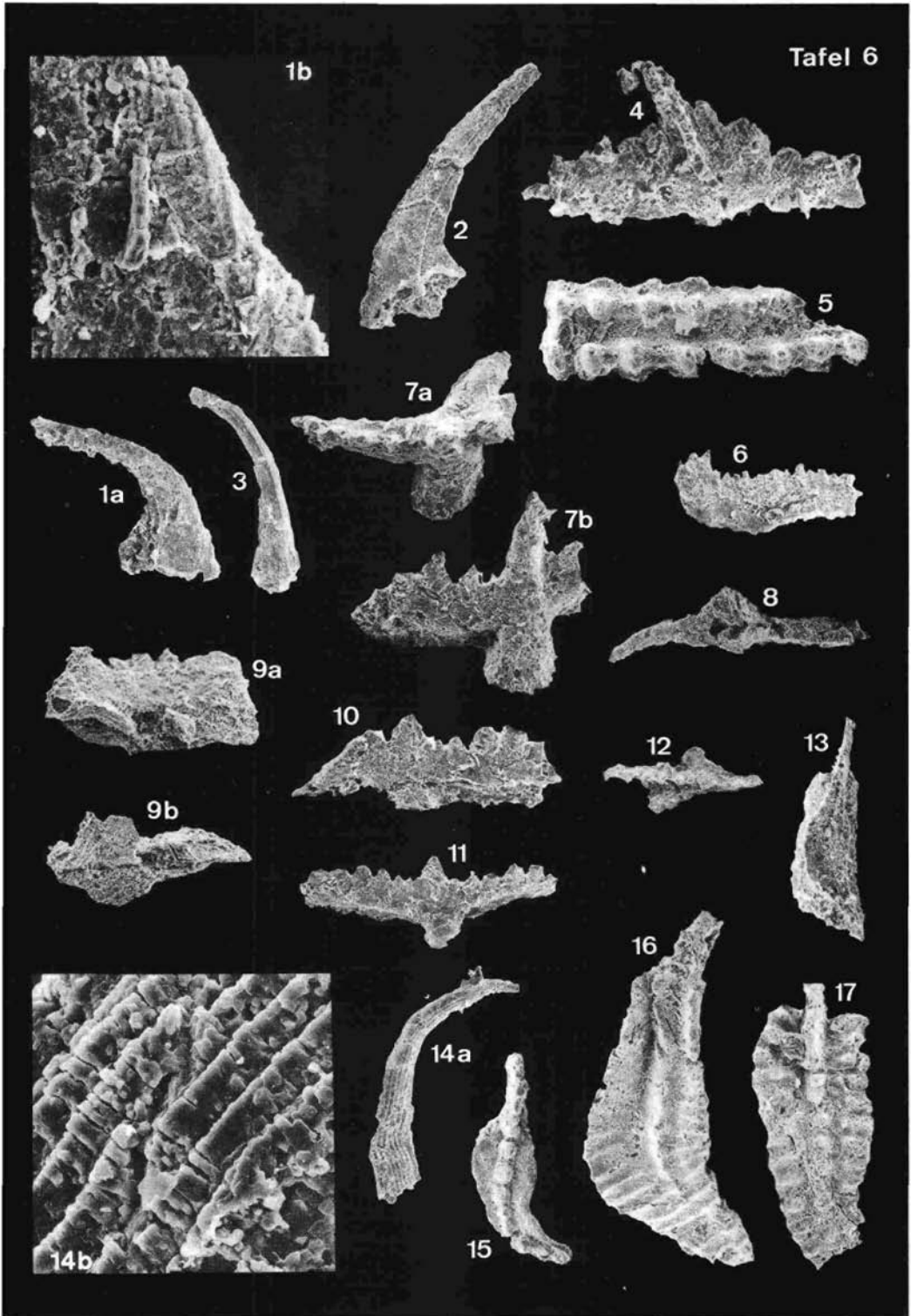
- Fig. 6: *Spathognathodus carinthiacus* SCHULZE 1968; Seitenansicht, Probe V 34, Vergr. 42fach.

Dolomit der Tiefböden

- Fig. 7: *Spathognathodus steinbornensis* n. ssp.; Probe 537/2, Vergr. 42fach. Unvollständig erhaltenes Exemplar einer neuen Subspezies, welche zwischen *Sp. st. telleri* – schräg zum Blatt liegende (asymmetrische) Basalgrube – und *Sp. st. remscheidensis* – ungleichmäßige Bezählung bei äußerst kräftig ausgebildetem Hauptzahn – steht.
 7 a: Oberseite,
 7 b: Seitenansicht, von schräg oben.
- Fig. 8: *Spathognathodus inclinatus posthamatus* WALLISER 1964; Unterseite, Probe 537/2, Vergr. 42fach.
- Fig. 9: *Spathognathodus* cf. *stygius* FLAJS 1967; Probe 536/6,
 9 a: Seitenansicht,
 9 b: Unterseite.
- Fig. 10: *Spathognathodus steinbornensis remscheidensis* ZIEGLER 1960; Seitenansicht, hinterer Teil des Blattes abgebrochen, Probe 536/6, Vergr. 42fach.
- Fig. 11: *Spathognathodus steinbornensis remscheidensis* ZIEGLER 1960; Seitenansicht, Probe 537/2, Vergr. 42fach.
- Fig. 12: *Polygnathoides siluricus* BRANSON & MEHL 1933; im Bereich der Plattform deformiertes und unvollständiges Exemplar, Probe 537/2, Vergr. 21fach.

Ursch-Dolomit/Pranker-Gruppe

- Fig. 13: *Polygnathus debiscens* PHILIP & JACKSON 1967; Unterseite, Probe 528/3, Vergr. 42fach.
- Fig. 14: *Neopanderodus* sp.; Probe 528/2,
 14 a: Ansicht der obversen Seite, Vergr. 42fach,
 14 b: Der Oberflächenausschnitt aus dem basalen Teil zeigt den Aufbau der Längsstreifung aus regelmäßig angeordneten Kristalliten. Vergr. 420fach.
- Fig. 15: *Tortodus kockelianus kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER 1957); Oberseite, Probe 528/2, Vergr. 42fach.
- Fig. 16: *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE 1879; Oberseite, Probe 528/2, Vergr. 42fach.
- Fig. 17: *Polygnathus trigonicus* BISCHOFF & ZIEGLER 1957; Oberseite, Probe 528/2, Vergr. 42fach.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1979

Band/Volume: [122](#)

Autor(en)/Author(s): Neubauer Franz Rupert

Artikel/Article: [Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau \(Steiermark/Kärnten\) 455-511](#)