

Die Rannach- und Schöckel-Decke des Grazer Paläozoikums

The Rannach- and Schöckel-Nappe of the Graz Paleozoic

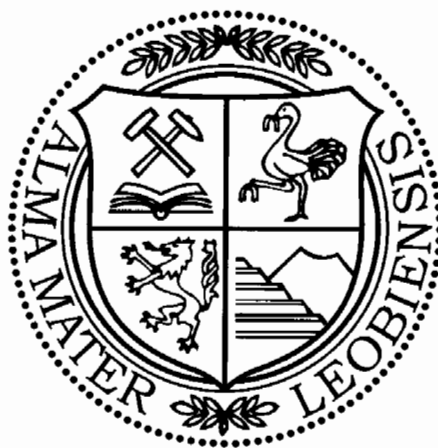
Von

Fritz EBNER, Bernhard HUBMANN & Leopold WEBER

mit 17 Abbildungen, 5 Tabellen und 3 Tafeln
with 17 figures, 5 tables and 3 plates

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Prof. Dr. Fritz EBNER

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,

A-8700 Leoben, Österreich.

Fax: +43/3842-402-788,

fritz.ebner@unileoben.ac.at

Dr. Bernhard HUBMANN

Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Geologie und Paläontologie,

Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.

Fax: +43/316-380-9871,

bernhard.hubmann@kfunigraz.ac.at

Dr. Leopold WEBER

Bundesministerium für Wirtschaft und Arbeit, Montanbehörde,

Denisgasse 31, A-1200 Wien, Österreich.

Fax: +43/222-3746382-8699,

leopold.weber@bmwa.gv.at

Inhalt

Zusammenfassung / Abstract.....	2
1. Einleitung.....	3
2. Der geologische Bau des Grazer Paläozoikums.....	3
3. Schichtfolge der Rannach-Decke.....	8
4. Schichtfolge und Tektonik der Schöckel-Decke.....	19
4.1. Der Blei-Zink-Baryt Bezirk Grazer Paläozoikum.....	20
5. Exkursion.....	21
5.1. Stop 1: Traföss.....	21
5.2. Stop 2: N Badl.....	22
5.3. Stop 3: Plabutsch-Fürstenstand.....	22
5.4. Stop 4: Forstweg Attems (Frauenkogel-Südhang).....	23
5.5. Stop 5: Hartbauer.....	26
5.6. Stop 6: Pfaffenkogel.....	31
5.7. Stop 7: Haritzgraben.....	32
5.8. Stop 8: Taschen.....	33
5.9. Stop 9: Schau- und Lehrstollen Arzberg.....	33
Literatur.....	36

Contents

Zusammenfassung / Abstract.....	2
1. Introduction.....	3
2. Geology of the Graz Paleozoic.....	3
3. Stratigraphic sequence of the Rannach-Nappe.....	8
4. Stratigraphic sequence and tectonic of the Schöckel-Nappe.....	19
4.1. The Graz Paleozoic lead/zinc-barite district.....	20
5. Excursion.....	21
5.1. Stop 1: Traföss.....	21
5.2. Stop 2: N Badl.....	22
5.3. Stop 3: Plabutsch-Fürstenstand.....	22
5.4. Stop 4: Forest road Attems (Frauenkogel-S slope).....	23
5.5. Stop 5: Hartbauer.....	26
5.6. Stop 6: Pfaffenkogel.....	31
5.7. Stop 7: Haritzgraben.....	32
5.8. Stop 8: Taschen.....	33
5.9. Stop 9: Abandoned underground mine of Arzberg.....	33
References.....	36

Zusammenfassung

Aus dem Grazer Paläozoikum werden zwei in Ausbildung und Metamorphosegrad unterschiedliche Deckeneinheiten (Rannach-Decke; Schöckel-Decke) dargestellt. In höchster tektonischer Position setzt sich die reichlich Fossil-führende Rannach-Decke aus vulkanoklastischen Einheiten des Silurs – Unterdevons (Reinerspitz-Gruppe), der unter – mitteldevonischen Litoralentwicklung der Rannach-Gruppe, der pelagischen Forstkogel-Gruppe (oberstes Givetium – Namurium B) und der Dult-Gruppe (Namurium B/?Westfalium) zusammen. Die in tektonisch tiefer Position im Bereich der Grünschieferfazies metamorphen Schöckel-Decke ist aus ?vordevonischen Anteilen (Passailer Gruppe, vulkanogene Taschen-Fm.) und der devonischen Peggauer-Gruppe aufgebaut. Letztere enthält in der Schönberg-Fm. die Sedex-Vererzungen des Blei/Zink-Baryt-Bezirks Grazer Paläozoikum. Von 9 Exkursionspunkten werden typische

Bereiche der Rannach- und Schöckel-Decke dargestellt. Die Vererzungen des zuvor genannten Rohstoff-bezirkes werden am Beispiel des Schau-/Lehrstollens Arz-berg beschrieben.

Abstract

Two nappes (Rannach- and Schöckel-Nappe) are described from the Graz Paleozoic thrust complex and are characterized by their individual sedimentary facies, stratigraphy and metamorphic overprint. The Rannach-Nappe is situated in the highest position of the thrust complex. It is rich in fossils and composed of volcanoclastic rocks (Silurian – Early Devonian; Reinerspitz-Group) and a litoral environment (Early – Middle Devonian; Rannach-Group) followed by the pelagic Forstkogel-Group (Late Givetian – Namurian B) and the Dult-Group (Namurian B/?Westfalium). The Schöckel-Nappe in the lowermost tectonic position is over-

printed by the greenschist metamorphic facies. It is made up by pre-Devonian rocks (Passail-Group, slates and Tasschen-Fm., green schists) and the Devonian Peggau-Group. Part of the latter is the Schönberg-Fm. with Meggen-type lead/zinc-barite Sedex mineralizations. Typical outcrops of the Rannach- and Schöckel-Nappe are described from 9 excursion stops. The characteristic syngenetic mineralizations of the Graz Paleozoic lead/zinc barite district are demonstrated in the abandoned underground mine of Arzberg/S Passail.

1. Einleitung

Die geowissenschaftliche Erforschung der Steiermark begann mit der Schaffung des Joanneums im Jahre 1811 durch ERZHERZOG JOHANN. Eine erste Dokumentation der "Landesaufnahme" liegt durch Leopold von BUCH aus dem Jahr 1819, der eine Schichtfolge des Grazer Paläozoikums veröffentlichte, vor. Mit dieser Arbeit, "Über einige Berge der Trappformation in der Gegend von Grätz", beginnt eine Folge von Publikationen, die nach 180jähriger wissenschaftlicher Auseinandersetzung mit dieser geologischen Einheit (in der älteren Literatur synonym mit 'Grazer Becken', 'Grazer Bergland', 'Grazer Bucht', 'Grazer Devon', 'Grazer Gebirge'), ihren Niederschlag in rund 600 Arbeiten gefunden hat (HUBMANN 2000a).

Bereits 1829 legte Mathias ANKER, der Kustos am Joanneum war, einen ersten Entwurf einer geologischen Karte der Steiermark vor (vgl. GRÄF & FRITZ 1999).

Die paläontologische Erforschungsgeschichte des Grazer Paläozoikums verzeichnet im Jahr 1843 ein erstes "Highlight". Anlässlich der in Graz stattfindenden "21. Jahresversammlung der Deutschen Naturforscher und Ärzte" publizierte Franz UNGER, der damalige Professor für Zoologie und Geologie am Joanneum in Graz, eine erste Fossil-Liste. Diese beinhaltete u. a. die Auflistung einiger rugoser und tabularer Korallenarten, die am Plabutsch bei Graz aufgesammelt und durch Paul Maria PARTSCH, der Kustos am Hofmuseum in Wien war, bearbeitet wurden. Als großen Verdienst UNGERS ist es zu werten, dass er aufgrund dieser Fossilien bereits vier Jahre nach Aufstellung des "Devon" durch MURCHISON und SEDGWICK die Ablagerungen als diesem System zugehörig erkannte. Mit der "klassischen" systematisch-paläontologischen Arbeit von Alphons PENECKE (1894), die auf reichhaltiges Fossilmaterial, welches Rudolf HOERNES bereits in den 80er Jahren des 19. Jahrhunderts aufgesammelt und bestimmt hatte, zurückgreift, wurde eine mehrere Dezennien andauernde paläontologisch-biostratigraphische Ära in der Erforschung des Grazer Paläozoikums eingeleitet. Durch Fehlbestimmungen und Überbewertungen einiger "konservativer" Fossilformen, sowie durch lithologische Vergleiche (Makro)Fossil-freier Abfolgen mit anderen Paläozoikumsvorkommen, kam es zu unterschiedlichen Meinungen in der Altersfrage der Schichtfolgen und zu teils ausgelassenen Polemiken unter den Wissenschaftlern. Der Einsatz conodontenstratigraphischer Methoden brachte schließlich den "Schwarzen Freitag" (FLÜGEL 1958) für die damalige Stratigraphie des Grazer Paläozoikums.

Nach dem heutigen Stand des Wissens liegt ein Konzept

über den stratigraphischen Umfang und tektonischen Aufbau des Grazer Paläozoikums vor, das aber noch viele Detailfragen unbeantwortet läßt. Schwierigkeiten der Interpretation liegen in den nur punktuell aufgelösten stratigraphischen Fixpunkten begründet. Damit wird auch die Auflösung des variszischen und alpidischen Internbaues sowie die faziellen und paläogeographischen Zusammengehörigkeiten einzelner Formationen erschwert. Die teils mangelnde chronostratigraphische Detailkenntnis und die geringe Aufschluß-Dichte erlauben nur bedingt die Verbreitung und Zusammengehörigkeit einzelner Faziestypen zu erkennen. Damit ist die Modellerstellung der Ablagerungsräume auch nur bedingt möglich. Diese Unsicherheit überträgt sich auch auf die tektonischen Konzepte. Wir schließen uns daher einer deskriptiven tektonischen Gliederung in drei maßgebliche Deckensysteme (basale, mittlere, obere Deckengruppe; FRITZ & NEUBAUER 1990) an.

Mit EBNER (1998) liegt für den westlichen Abschnitt (ÖK-Blatt 163), mit FLÜGEL (2000) eine für den Gesamttraum erstellte lithostratigraphische Neugliederung vor. Letzterer kann hier nur bedingt gefolgt werden. Die "neuen" lithostratigraphischen Namen werden im folgenden übernommen, wir stimmen sie aber gemäß der für den deutschsprachigen Raum erstellten stratigraphischen Richtlinien (STEININGER & PILLER 1999) ab.

2. Der geologische Bau des Grazer Paläozoikums

Das Grazer Paläozoikum umfaßt ein ca. 1250 km² großes Gebiet, welches nord(westlich) und westlich vom Gleinalmbzw. Koralpenkristallin (Mittelostalpin) und im Osten vom Kristallin von St. Radegund (Mittelostalpin) und vom Raabalpenkristallin (Unterostalpin) begrenzt wird. Nach NEUBAUER (1981) ist das vormalig dem Mittelostalpin zugeordnete Angerkristallin im östlichen Grenzbereich des Grazer Paläozoikums auf Grund gradueller metamorpher Übergänge letzterem zuzurechnen. Gegen Süden tauchen die Paläozoikumsabfolgen unter neogene Sedimente des Steirischen Beckens. Im südwestlichen Abschnitt wird das Grazer Paläozoikum transgressiv von oberkretazischen Sedimenten der Kainacher Gosau überlagert (Abb. 1).

Das Grazer Paläozoikum, als Teil des oberostalpinen Deckenstapels, besteht selbst aus mehreren Fazies- und "Mehrfazies"-Decken, deren ursprüngliche Beziehungen zueinander nicht eindeutig geklärt sind. Eine Zusammenfassung diverser Formationen zu Deckengruppen nach Ähnlichkeiten im Schichtinhalt, der tektonischen Stellung und der tektonischen und metamorphen Überprägung ergibt eine tiefe (basale), eine mittlere und eine hohe Deckengruppe (FRITZ & NEUBAUER 1990).

Die basale Deckengruppe wird durch die "Schöckel-Hochschlag-Deckengruppe" vertreten, der mittleren Deckengruppe werden die "Laufnitzdorf-Decken" bzw. "Kalkschiefer-Decken" zugewiesen. Zur hohen Deckengruppe werden die "Rannach-Hochlantsch-Decken" gezählt. Diese Gliederung entspricht nur teilweise der ehemaligen Abtrennung in die drei Faziesbereiche "Rannach-Fazies", "Hochlantsch-

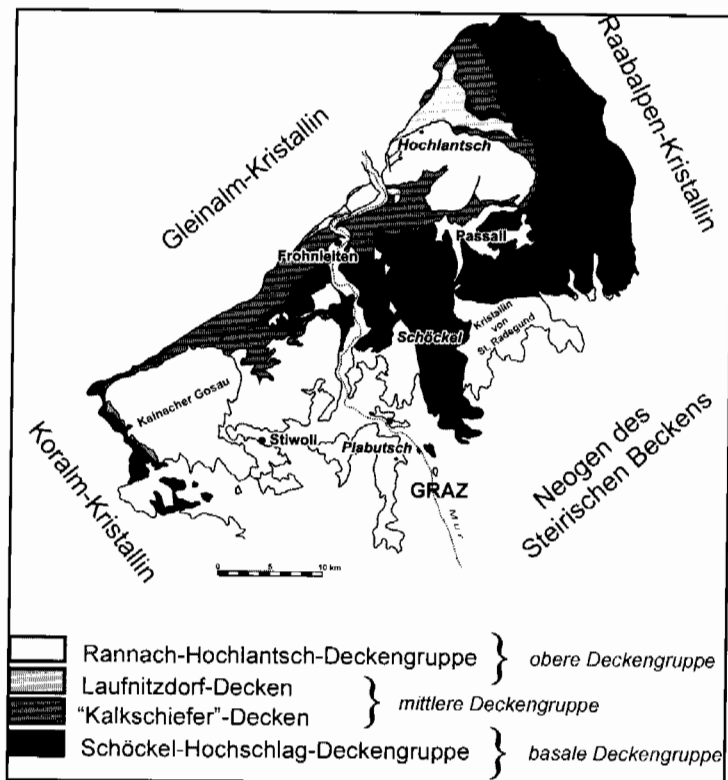


Abb. 1: Das Grazer Paläozoikum, seine Umrahmung und Interngliederung in Deckengruppen. Nach heutigen Vorstellungen wird in einer großtektonischen Dreiergliederung die Schöckel-Hochschlag-Deckengruppe der "basalen Deckengruppe", die "Kalkschiefer"-Decken zusammen mit den Laufnitzdorf-Decken der "mittleren Deckengruppe" und die Rannach-Hochlantsch-Deckengruppe der "hohen Deckengruppe" zugewiesen. Die Laufnitzdorf-Decken weisen einen deutlich niedrigeren Metamorphosegrad als die Kalkschiefer-Decken auf. Sie werden daher innerhalb der mittleren Deckengruppe gesondert ausgeschieden.

Fig. 1: The Graz Paleozoic is framed by and internally organised in systems of nappes. The Schöckel-Hochschlag-nappe-group is generally considered to form the "Base-Nappe-Group", the "Kalkschiefer-Nappe", together with the Laufnitzdorf-Nappe forms the "Middle Nappe-Group" and the Rannach-Hochlantsch-Nappe-Group forms the "Upper Nappe-Group". The Laufnitzdorf-Nappes are characterized by a lower degree of metamorphism than the "Kalkschiefer"-Nappes. Therefore, they have a special position within the "Middle Nappe-Group".

Fazies" und "Tonschiefer-Fazies" (FLÜGEL 1975 cum lit.). Nach paläogeographischen Vorstellungen des Gesamttraumes werden dabei die Gesteinsserien der Rannach-Hochlantsch-Decken als landnächste, die Abfolgen der Laufnitzdorf-Decken als landfernste Entwicklungen interpretiert (HUBMANN 1993). Die Schöckelkalkentwicklung nimmt nach dieser Vorstellung eine intermediäre Position ein (Abb. 2). Die der hohen Deckengruppe zugehörige Rannach-Decke und Hochlantsch-Decke beinhalten Abfolgen faziell sehr ähnlicher devonischer Karbonatplattform-Entwicklungen. Aus der diskordanten Überlagerung der Kainacher Gosau auf das Paläozoikum ergibt sich das Alter der Deckenstapelung als vorgosauisch. Intra- und nachgosauische Tektonik wird durch Spaltenfüllungen (FENNINGER & HUBMANN 1998) bzw. der Einschuppung des gosauischen Gams-Bärenschützkonglomerates entlang sinistraler Seitenverschiebungen an der Paläozoikum/Kristallin-Grenze (NEUBAUER et al. 1995) transparent. Indzien einer variszischen Tektonik oder gar eines Deckenbaues vergleichbar den Karnischen Alpen sind durch die alpidische Überprägung nicht eruierbar. Folgt man den Vorstellungen von FRITZ & KRÁLIK (1986) und FRITZ (1988) angewandt auf den Gesamtbau des Grazer Paläozoikums, dann ist das Ereignis der Deckenstapelung unterkretazisch. In der Oberkreide folgt dem allmählichen Aufstieg des Gleinalmkristallins eine Extensionstektonik, die u. a. zur Beckenbildung und Sedimentation der Kainacher Gosau führt. Im Zuge dieses Ereignisses wird das Grazer Paläozoikum vom kristallinen Untergrund (Gleinalm/Koralmkristallin, Rennfeldkristallin) abgeschoben. Dabei kommt es an älteren Deckenbahnen zu ostgerichteten Abschiebungen, zur Bildung eines sinistralen Scherkorridors an der NW-Grenze des Paläozoikums und zur Anlage bipolarer (E- und W-fallender) Abschiebungen (NEUBAUER & GENSER 1990, FRITZ et al. 1991, NEUBAUER et al. 1995).

Für das Grazer Paläozoikum wird eine zweiphasige (variszische und alpidische) Metamorphose diskutiert (HOINKES et al. 1999, NEUBAUER et al. 1999). Die Bewertung der variszischen Metamorphose ist schwierig, da post-variszische Decksedimente fehlen. Hinweise für eine prograde, variszische Deformation finden sich ausschließlich in der Schöckel-Hochschlag-Deckengruppe in Form von drucklösungsbedingten Quarz- und Karbonatgängen und polyphasen Mineralrelikten (GSELLMANN 1987). Weiters werden zwei alpidische, strukturbildende Akte unterschieden, die unter abnehmenden Temperaturbedingungen mit der Mineralparagenese: Albit + Aktinolith + Chlorit + Zoisit/Klinozoisit + (Epidot) + Quarz (Schöckel-Hochschlag-Deckengruppe: + Stilpnomelan + Biotit) verbunden sind (NEUBAUER 1989, 1991). FRANK (1987) wertet K-Ar-Mischalter in Muskoviten in östlichen Bereichen des basalen Deckenkomplexes als Hinweise auf eine mögliche variszische Metamorphose (obere Grünschiefer-Fazies bis untere Amphibolit-Fazies).

Für den nördlichen Teil des Grazer Paläozoikum interpretieren HASENHÜTTL (1994, 1995) und HASENHÜTTL & HUBMANN (1995) Metamorphosesprünge an den Deckengrenzen als Hinweis auf ein synsedimentäres, Rift-bezogenes (silurisch-devonisches) Metamorphoseereignis. Demgegenüber interpretiert RUSSEGGER (1992, 1996) jedoch Trendflächen für die südlichen Bereiche als Metamorphosemuster, die die Deckengrenzen queren. Daraus wird die Metamorphoseprägung im Zusammenhang mit der unterkretazischen Deckenstapelung und nachfolgend erhöhtem Heat-Flow (mit maximalen Temperaturen um 250 °C) während der oberkretazischen Extensionsphase gesehen.

Dennoch erkennt RUSSEGGER (1992), dass:

1. Innerhalb der Rannachdecke sich deutliche Maxima der

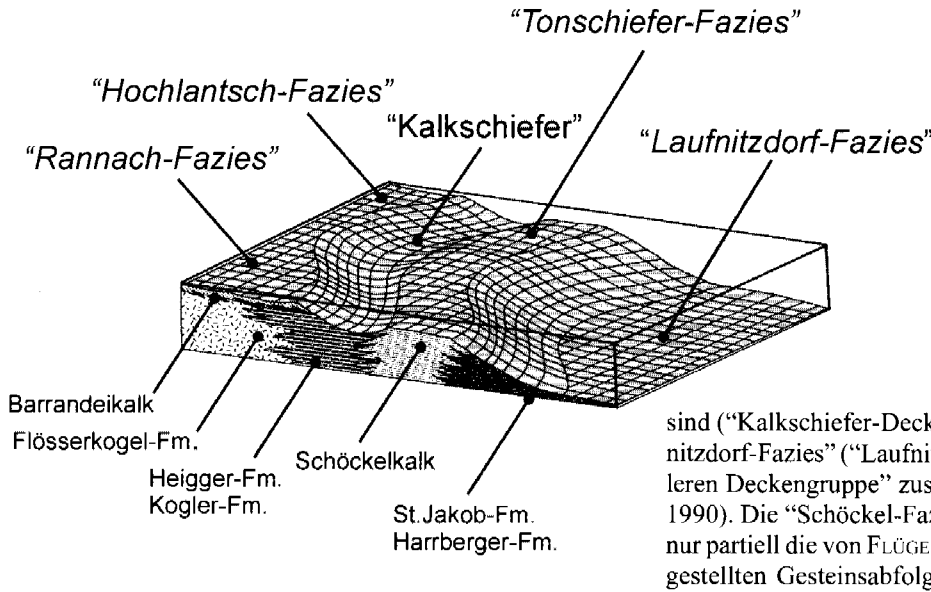


Abb. 2: Paläogeographische Rekonstruktion für das mittlere Devon des Grazer Paläozoikums (modifiziert nach HUBMANN 1993). Abfolgen der "Rannach-Fazies" und "Hochlantsch-Fazies" finden sich in der "hohen Deckengruppe". Die weit verbreiteten "Kalkschiefer"-Abfolgen, die in ihren Beziehungen und Abgrenzungen zueinander bislang nur wenig verstanden

sind ("Kalkschiefer-Decken") und die Abfolgen der "Laufnitzdorf-Fazies" ("Laufnitzdorf-Decken") werden zur "mittleren Deckengruppe" zusammengefaßt (FRITZ & NEUBAUER 1990). Die "Schöckel-Fazies" umfaßt in dieser Darstellung nur partiell die von FLÜGEL (2000) in die "Peggauer Gruppe" gestellten Gesteinsabfolgen.

Fig. 2: Palaeogeographic reconstruction of the Middle Devonian in the Graz Paleozoic (modified from HUBMANN 1993). "Rannach-Facies" and "Hochlantsch-Facies" are part of the "Upper Nappe-Group". The widely distributed "Kalkschiefer"-sequences, which are as yet little understood concerning their internal relationships and boundaries ("Kalkschiefer"-Nappes), and the "Laufnitzdorf-Facies" are subsummed as the "Middle Nappe-Group" (FRITZ & NEUBAUER 1990). In this figure the "Schöckel-Facies" contains only parts of the sequences grouped by FLÜGEL (2000) as "Peggau-Group".

organischen Maturität um zwei silurische Vulkangebiete (Kehr und Eggenfeld) abzeichnen.

2. Innerhalb dieser Decke eine generelle Zunahme der organischen Maturität von Süden nach Norden feststellbar ist.

Diese Zunahme findet eine direkte Fortsetzung in der nördlich gelegenen Hochlantsch-Decke. Im nördlichen Teil des Deckenstapels treten deutliche Metamorphosesprünge zwischen den Decken auf. Durch tektonische Duplizierung kommen niedriger temperierte Decken unter höher temperierte zu liegen (Laufnitzdorf-Decke unter Kalkschiefer-Decke; HASENHÜTTL 1994). Tektonischer Zuschnitt - infolge von Ab-schiebungen - im Zuge des Aufstiegs des Gleinalmkristallins (NEUBAUER et al. 1995) kann zwar die in W-E-Profilen auftretenden Sprünge in „normalen“ Metamorphose-Profilen erklären, nicht jedoch die oben erwähnte Inversion.

In diesem Zusammenhang sind folgende Aspekte bemerkenswert:

(A) Die karbonen Kalke der Hochlantschdecke (Bärenschütz-Fm.) enthalten Conodonten mit einem geringen CAI (2,5) im Vergleich zu der stratigraphisch älteren Steinberg-Fm. im Liegenden (CAI 6). Dieser CAI-Sprung konnte aufgrund der Lithologie mit anderen temperaturindikativen Methoden nicht bestätigt werden (HASENHÜTTL 1994).

Die Tonsteine der Dornerkogel-Fm. nehmen innerhalb der Laufnitzdorfdecke die tektonisch höchste Position ein. Die stratigraphische Stellung dieser Formation ist ungeklärt. Große Ähnlichkeit zur Hahngraben-Fm. der Dult-Gruppe (Rannach-Decke) in Lithologie, Deformationsgrad und erhöhtem Gehalt an dispersen organischen Material sprechen für mögliches Karbonalter. In dieser Formation treten 2 V_{max}-Populationen auf, die ein Hinweis auf Wiederaufarbeitung von höher temperierten Sedimenten sind (HASENHÜTTL 1994).

Deckengruppe	Tonmineral-Maturität Illit-Kristallinität (°Δ2θ) Durchschnitt/Bandbreite	Organische Maturität Vitrinitreflexion (V _{max}) Durchschnitt/Bandbreite	CAI-Wert Dsch/Bb	Prägungstemperatur T _{max} in °C
Rannach-Decke	0.27 / 0.64 - 0.19	5.3 / 1.9 - 8.8	5 / 4.5 - 7.5	250 - >300
Hochlantsch-Decke	0.24 / 0.29 - 0.19	6.7 / 6.1 - 7.3	5 / 3 - 7	350
Kalkschiefer-Decken	0.21 / 0.26 - 0.15	9.9 / 9.3 - 10.4	5.5 / 5 - 7	390
Laufnitzdorf-Decken	0.28 / 0.39 - 0.22	6.4 / 4.9 - 7.7	5 / 4 - 6.5	320
Schöckel-Decke	0.19 / 0.22 - 0.16	9.9 / 8.6 - 10.6	5.5 / 5 - 6.5	390

Tab. 1: Die mit unterschiedlichen Methoden ermittelten Diagenese-/Metamorphosestadien für die einzelnen Deckengruppen des Grazer Paläozoikums (RUSSEGGER 1992, 1996, HASENHÜTTL 1994, HOINKES et al. 1999).

Tab. 1: Diagenetic and metamorphic overprints of the individual nappes in the Graz thrust complex measured by different methods (RUSSEGGER 1992, 1996, HASENHÜTTL 1994, HOINKES et al. 1999).

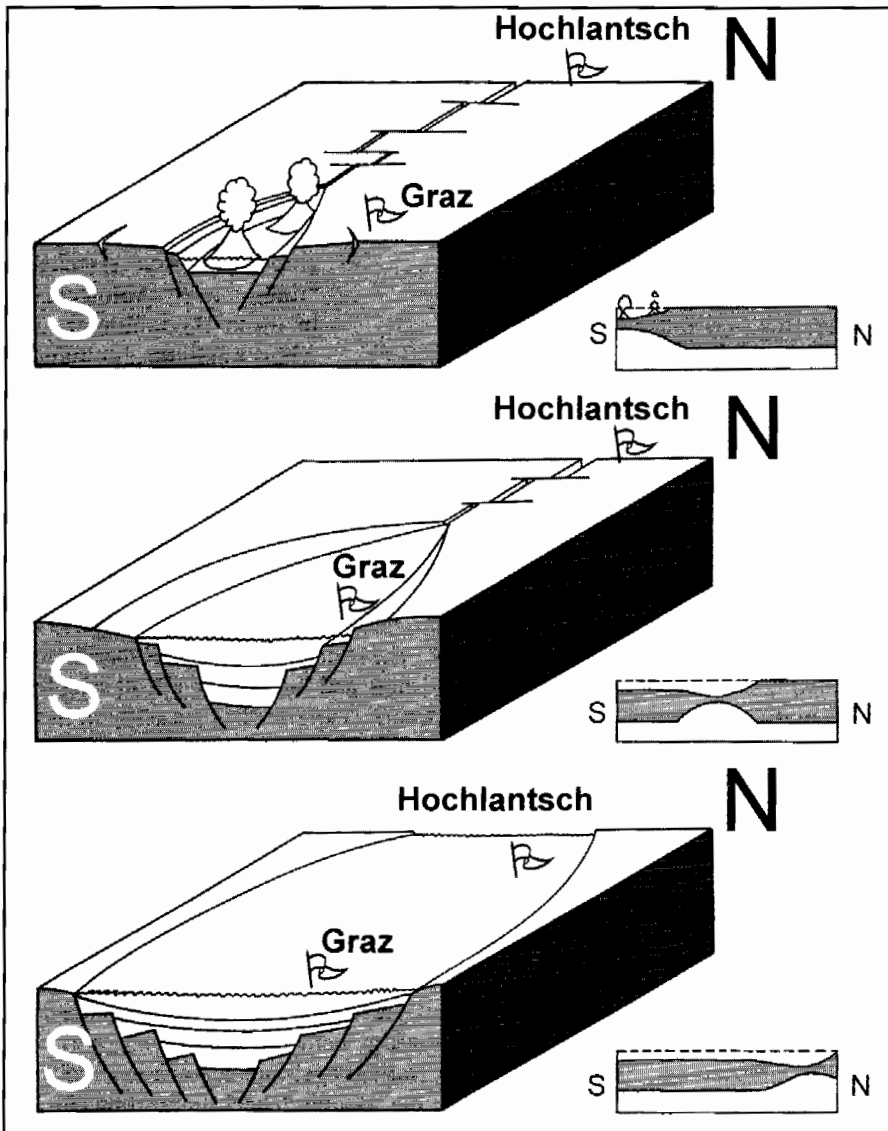


Abb. 3: Initiales Rift-Becken der Rannach-Hochlantsch-Entwicklung als Cartoon für den Zeitabschnitt Silur/Unter-Mitteldevon. Die kleinen Abbildungen rechts zeigen Schnitte in Richtung der Subsidenzachse. Das Hyperthermie-Zentrum ist verknüpft mit der Subsidenz der Becken in Raum und Zeit. In dieses Stadium fällt auch die Bildung der Pb/Zn-Baryt Sedex Mineralisationen des Grazer Paläozoikums.

Fig. 3: Cartoon of rift initiation in the Silurian/Lower Devonian Rannach-Hochlantsch district. The small figures shows sections along the subsidence axis. The center of hyperthermy is linked to the basins' subsidence in time and space. This is also the time of Pb/Zn-Baryt Sedex mineralisations in the Graz Paleozoic.

In den oberkretazisch, diskordant den Deckenstapel übergreifenden alluvialen Gams/Bärenschützkonglomeraten treten neben Geröllern aus dem Grazer Paläozoikum auch permotriassische Geröllkomponenten vermutlich südalpiner Provenienz auf. Während die aus dem Grazer Paläozoikum stammenden Gerölle im Metamorphosegrad mit ihrem Ursprungsgebiet korrelierbar (VRmax 6-7 %) sind, weisen permotriassische Komponenten eine signifikant geringere organische Maturität (VR 1,6 %) auf (HASENHÜTTL 1994). (B) In den östlichen und strukturell tiefen Teilen des Grazer Paläozoikums stellen sich in phyllitischen Glimmerschiefern Biotit-Chloritoid-Granat-Paragenesen mit karbonen Rb/Sr-Hellglimmeraltern und kretazischen Rb/Sr- und K/Ar-Hellglimmeraltern ein. Tiefergelegene Deckengrenzen, die als Bewegungsbahnen fungierten zeigen kretazische K/Ar Hellglimmeralter (ESTERLUS 1985 und Übersicht in FRITZ 1991).

Die nach der Deckenstapelung abgelagerte Kainacher Gosau zeigt maximale Versenkungstemperaturen von 140 °C und eine Reife des organischen Materials vom beginnenden bis zum Höhepunkt des Ölfensters (SACHSENHOFER et al. 1995).

Die fazielle Entwicklung des Grazer Paläozoikums

Die lithofazielle Entwicklung des Grazer Paläozoikums ist, soweit die basalen Anteile tektonisch nicht amputiert sind, durch silurische vulkanogene bzw. vulkanoklastische Abfolgen charakterisiert (Abb. 4).

Die basal entwickelten schwach alkalischen, basischen Vulkanoklastika werden auf Grund ihres Chemismus als Produkte eines extensionsbedingten Intraplattenvulkanismus gedeutet (KOLMER 1978, FRITZ & NEUBAUER 1988, 1990, LOESCHKE 1988, WEBER 1990). Sie sind der Beginn der Sedimentation einer initialen Riftentwicklung, die "im Süden" einsetzt und sich "nach Norden" verlagert (vgl. Abb. 3). Vulkanoklastische Basisentwicklungen fehlen tektonisch in den Abfolgen der Hochlantsch-Decke und in den "Kalkschiefer-Decken". Wie die nur punktuell bekannten Vorkommen erkennen lassen, dürfte es sich in der Rannach-Decke um einen stark gegliederten Ablagerungsraum gehandelt haben. Im Raum Kehr (westlich von Graz) sind die basalen Abfolgen durch laminierte Aschentuffe, Debrisflows und polymikte Agglomerate vulkanischer und sedimentärer Komponenten charakterisiert. Orthoceren-führ-

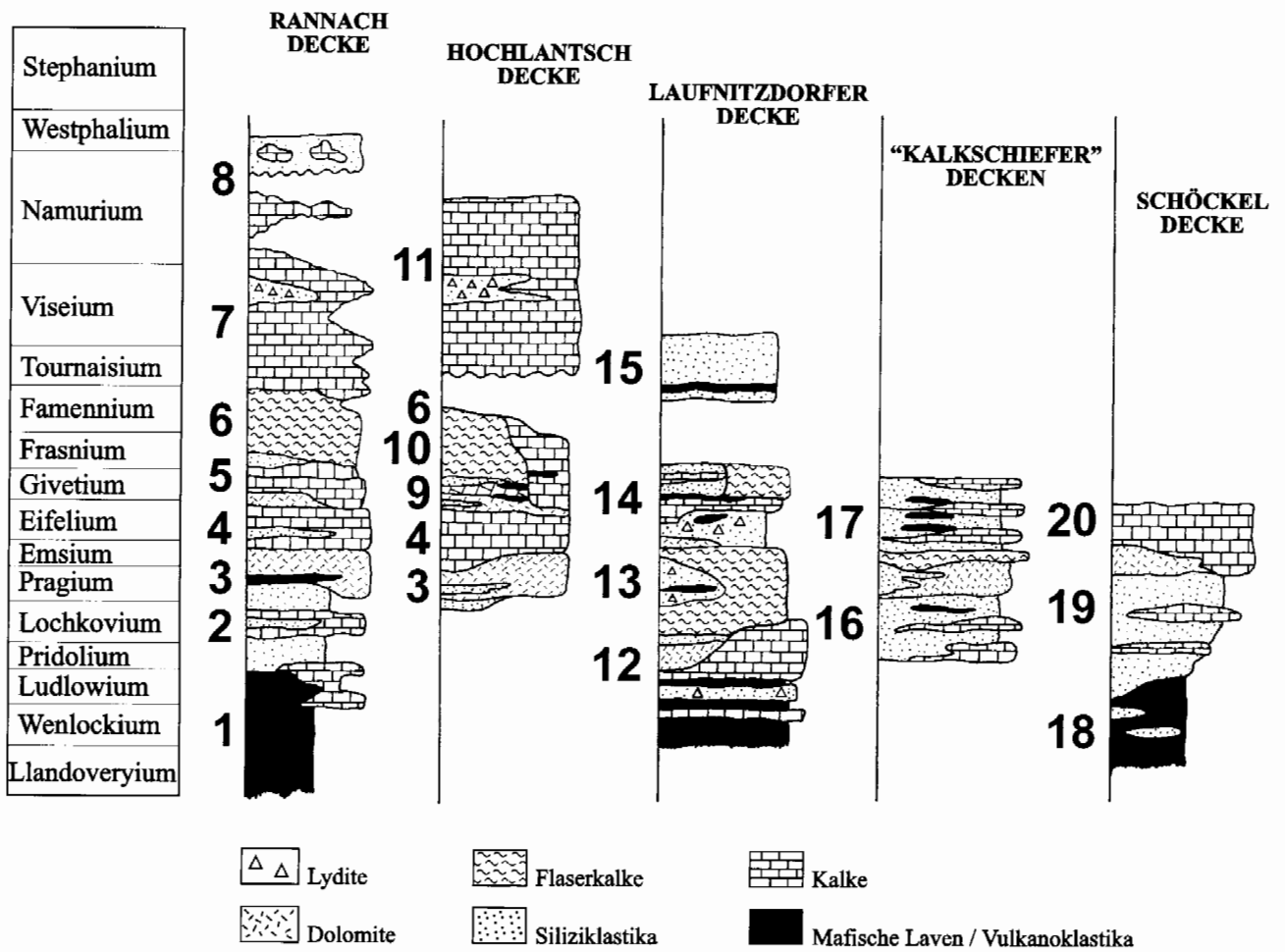


Abb. 4: Stratigraphisches Überblicksschema der Decken bzw. Deckengruppen im Grazer Paläozoikum. Verändert nach HUBMANN & HASENHÜTTL (1995) und KREUTZER et al. (1997): 1...Kehr-Formation, Kötschberg-Formation; 2...Parmasegg-Formation; 3...Flösserkogel-Formation, Bameder-Formation; 4...Barrandeikalk; 5...Kollerkogel-Formation; 6...Steinberg-Formation; 7...Sanzenkogel-Formation; 8...Höchkogel-Formation, Hahngraben-Formation; 9...Tyrnaueralm-Formation; 10...Zachenspitz-Formation, Hochlantsch-Formation; 11...Bärenschütz-Formation; 12...Hackensteiner-Formation; 13...Harrberger-Formation; 14...St.Jakob-Formation; 15...Dornerkogel-Formation; 16...Kogler-Formation; 17...Hubenhalt-Formation; 18...Taschen-Formation; 19...Schönberg-Formation; 20...Schöckel-Formation; Hochschlag-Formation.

Fig. 4: Stratigraphic overview of nappes or nappe-groups in the Graz Paleozoic. Modified from HUBMANN & HASENHÜTTL (1995) and KREUTZER et al. (1997): 1...Kehr-Formation, Kötschberg-Formation; 2...Parmasegg-Formation; 3...Flösserkogel-Formation, Bameder-Formation; 4...Barrandeilimestone; 5...Kollerkogel-Formation; 6...Steinberg-Formation; 7...Sanzenkogel-Formation; 8...Höchkogel-Formation, Hahngraben-Formation; 9...Tyrnaueralm-Formation; 10...Zachenspitz-Formation, Hochlantsch-Formation; 11...Bärenschütz-Formation; 12...Hackensteiner-Formation; 13...Harrberger-Formation; 14...St.Jakob-Formation; 15...Dornerkogel-Formation; 16...Kogler-Formation; 17...Hubenhalt-Formation; 18...Taschen-Formation; 19...Schönberg-Formation; 20...Schöckel-Formation; Hochschlag-Formation.

ende Kalklinsen innerhalb der dominant vulkanoklastischen Abfolge sind sehr untergeordnet. Die Entwicklung im Haritzgraben (nördlich Graz) dagegen weist eine Abfolge mafischer Laven, grobkörniger Lapillituffe und vulkanischer Bomben auf, die durch Keratophyrydykes durchschlagen werden. Im Hangenden entwickelte Blocklaven werden genetisch als subaerisch bis flachmarin (FRITZ & NEUBAUER 1988) gedeutet. Eine zwischen der offenmarinen Kehr-Entwicklung und der randmarinen Haritzgraben-Entwicklung vermittelnde Situation findet sich in Eggenfeld (östlich Stübing), wo Wechsellagerungen von pyroklast-

ischen Gesteinen und Laven mit biodetrithischen Dolomiten ein hochenergetisches, flachmarines Environment andeuten. Innerhalb der Abfolgen, speziell in der Entwicklung im Raum Kehr (Kehr-Fm.; westlich von Graz) geht der vulkanogene Einfluß graduell zu Gunsten einer feinklastischen Entwicklung ("Übergang" in die Parmasegg-Fm.) ins Hangende verloren. Im höheren Obersilur und Unterdevon setzt eine Wechselfolge von feinkörnigen Sedimenten (Siliziklastika und Karbonate) in Becken unterschiedlicher Wassertiefen ein (Kötschberg-Fm., Parmasegg-Fm., basale Anteile der Kogler-Fm., Schönberg-Fm.).

Die basalen Abfolgen in der Laufnitzdorf-Decke deuten einen offenmarinen (Radiolarien) vulkanoklastischen Sedimentationsraum an. Im Hangenden folgen Orthoceren- und Knollenkalke (Hackensteiner-Fm., Harrberger-Fm.).

In der Schöckel-Decke beziehen sich die Vulkanoklastika auf feinkörnige Schüttungen in ein offenmarines Environment (Schönberg-Fm.).

Ab dem Devon, wohl im Kontext mit einer sukzessiven Annäherung der Platte auf der sich der Ablagerungsraum des Grazer Paläozoikums befand in niedrigere Breiten (FRITZ & NEUBAUER 1988, FENNINGER et al. 1997) erhöht sich die Karbonatproduktion. Grobkörnige Sandsteine, mächtige Dolomite mit Diabastufflagen einer flachmarinen, küstennahen Entwicklung (Flösserkogel-Fm., Heuberg-SbFm., "Sommeralm-Komplex") kommen zur Ablagerung. Diese Entwicklung wird mit teilweise stark fossilführenden Kalken fortgesetzt (Barrandeikalk). In Abfolgen der Laufnitzdorf-Decke, deren Fauna bis zum Oberdevon pelagisch bleibt, deutet das verstärkte Auftreten von Dolomiten, Siliziklastika und Vulkaniten möglicherweise die geographische Nähe zu den Ablagerungen anderer Deckengruppen an (gemeinsamer Siegenium/Emsium Vulkanismus; Harrberger-Fm., Schattleitner-Fm.). Im Givetium setzt sich die Flachwasserentwicklung mit Kalken, Dolomiten, Sandsteinen fort (Kollerkogel-Fm., Tyrnaueralm-Fm.). Weit verbreitete Tuffe, Spilite und pyroklastische Brekzien sind Ausdruck eines zweiten Höhepunktes des alkalisch-mafischen Vulkanismus, welcher möglicherweise bis ins Frasnium reicht (Zachenspitz-Fm.).

In der Rannach-Decke vertieft sich der Ablagerungsraum ab dem Mitteldevon bis zum Unterkarbon (Steinberg-Fm., Sanzenkogel-Fm.). Den Abschluß bildet hier die Flachwasserentwicklung der Dult-Gruppe (sensu FLÜGEL 2000; Höchkogel-Fm., Hahngraben-Fm.). Schichtlücken, prä- bis intrakarbone Verkarstung, Conodonten-Mischfaunen und allodapische Kalke sind Ausdruck tektonischer Aktivitäten zu dieser Zeit. In der Hochlantsch-Decke werden größere Wassertiefen erst ab dem höheren Unterkarbon erreicht (Bärenschütz-Fm.). Die Sedimentation endet in der Hochlantsch-Decke im Namurium B, in der Rannach-Decke mit dem Namurium C bis ?Westfalium A.

3. Schichtfolge der Rannach-Decke

Als chronostratigraphisch tiefste Einheit der Rannach-Gruppe (entspricht der "Rannach-Fazies" (HERITSCH 1927), FLÜGEL 1975) wurde bislang die vulkanoklastische Entwicklung im Raum Kehr und deren Äquivalente angesehen (FLÜGEL 1972, 1975, FLÜGEL & NEUBAUER 1984, EBNER 1983, EBNER et al. 1979, 1980a, b, HUBMANN 1997, etc.). Diese Abfolge wurde entsprechend ihrer lithofaziellen Entwicklung in eine tiefere, vorwiegend vulkanoklastische Einheit ("Untere Schichten von Kehr" = Kehr-Fm.) und eine überwiegend (fein)klastisch-kalkige höhere Einheit ("Obere Schichten von Kehr" = Kötschberg-Fm.) gegliedert. Die tiefere Einheit lieferte bislang keine chronostratigraphischen Daten. Die höhere Einheit umfaßt ein Alter zwischen Ludlowium und Lochkovium (FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972, EBNER & WEBER 1978, NEUBAUER 1991, HIDDEN 1995).

FLÜGEL (2000) trennt die "Schichten von Kehr" von der Rannach-Gruppe (im oben erwähnten Sinne) ab und stellt sie als "Kehrer-Vulkanit-Formation" und "Kötschberger-Formation" in eine neu aufgestellte "Reinerspitz-Gruppe". In der Rannach-Decke folgt über dieser vulkanoklastischen Entwicklung eine in ihrer Mächtigkeit erheblich schwankende Abfolge (meist um 150 m), die wegen ihres Reichtums an Crinoidenfragmenten (STACHE 1874) als "Crinoiden-Schichten" (FLÜGEL 1960: 117) bezeichnet wurde. Mit FRITZ (1991) wird diese faziell sehr uneinheitliche Entwicklung als Parmasegg-Formation bezeichnet. An der Typuslokalität am Parmaseggkogel läßt sich nach FRITZ (1991: 232) diese Formation in eine 'Dolomit-Siltschiefer-Subformation' (mit Serizit-Chloritphylliten und gebankten Dolomiten sowie Dolomitschiefern), eine 'Karbonat-Mergel-Subformation' (mit sulfidreichen Tonschiefern und Karbonat-Mergelfolgen), eine 'Plattenkalk-Subformation' (mit vereinzelt Dolomitbänken und Tuffitlagen) und eine 'Siltstein-Subformation' (mit geflaserten Siltsteinen und Tonlagen) untergliedern. Im Raum westlich von Graz ist diese Formation lithologisch ebenfalls sehr variativ (POLTNIG 1984). FLÜGEL (2000: 17-18) unterscheidet drei Subformationen: Stiwill-Sbfm. (teilweise Korallen-, Trilobiten-, Brachiopoden- und Bryozoen-führende sandige Mergel und Siltsteine; MAURIN & FLÜGEL 1958), Oberbichl-SbFm. (entspricht der 'Karbonat-Mergel-Subformation' sensu FRITZ 1991) und Greitnerkogel-SbFm. (plattige Crinoidenschuttalke mit vereinzelt Korallen und Stromatoporen).

Über der Parmasegg-Fm., wohl mit dieser auch verzahnd setzt mit der Flösserkogel-Fm. (vormals "Dolomitsandsteinfolge") eine als peritidale Abfolge zu interpretierende Einheit (FENNINGER & HOLZER 1978) ein, die sowohl in der Rannach-Decke wie auch in der Hochlantsch-Decke vertreten ist. In letzterer fehlen tiefere Schichtglieder vermutlich auf Grund einer diskordanten Überschiebung mit basaler Amputation älterer Schichtglieder (GOLLNER & ZIER 1985: 46).

In ihrer Gesamtmächtigkeit ist die Flösserkogel-Fm. (FLÜGEL 2000: 19) großen Schwankungen unterworfen. In der Rannach-Decke dürfte sie maximale Mächtigkeiten um 500 m erreichen. In den nördlichen Teilen der Hochlantsch-Decke kann sie dagegen nur wenige 10er Meter an Mächtigkeit erreichen, schwillt aber gegen Süden ebenfalls bis etwa 500 m (GOLLNER & ZIER 1985: 47) an. In der näheren Umgebung von Graz weist die Formation eine deutliche lithologische Gliederung auf. Die liegende Entwicklung (= Göstinggraben-SbFm., FLÜGEL 2000; vormals "Dolomitsandstein-Bank", HERITSCH 1917; "liegendes Member" HUBMANN & HASENHÜTTL 1995, FENNINGER et al. 1997, HUBMANN 1997) ist überwiegend aus hellbraunen Sandsteinen, sandigen (Mergel)Schiefern, "Bythotrephis-Sandsteinen", sandigen Dolomiten und dünnplattigen, dunkelblauen Dolomiten (vgl. HADITSCH 1958, HOLZER in FLÜGEL 1972) aufgebaut.

Der Liegendabschnitt der Göstinggraben-SbFm. ist mit dem häufigen Auftreten von Sandstein-, dolomitischen Biogenschuttlagen und dolomikritischen Lagen genetisch mit der Plattenkalkentwicklung der Parmasegg-Formation verbunden. Charakteristisch sind reichlich bioturbate Dolomitschiefer. Diese fazielle Entwicklung, die keinen stratigraphischen Horizont darstellt (tritt auch in den Barran-

deikalken auf) findet sich in der (älteren) Literatur unter der Bezeichnung "Bythotrephis-Schiefer" (vgl. FLÜGEL 1956: 48-49). Es handelt es sich um mergelige Schiefer mit meist u-förmigen Wühlspuren, die nach SEILACHER in FLÜGEL (1964) von Depositfressern der 'Gattung' *Scalarituba* erzeugt wurden. Der Durchmesser der Wühlgänge liegt bei 5 mm, deren zentrale Zone weist ineinandergepreßte Kotpillen von Durchmessern um 1-2 mm und eine gegen das übrige Sediment diffus abgegrenzte periphere Zone auf. *Scalarituba* wird von mehreren Autoren (u. a. HENBEST 1960, SEILACHER & MEISCHNER 1964) zu Assoziationen der *Zoophycos*-Ichnogilde gestellt. Sie wären demnach also als Spuren opportunistischer Depositfresser, welche typischerweise in Streßumgebungen auftreten (BROMLEY 1990) zu deuten. Die *Zoophycos*-Spurenassoziation tritt gehäuft im tieferen Schelf unterhalb der Sturmwellenbasis (und tiefer) auf (PEMBERTON et al. 1990), bringt also keine zusätzlichen Bathymetrie-indikativen Aussagen. RODRIGUEZ & GUTSCHICK (1970) konnten zeigen, dass *Scalarituba* auch flachere Environments mit ausreichenden Sauerstoffgehalten bewohnten. Nach FLÜGEL (1956) und FENNINGER & HOLZER (1978) sprechen paläogeographische Hinweise für flach-marine Areale, möglicherweise auch für die Gezeitenebene, welche die Erzeuger der Spuren bewohnten (vgl. auch CONKIN & CONKIN 1968).

Hangend zu dieser Entwicklung folgen in oft ausgeprägter Zyklizität im Meterbereich vorwiegend aus disartikulierten Echinodermaten bestehende Biogenschuttlagen, tonige Dolomitsandsteine und Dolomitschiefer.

Schwermineraluntersuchungen aus den Bereichen der Göstinggraben-SbFm. gehen auf ANGEL (1929) und BLÜMEL (1956) zurück. Das Fehlen von Hornblende und Granat in den Schwermineralspektren legte die Interpretation eines plutonischen Liefergebietes nahe (vgl. FLÜGEL 1975: 42 cum lit.). Nach Untersuchungen von FENNINGER & HOLZER (1978: 128-134) läßt sich bei (statistischer) Auswertung einer umfangreicheren Beprobung zeigen, dass zu einer Rutil begleiteten Zirkon-Turmalin-Gruppe sich eine Granat-Hornblende-Klinozoisit-Epidot-Gruppe mit Titanit gesellt. Liefert die erstere Gruppe Hinweise für ein plutonisches Liefergebiet (vgl. ANGEL 1929), so weist die letztere Gruppe auf ein metamorphes Hinterland hin.

Die mittlere Einheit umfaßt den "Diabastuff-Horizont" (= Admonterkogel-SbFm., FLÜGEL 2000; "mittleres Member" HUBMANN & HASENHÜTTL 1995, FENNINGER et al. 1997, HUBMANN 1997), eine vulkanogene Abfolge, die eine rege Wechsellagerung mehrerer geringmächtiger grüner, rötlicher und violetter (Lapilli-)Tuffe und Tuffitbänke (HANSELMAYER 1958, 1960) mit weißlichen Dolomiten und dolomitischen Sandsteinen darstellt. Aus diesen Tuffen hat bereits TERGLAV (1876) quarzporphyrisches Material beschrieben. Die vulkanoklastischen Gesteine kamen in flachen, evaporitischen Pfannen zur Ablagerung und wurden dabei in ihrer chemischen Zusammensetzung verändert (FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER 1984: 50).

Die Entwicklung hangend der Vulkanoklastika ("Dolomit-Bank" sensu HERITSCH 1917; "hangendes Member" HUBMANN & HASENHÜTTL 1995, FENNINGER et al. 1997, HUBMANN 1997) läßt sich in tiefere 'helle' und höhere 'dunkle' Dolomite (HERITSCH 1917: 88) gliedern. Diese Zweiteilung ist nicht überall durchzuführen (EBNER et al. 1980a).

Die 'hellen Dolomite' sind zumeist als massige, z. T. wandbildende Gesteine mit hackigem Bruch und typischen grusigen Verwitterungserscheinungen ausgebildet. Stellenweise (z. B.: Lokalität Pfaffenkogel, Zenzlwand) treten Biolaminationen, Autoklastbildungen, Fenstergefüge, Trockenrisse und Pisoid-Lagen auf.

Die dunkelgrauen bis schwarzen Dolomite bilden mit einer Sonderentwicklung aus ungleichkörnigen, oft mehreren Metern mächtigen, grobbankigen Amphiporen-Dolomiten (*Amphipora*-Mounds, HASENHÜTTL & HUBMANN 1995) den hangenden Abschluß der Formation. FLÜGEL (2000: 20-21) unterscheidet hangend zur Admonter-SbFm. eine Pfaffenkogel-SbFm. (entspricht den "hellen Dolomiten"), eine Treffenberg-SbFm. und eine Eichberg-SbFm. (entspricht den *Amphipora*-Mounds).

In der Hochlantsch-Decke fehlt der Formation die vulkanogene Entwicklung (und wohl auch das "liegende Member"). Die Schichtfolge wird hier von einer Wechsellagerung dunkelgrauer, grobgebankter bis massiger, zum Teil reichlich fossilführender Dolomite (Crinoiden, meist schlecht erhaltene Amphiporen, Favositiden, Thamnoporiden, auch Brachiopoden und Gastropoden) und hellgrauer, teilweise biolaminierter Dolomite mit Fenstergefügen dominiert. Erstere entsprechen der Sattler-SbFm. (FLÜGEL 2000), letztere der Schwarzkogel-SbFm. (FLÜGEL 2000).

Eine Studie über lithogenetische Aspekte und Rekonstruktion des Ablagerungsraumes liegt durch FENNINGER & HOLZER (1978) vor. Detaillierte fazielle Analysen einiger Profile (Profilabschnitte) deuten auf einen deutlich gegliederten peritidalen Ablagerungsraum hin (Abb. 5).

Sedimentstrukturen, wie Parallel-, Rippel- und Flaserschichtung innerhalb der Feinklastika-dominanten Göstinggraben-SbFm., sowie die zyklische Abfolge von Biogenschuttlagen mit siltig-sandigen Dolomiten und Dolomitschiefern sprechen nach FENNINGER & HOLZER (1978) in einer Einbindung zu einem faziellen Gesamtkonzept für Barriere-Sande.

Die Pfaffenkogel-SbFm. zeigt besonders im Bereich des Pfaffenkogels bei Stübing (FENNINGER 1975, FENNINGER & HOLZER 1978: 137-139, EBNER et al. 1980b: 96-98) und im Profil der Zenzlwand (unpubl.) innerhalb der "hellen Dolomite" als faziesdiagnostische Merkmale fenestrierte Gefüge, Trockenrisse, Pisoid-Lagen, (agglutinierte) Stromatolithe mit tepee-Strukturen, 'Porostromata' und Kalkgrünalgen ("Dasycladales", Halimedaceen). Damit liegt als Ablagerungsraum ein supra- bis subtidales Environment (FENNINGER & HOLZER 1978) nahe.

Die "dunklen Dolomite", die mikrofaziell wenig gegliedert sind (laminierte, biogen- oder/und pelletführende, Amphiporen-führende oder strukturlose Mudstones mit Fenstergefügen), weisen teilweise Resedimentierung, Emersionshorizonte (Erosionsdiskordanzen, konglomeratische Lagen) und lokales Auftreten von Ca-Sulfaten auf. Sie werden durch FENNINGER & HOLZER (1978) als Bildungen einer vom offenen Meer durch eine Barriere geschützte Lagune interpretiert.

Im Gebiet Treffenberg bei Rein (NW von Graz) tritt eine Gesteinsfolge von Dolomit-Mergeln, Dolomitschiefern und linsenförmig eingeschalteten Echinodermaten-führenden Dolomiten auf (= Treffenberg-SbFm., FLÜGEL 2000: 20). Diese teilweise bioturbate Abfolge mit Flaserschichtung,

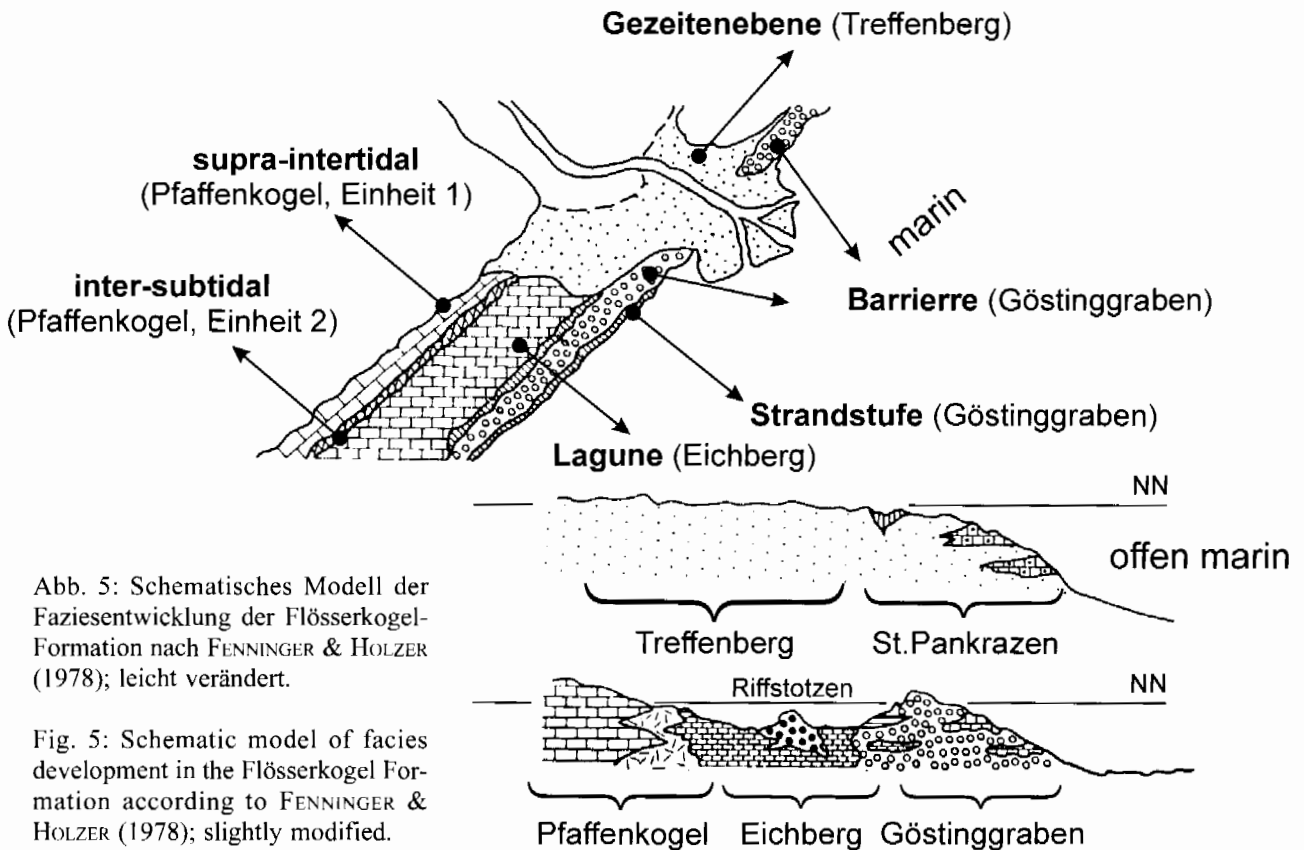


Abb. 5: Schematisches Modell der Faziesentwicklung der Flösserkogel-Formation nach FENNINGER & HOLZER (1978); leicht verändert.

Fig. 5: Schematic model of facies development in the Flösserkogel Formation according to FENNINGER & HOLZER (1978); slightly modified.

welliger Wechsellagerung und Linsenschichtung wird mit FENNINGER & HOLZER (1978) als Ablagerung einer Gezeiten-ebene gedeutet.

Die aus detaillierten Faziesanalysen verschiedener Profil(abschnitte) zusammengestellte Interpretation (Fazies-mosaik) der gesamten peritidalen Entwicklung durch FENNINGER & HOLZER (1978: 141-144) versucht einzelne 'Subfaziestypen' zu einem lateral/vertikalen Faziesmodell zu vereinen (Abb. 5):

- Subfazies 1:
Gezeiten-Ebene (z. B.: Gebiet Treffenberg)
- Subfazies 2:
Strandstufe (z. B.: Göstingbachtal, "Aufschluß Punkt 399")
- Subfazies 3:
Barriere (z. B.: Göstingbachtal, "Aufschluß Punkt 399")
- Subfazies 4:
Lagunenentwicklung mit *Amphipora*-Mounds (z. B.: Eichberg/Kanzelkogel)
- Subfazies 5:
Supra- bis intertidales Environment (Pfaffenkogel: "Einheit 1"; Zenzlwand)
- Subfazies 6:
tiefintertidales bis flach subtidales Environment (Pfaffenkogel: "Einheit 2")

Die chronostratigraphische Einordnung der Flösserkogel-Fm. ist nur punktuell erfaßbar. Sie dürfte zumindest das Pragium und Zlichovium (FLÜGEL 1975 cum lit.) und möglicherweise noch tiefere Anteile (FLÜGEL 1956, EBNER 1976), größtenteils wohl das Emsium (u. a. GOLLNER & ZIER 1985) umfassen und zumindest lokal bis ins Givetium reichen

(FLÜGEL 1956). Mit der mangelnden Detailkenntnis zeitlicher Anhaltspunkte über die gesamte Abfolge in den einzelnen Profilen ist daher die Modellierung eines räumlich-zeitlichen Ablagerungsbildes mit großen Schwierigkeiten verbunden (vgl. FENNINGER & HOLZER 1978).

Die zuvor beschriebene um Graz und entlang des Murtales lithologisch gut gliederbare Schichtfolge des höheren Unterdevons und tieferen Mitteldevons vermischt sich in West-Richtung (EBNER 1998). Ab dem Bereich um Kehr nehmen gebankte Dolomite überhand, in die zunehmend Silt-/Sandsteine und vor allem in stratigraphisch höheren Anteilen Lagen dunkelgrauer, teilweise knolliger Kalke eingeschaltet sind. Fossilfunde sind spärlich. Entlang der Straße Pleschkogel-Enzianwirt finden sich in Kalkeinschaltungen lediglich einspitzige Conodonten (*Panderodus* sp.), im Liebochgraben Conodonten des Emsiums (SCHARFE [1978] in FENNINGER & HOLZER; EBNER 1988) und lokal in knolligen Flaserkalken neben Conodonten des Emsiums eine reiche Mikrofauna mit Fischzähnen (*Oneotodus beckmanni*), Holothurienskleriten, verkieselten Spicula, Goniodonten, Echinodermenstacheln und Crinoidenstielgliedern (EBNER et al. 1979). In stratigraphisch wie auch topographisch hohen Positionen treten vor allem nördlich des Pleschkogels schwärzliche Kalke vom Typus der Barrandeikalke mit Favositen, Striatoporen, Helioliten, Stromatoporen, und rugosen Korallen auf. Zusammengefasst wird diese Entwicklung, die über der Göstinggraben-SbFm. der Flösserkogel-Fm. einsetzt, als Pleschkogel-SbFm. Zeitlich dürfte diese das Emsium umfassen und lokal bis in Zeitäquivalente der Barrandeikalke aufsteigen (EBNER 1988).

Etwa nordwestlich der Linie Pleschkogel-Heiggenkogel-Mühlbacherkogel sind südwestlich von Großstübing all-

mähliche Übergänge der dolomitisch/kalkig-siltig-sandigen Entwicklung der Flösserkogel-Fm. zu kalkig-schiefrig-siltig/sandigen Gesteinsabfolgen erkennbar (KAHR 1949). Diese wurden vielfach (z. B. FLÜGEL 1975) als fazielle Verzahnung der Rannach-Fazies ("Dolomitsandsteinfolge") mit der "Kalkschiefer-Folge" der Hochlantsch-Fazies angesehen. FENNINGER & HOLZER (1978) sehen darin den faziellen Übergang der peritidalen "Dolomitsandstein-Folge" (= Flösserkogel-Fm.) zu einer Beckenentwicklung innerhalb der "Rannach-Fazies". FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER (1984) fasst diese, bei der Karierung nicht weiter gliederbare wenige 100 m mächtige Wechselfolge o.g. Gesteine als Heigger-Fm. zusammen. Durch Conodontenfaunen wird für sie der Zeitraum Lochkovium bis Emsium angenommen (BUCHROITHNER 1978).

Über der Flösserkogel-Fm. und Heigger-Fm. vereinheitlicht sich im Gesamtbereich der Rannach-Decke mit der Ablagerung der Barrandeikalke wiederum der Ablagerungsraum. Die Barrandeikalke sind nach Artenvielfalt und Individuenhäufigkeit an Fossilien die am reichsten entwickelte Abfolge des Grazer Raumes.

PENECKE (1889: 19) verwendete erstmals den Begriff "Horizont des *Heliolites barrandei*" für eine Abfolge von "Korallenkalke" mit einer "ihr eigenthümlichen Fauna" der Umgebung von Graz und des Hochlantschgebietes. Namensgebend ist eine heliolitide, tabulate Koralle (*Pachycanalicula barrandei*). Die Konservierung des Formationsnamens ist gemäß der stratigraphischen Richtlinien problematisch (HUBMANN 1999); eine Revision ist in Vorbereitung. Die Formation ist meist mit einem um 30 m mächtigen, stellenweise sogar bis 80 m (-?100 m) anschwellenden Schichtstoß in der Rannach-Decke und einer 20 bis 45 m mächtigen Abfolge in der Hochlantsch-Decke vertreten. Die Abfolge ist durch dunkelblaue bis schwarze, reichlich Fossildetritus-führende Kalke gekennzeichnet, welche oft mit rötlich gefärbten (Kalk)Mergel/Schieferlagen in zum Teil enger Wechsellagerung auftreten (können).

Charakteristisch für einige Profile (besonders im Nahbereich von Graz) sind unterschiedlich mächtig entwickelte Schieferhorizonte ("Chonetenschiefer" s. l.) im Liegendabschnitt der Formation. Das Hangende der Barrandeikalke ist (kann) regional unterschiedlich (sein):

- (A) In der Rannach-Decke wird der Barrandeikalk von 8-15 m mächtigen, nicht überall ausgebildeten "Mitteldevondolomiten" (= Gaisbergsattel-SbFm.), oder wenn diese fehlen, direkt von ca. 100 m mächtigen Kalken der Kollerkogel-Fm. überlagert.
- (B) Im Raum St. Pankrazen-Großstübing ("Übergangsbereich" zwischen "Rannach-Fazies" und "Hochlantsch-Fazies" sensu EBNER et al. 1979) schließen im Hangenden des etwa 20-30 m mächtigen Barrandeikalke ebenfalls "Mitteldevondolomite" an.
- (C) In der Hochlantsch-Decke folgt im Hangenden der Barrandeikalke die etwa 140-150 m mächtige Tyrnaueralm-Formation. Diese Formation, die als Äquivalent der Kollerkogel-Fm. aufzufassen ist, schließt an ihrer Basis mehrere Meter mächtige frühdiagenetische Dolomite auf (Analogie zu den "Mitteldevondolomiten"!).

Die Barrandeikalke fanden wegen der auffallend reich-

haltigen Fossilführung schon früh in der wissenschaftlichen Bearbeitung des Grazer Raumes Eingang in die Literatur. Da in den Hangendanteilen der Barrandeikalke schon lange Schichten bekannt waren, die als häufig vorkommendes Fossil große Pentameren führen, erwuchs der Wunsch, die biostratigraphische Stellung dieser "Pentameruskalke" genau festzulegen. SOLLE (1934: 124) bestimmte die zuvor genannten Brachiopoden als *Conchidium hercynicum* (= *Zdimir* cf. *hercynicus* nach BOUCOT & SIEHL (1962) und postulierte mittels Vergleichen mit dem Rheinischen Schiefergebirge und des Harzes die Grenze Unterdevon/Mitteldevon direkt im unmittelbaren Liegenden der Pentamerusbänke (also innerhalb der Hangendpartien des Barrandeikalke).

Dieser Gliederung schloß sich HERITSCH (1935) an und unterteilte die Barrandeikalke in liegende "Korallenkalke" und hangende "Pentameruskalke", wobei die "Korallenkalke" dem obersten Unterdevon, die "Pentameruskalke" dem untersten Oberdevon zuzuordnen wären. MAURIN & FLÜGEL (1958) führten wieder den Begriff Barrandeikalk pro Korallenkalk und Pentameruskalk ein.

Trotz des reichen Fauneninhaltes der Formation ist die chronostratigraphische Fixierung der Grenzen bisher nicht gelungen (FLÜGEL 1961, 1975, FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER 1984, HUBMANN 1993). Mittels Korallen läßt sich Eifelium belegen. Ein Beginn der Barrandei-Entwicklung im Oberemsiem ist (örtlich) mit dem Auftreten von *Latericriodus* sp., *Icriodus corniger*, *I. beckmanni* und *I. sigmoidalis*, sowie *Eridoconcha papillosa* anzunehmen. Tiefe givetische Anteile der Abfolge sind durchaus zu vermuten (HUBMANN 1991, 1993).

Für viele Profile der Barrandeikalke sind Zwischenschaltungen von schwarzen, teilweise "graphitischen" (ehemaliger Bergbau bei St. Gotthart/nördlich Graz), gelben, roten, bräunlich-roten, oft reichhaltig Crinoidenstielgliederführenden Kalkmergeln bis -schiefern, sowie hellen, bräunlich oder grau bis schwarzen Ton- und Graphitschiefern charakteristisch.

An der Basis der Formation ist im allgemeinen ein 1-2 m mächtiger Tonschieferhorizont entwickelt, der an verschiedenen Stellen in der näheren Umgebung von Graz Brachiopodenschille (vor allem *Chonetes*) mit untergeordnet vorkommenden Trilobiten (*Maladaia* sp.) führen kann. Seit STACHE (1884: 304) werden diese Horizonte als "Chonetenschiefer" bezeichnet (= "Gaisberg-Schiefer-Bank" sensu FLÜGEL 2000: 24-25).

Häufig sind feingerippte dünnchalige Brachiopoden (Chonetiden), die äußerst selten in kalzitischer Erhaltung, meistens als Abdrücke (St. Pankrazen, Tyrnaueralm-Forststraße) vorliegen. Für dunkelgraue bis schwarze (Phytoklasten-reiche) Schieferlagen können Wurmsspuren von *Scalarituba* signifikant sein (Tyrnaueralm, St. Pankrazen). Die beiden Fundpunkte der "Chonetenschiefer" s. str. am Frauenkogel (Forstweg Attems) und am Jägersteig (Gaisberg) sind überaus stark fossilführend. Die Gesteine sind an ihren Schichtflächen metallisch grau glänzend und verwittern erdig-braun. Lagenweise sind sie übersät mit Crinoidenstielgliedern und feingerippten Chonetenschalen, die mehr als 40 % der Schichtoberflächen einnehmen können. Die Brachiopoden liegen als Abdrücke mit flachen Goethithäuten vor, die nach HERITSCH (1943: 380) und HANSELMAYER

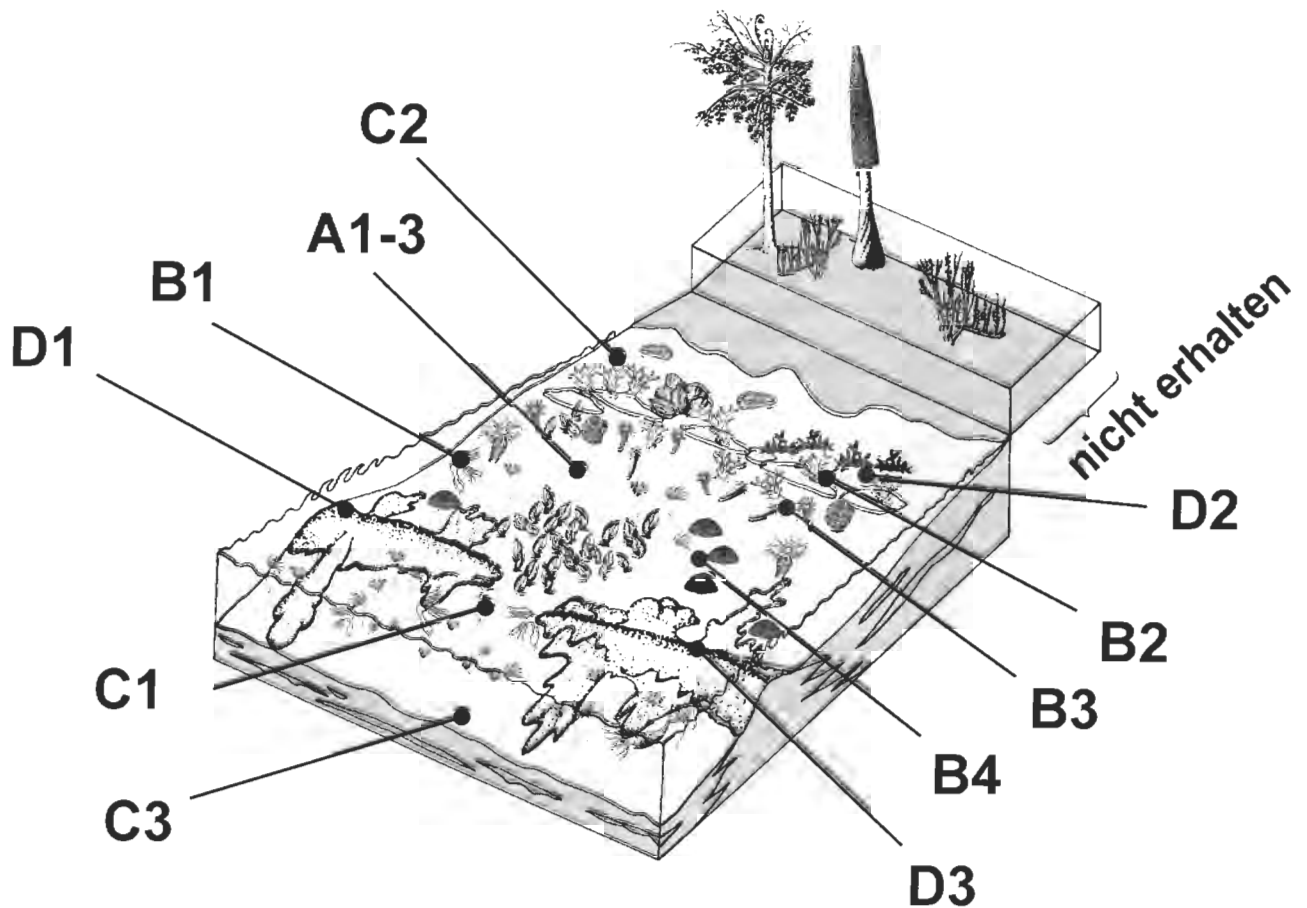


Abb. 6: Faziesmodell der Barrandeikalke

(A1-3) Niederenergetische Schlammfazies:

Mikritische (bis mikrosparitische) Gesteine mit stellenweise quantitativ dominierend auftretenden fecal pellets und bioturbaten Strukturen. Hohe Schlammanteile, so wie vollständig erhaltene, selbst leicht disartikulierbare Skelette (z. B.: im Verband befindliche Crinoidenstielglieder) sprechen für ein wenig turbulentes hydrodynamisches Regime während der Sedimentation.

(A1) Mudstone-Subfazies

Hellgrau-blaue, gelbliche, meist aber dunkelgraue bis schwarze (feinverteilter Pyrit und/oder dispers verteilte organische Substanz) fossilarme Gesteine.

(A2) Calcisphaeren-Wackestone-Subfazies

Dunkelblaue bis schwarze, mikritische Kalke mit in Nestern angereicherten Calcisphaeren (und ?Spicula) und Biogenen/Biomorpha geringer Teilchengröße. Vorkommen von Calcisphaeren neben untergeordnet auftretenden Makrofossilien deutet auf ein Abweichen von normalmarinen Bedingungen.

(A3) Gastropoden-Pellet-Wacke/Grainstone-Subfazies

Meist kleinwüchsige (bis max. 3 mm große), trochospirale Gastropoden mit ihren Apex nach oben orientiert in pelmikritischer bis pel(pseudo)sparitischer Matrix. 'Fecal pellets' sind häufig durch Überlastungsdruck des noch unverfestigten Sediments schichtparallel ausgelängt (Krümmelgefüge). Bioturbation ist häufig.

(B) Höherenergetische Schlammfazies:

Größere (allochthone) Biogene weisen auf eine höhere Hydrodynamik während der Ablagerung hin. Fehlende bis geringe Zurundung läßt nur geringe Transportweiten vermuten (Parautochthonie bis Autochthonie). Charakteristisch ist massenhaftes Auftreten von "typischen riffbauenden" Organismen.

(B1) Crinoiden-Brachiopoden-Wacke/Floatstone-Subfazies

Lagen mit isolierten Crinoidenstielgliedern und dünnchaligen Brachiopoden, häufig mit Mikritsäumen sind in den Profilen weit verbreitet. Brachiopoden (hier vorallem die dünnchaligen; Chonetiden?) sind selten zweiklappig erhalten.

(B2) "Amphiporen"/"Thamnoporen"-Floatstone-Subfazies

Anhäufungen ästiger Tabulata vom Typ *Thamnopora* und *Sriatopora* mit dendroiden Stromatoporiden vom Typ *Amphipora* und Calcisphaeren und Crinoiden.

(B3) Korallen-Stromatoporen-Floatstone-Subfazies

Rugose, dominiert durch *Thamnophyllum* und tabulate Korallen mit ästigen Wuchstypen, sowie lamellare oder tabulare Stromatoporen sind im allgemeinen schichtparallel eingesteuert. Untergeordnet treten Echinodermaten, Brachiopoden, Gastropoden und Schalenbruch auf. Nicht selten ist Epökie von Stromatoporiden an rugosen (seltener an tabulaten) Korallen zu beobachten. Einsteuerungen weisen auf

gerichtete Strömungen hin, fehlende Abrasionen an Komponenten lassen nur geringe Transportweiten vermuten.

(B4) Brachiopoden-Korallen-Floatstone-Subfazies

Charakteristische organismische Elemente sind dickschalige Brachiopoden, die mit massiven (*Favosites*, *Alveolites*, *Heliolites*) und dendroiden Korallen (*Thamnophyllum*, *Thamnopora*, *Striatopora*) vergesellschaftet sind. In charakteristischer Ausbildung kann dieser Faziestyp im Gelände in Form markanter *Zdimir*-Schill-Lagen hervortreten. Fehlende Anzeichen von Imbrikationen und die überwiegende zweiklappige Erhaltung der Brachiopoden lassen Autochthonie der Brachiopoden vermuten, die Korallen geben keine Hinweise auf Lebensstellung.

(C) Hochenergetische Schutfazies:

Zugerundete, eingeregelt Komponenten, gradierte Fossilschuttlagen sind charakteristisch.

(C1) Crinoidenschutt-Subfazies

Echinodermaten-, Pelloide- und Gastropoden-führende, sparitische Kalke können als Basalentwicklung der Abfolge entwickelt sein. Gute Zurundung und Sortierung der Biogene, die häufig Mikritsäume aufweisen ist signifikant.

(C2) Grobsilt-Pellet-Subfazies

Neben einer hohen Grobsiltkomponente (Korngrößen im Bereich 60-125 µ, volumetrischer Anteil des Grobsiltes bis 78 %) in mikritischer bis mikrosparitischer bzw. pseudosparitischer Matrix kommen Einschaltungen von Pellets, resp. Quarzsilt-Pellet-Rhythmite vor. Planar bis schwachwellig laminierte Hangendbereiche weisen fast ausnahmslos bioturbate Strukturen auf.

(C3) Eventstone(Tempestit)-Subfazies

Über einer nicht immer klar erkennbaren erosiven Basis folgen Schill- und Biogenschuttlagen, die zumeist normale Gradierung aufweisen. Das Verhältnis stabile zu instabile Lage bei Zweischalern beträgt etwa 1:1, die Ausbildung von Geopetalgefügen ist charakteristisch. Signifikant sind 'muddying-upward'-Sequenzen; über den Biogenschuttlagen finden sich häufig fossilfreie Mudstone-Lagen.

(D) "Riff"-Fazies:

In diese Fazies werden genetisch unterschiedliche Rasenbildungen (Algen, Stromatoporen, Korallen; Autoparabiostrome, vgl. HUBMANN 1995: 111), wie auch 'Coverstones' (sensu TSIEN 1984 vereinigt).

(D1) 'Coverstone'-Subfazies

Die 'Coverstone'-Fazies stellt nach TSIEN (1984) initiales Riffwachstum dar, zeigt aber auch starke Anklänge an die Tempestit-Fazies. Charakteristisch ist die im makroskopischen Bereich meist erkennbare Gradierung der allochthonen Komponenten, welche von autochthonen lamellaren Organismen "abgedeckt" werden. Als detritische (allochthone) Biogen-Komponenten, welche negative Korngrößenanomalien bezüglich der ursprünglichen Wasserenergie aufweisen, treten neben Crinoiden dendroide Tabulata, Rugosa, Heliolitida, Brachiopoden und Gastropoden auf. Als Stabilisatoren fungieren lamellare und tabulare Stromatoporen vom Typ *Actinostroma*, untergeordnet auch Favositiden mit lamellarem Corallum.

(D2) Algen-Wacke/Float bis Bafflestone-Subfazies

Entsprechend ihrem sedimentologischen Verhalten werden die Halimedaceen-Rasen mit MAMET et al. (1984), MAMET & PREAT (1987) als "Algen-Baffle/Boundstones" klassifiziert. Charakteristisch ist das Auftreten dieser Subfazies in Profilabschnitten mit reger Wechselagerung roter Mergelschieferlagen (HUBMANN 1990, 2000b). Erstaunlich sind hohe Rückstandswerte dieser Subfazies, die deutlich über den allgemein in der Literatur angegebenen Werten für Algenkalke liegen.

(D3) Korallen-Baffle(Frame)stone-Subfazies

Tritt nur in der Schicht 7 des Profils Attems auf, wo massige, bis 1/2m im Durchmesser werdende Favositenstöcke wellenresistente (vermutlich) kleindimensionale "patches" bildeten.

Fig. 6: Facies models of the Barrandei limestone

(A1-3) Low-energy mud facies:

Micritic (to microsparitic) rocks with locally dominant fecal pellets and bioturbation structures. High mud content, as well as totally preserved, easily disarticulated skeletons (i.e.: articulated crinoid stems) suggest a low turbulence hydrodynamic regime.

(A1) Mudstone-subfacies

Light grey to blue, yellowish, usually dark grey to black (finely distributed pyrite and/or organic substance), few fossils.

(A2) Calcsphere-wackestone-subfacies

Dark blue to black, micritic limestones with concentrations of calcspheres (and ?Spicula) and biogens/biomorpha of small size. Calcspheres and rarity of macrofossils indicate deviations from a normal marine environment.

(A3) Gastropod-pellet-wacke/grainstone-subfacies

Usually small (size up to 3 mm), trochospiral gastropods with apex upwardly oriented in pelmicritic to pel(pseudo)sparitic matrix. 'Fecal pellets' frequently elongate due to pressure in the still unconsolidated sediment. Frequent bioturbation.

(B) Higher energetic mud facies:

Bigger (allochthonous) biogens indicate higher hydrodynamic energy setting during deposition. General lack of rounding indicates short transport (parautochthonous to autochthonous). "Typical reef-building" organisms are characteristic.

(B1) Crinoid-Brachiopod-wacke/floatstone-subfacies

Layers with isolated Crinoid stems and thin-shelled brachiopods, frequently with micritic envelopes are widely distributed. Brachiopods (usually thin-shelled; Chonetids?) usually double-valved.

(B2) "Amphiporid"/"Thamnoporid"-floatstone-subfazies

Accumulations of branching Tabulata of *Thamnopora* und *Striatopora* – type with dendroid stromatoporoids of *Amphipora*-type with calcspheres and crinoids.

(B3) Coral-stromatoporoid-floatstone-subfazies

Rugose, *Thamnophyllum*-dominated and tabulate corals with branching growth-form, as well as lamellar or tabular stromatoporoids in

general parallel to layers. Also echinoderms, brachiopods, gastropods and broken shells. Frequent epoeic stromatoporoids on rugose (rarely on tabulate) corals. Orientation indicates directed currents, lack of abrasion indicates short transport.

(B4) Brachiopod-coral-floatstone-subfacies

Characterized by thick-valved brachiopods and massive (*Favosites*, *Alveolites*, *Heliolites*) as well as dendroid corals (*Thamnophyllum*, *Thamnopora*, *Striatopora*). May be developed as "Zdimir-Schill". Lack of imbrication and frequent double-valved brachiopods indicate that at least brachiopods are autochthonous. The corals have no indication for live position.

(C) High-energy debris-facies:

Rounded, oriented components, graded fossil debris characteristic.

(C1) Crinoid debris-subfacies

Echinoderms-, peloids- and gastropods in sparitic limestones frequently at the bases. Well rounded and sorted biogens with frequent micritic envelops.

(C2) Coarse silt-pellet-subfacies

Besides a high contribution by coarse silt (grain size from 60-125 μ , up to 78 %) in micritic to microsparitic or pseudosparitic matrix, also pellets, in particular quartz silt-grains-rhythmites. Bioturbate structures in planar to wavy laminated hanging-wall.

(C3) Eventstone(tempestite)-subfacies

Erosional base, which is not always evident, with following shell debris and biogendebris layers, usually normal gradation. In two-valved organisms the ratio stable to unstable position is about 1:1, geopetal fillings characteristic. 'Muddying-upward'-sequences; above the biogen-debris-layers frequently mudstones without fossils.

(D) "Reef"-facies:

This facies unites genetically different organismal carpets (algae, stromatopores, corals; autoparabiostromes, cf. HUBMANN 1995:111), as well as 'coverstones' (sensu TSIEN 1984).

(D1) 'Coverstone'-subfacies

The 'coverstone'-facies according to TSIEN (1984) characterizes initial reef growth, but is also similar to the tempestite-facies. Macroscopic allochthonous components are characteristic, they are covered by autochthonous lamellar organisms. Crinoids, dendroid tabulata, rugosa, heliolitida, brachiopoda and gastropoda are found as detritic (allochthonous) components. Lamellar and tabular stromatoporoids (type *Actinostroma*), as well as favositides with lamellar corallum act as stabilizers.

(D2) Algae-wacke/float to bafflestone-subfacies

Halimedacean-lawns are classified according to MAMET et al. (1984), MAMET & PREAT (1987) as "algae-baffle/boundstones". This facies is found in alternation with red marly shales (HUBMANN 1990, 2000b). This subfacies has residue values which are far elevated above values given in the literature for algal limestones.

(D3) Coral-baffle(frame)stone-subfacies

Only in level 7 of the Attems outcrop, where massive, wave-resistant Favositid patches of 1/2 m diameter are found.

(1957) als Verwitterungsprodukte eines zuvor pyritisierten Erhaltungszustandes zu interpretieren sein dürften. Der Ablagerungsraum der "Chonetenschiefer-Fazies" wurde von einer individuenreichen, aber artlich relativ geringdiversen Population besiedelt.

Neben den basalen fossilführenden Tonschiefer-Einschaltungen am Gaisberg, Ölberg und Frauenkogel sind auch völlig fossilfreie Mergel/Tonschiefer bekannt. Letztgenannte Vorkommen, wie jene in St. Gotthard bei Graz, Kotnbüchel/Steinberg (straße) und beim Feliferhof/Kollerkogel waren früher von wirtschaftlichem Interesse (Fayence-Erzeugung; ANDRAE 1854: 35), da sie einen bergmännischen Abbau gewährleisteten (HAUSER 1952: 38, 1954: 59).

Die vertikale (bankweise) Abfolge der Mikrofazies- bzw. Mikrosubfaziestypen läßt in allen Profilen erkennen:

- a) Einschaltungen von Tonschieferhorizonten haben keine signifikanten Einflüsse auf Mikrofaziestypen zu Folge gehabt: In 57 % der Fälle ergeben sich keine Änderungen zwischen den jeweils unter- und überlagernden Schichten. In 35 % der Fälle ändert sich der Mikrofaziestyp um eine "Energistufe" (in der Reihung Typ A bis C), wobei sowohl aufsteigende wie absteigende Tendenzen in bezug auf Turbulenzenergie des Sedimentationsraumes nach dem Absatz der Mergel/Schieferlagen festzustellen sind.
- b) Mikrofaziestypen sind vertikal ("in der Zeit") kaum krassen Schwankungen unterworfen. Beispielsweise

wird im hangenden Abschnitt des Profiles Attems der Faziestyp A über 25 Bänke hindurch beibehalten.

- c) Die Beständigkeit des Mikrofaziestypes B ist in allen Profilen am größten. Übergänge vom Typus B in den Typus C sind am häufigsten.
- d) In keinem der untersuchten Profile wird der Übergang der "Riff"-Fazies in die hochenergetische Schuttfazies verwirklicht.

Nach den Vorstellungen von FLÜGEL (2000: 24) werden die örtlich im Plabutsch-Gebiet auftretenden "Braungesteine" (SCHÄFER 1937) als Kehlberg-SbFm. den Barrandeikalken zugerechnet.

Im Hangenden der Barrandeikalken, teilweise mit dieser Formation verzahnend, können dunkelgraue Dolomite auftreten. Die Mächtigkeit dieser Dolomite ist lokal großen Schwankungen unterlegen; sie wird durch EBNER et al. (1980a: 52) und FLÜGEL & NEUBAUER (1984: 51) mit maximal 20 m angegeben, dürfte aber mancherorts (Raum St. Pankrazen) deutlich darüber liegen. Die Grenze zur liegenden Formation (Barrandeikalk) ist meist deutlich, während an der Grenze oder im Grenzbereich zur überlagernden Kollerkogel-Fm. (FLÜGEL 2000: 25-27), deren basale Teile dolomitisch sein können, dunkelgraue Siltschiefer eingeschaltet sein können (EBNER et al. 1980a: 53). Mikrofazial erinnern die gebankten Anteile dieser Dolomite mit Biolaminiten, fenestrierten Mudstones, Pelmikriten und dem Auftreten (allerdings schlecht erhaltener) Kalkalgen, dendroiden

Tabulata und Amphiporen, sowie vereinzelt vorkommenden 'Gips'rosetten an die "dunklen Dolomite" der Eichberg-SbFm. der Flösserkogel-Formation. Diese Abfolge, die sich bislang unter der Bezeichnung "Mitteldevondolomite" in der Literatur findet, wird, obgleich sie eine kartierbare Einheit darstellt, von FLÜGEL (2000: 26) als "Gaisbergsattel-Member" der Kollerkogel-Fm. zugewiesen.

Etwa zeitgleich (*varcus*-Zone) bilden sich nach der "dolomitischen Entwicklung" in der Rannach- und Hochlantsch-Decke deutlich faziell/biofaziell differenzierte Ablagerungsräume heraus: Zumeist stehen lokal auf engstem Raum fossilfreie Mudstones unterschiedlich großen Patch-Reefs bzw. biostromalen Bildungen gegenüber: Die Ablagerungen werden als Kanzel-SbFm. (vormals Kanzelkalk) (Rannach-Decke) und Tyrnaueralm-Formation (Hochlantsch-Decke) zusammengefaßt. Im Grazer Nahbereich (z. B. Kanzelkogel-Gipfelbereich) folgen in gebankter Fazies über geringmächtigen *Amphipora*-Rasen (ca. 30 cm Mächtigkeit) locker gepackte Favositiden/Stringophyllen-Bänke. Im Raum St. Pankrazen (z. B. Grabenwarterkogel-Osthang) folgt über *Amphipora*-Rasen eine vertikal und lateral ausgedehnte "Mikrobialith"-Entwicklung, bzw. (z. B. Höllerer-Kogel Westhang) eine Sukzession kleindimensionaler Patch-Reef-Körper. Letztere werden vor allem von *Favosites*, *Alveolites*, *Stachyodes*, lagigen Stromatoporen, solitären Rugosen und vereinzelt vorkommenden Heliolitiden aufgebaut. Akzessorisch tritt inkrustierend auf den Cnidarien *Renalcis* sp. auf. Im Hochlantschgebiet (z. B. Tyrnauergraben) sind im Anschluß an eine basale Gezeitenbereich-Bildung Korallen-Stromatoporen-Schuttalke und -Biostrome entwickelt (vgl. GOLLNER & ZIER 1985).

Die hellblauen bis leicht gelblich-hellgrauen, z. T. auch rötlich geflammten Kalke der Kanzel-SbFm. neigen zur Wandbildung und treten im Gelände dadurch meist deutlich hervor. Charakteristisch ist ihre weißliche Verwitterungsfarbe.

Örtlich sind die Kalke brekziös und können Hornsteinknollen führen (FLÜGEL 1975: 48). Vereinzelt treten geringmächtige Aschentuff-Lagen auf (CLAR 1933: 30).

Die Mächtigkeit der Subformation beträgt ca. 100 m. Mikrofaziell lassen sie sich in

- (a) vorherrschende hochreine, fossilarme Mudstones
- (b) fossilführende Mudstones
- (c) selten auftretende Biolithitkalke

gliedern (HAFNER 1983). Die fossilarmen Mudstones (a) treten im Gelände als massige bis dm-gebankte, hellgraue (mikrosparitische) Kalke in Erscheinung. Vereinzelt Komponenten sind Pelloide, Crinoidenstielglieder, Thamnoporiden(klasten), Ostracoden und Zweischaler.

Die fossilführenden Mudstones (b) (im Gelände meist massige bis m-gebankte graue bis rötlichgraue Gesteine) weisen z. T. schichtparallele Fossil-Lagen (Tempestite?) auf. Als Biogene (z. T. Bioklasten) treten Rugosa, massive und dendroide Tabulata, Gastropoden, Echinodermatenreste, Tentakuliten und Ostracoden auf.

Nur selten und verstreut treten Biolithitkalke (c) mit rasenbildenden Amphiporen, rugosen und tabulaten Korallen auf (z. B. Kanzelkogel, Raacher Kogel). Zumeist handelt es sich um dicht gepackte Floatstones und Packstones; Boundstones (Bafflestones und Framestones) dürften weitgehend fehlen. FLÜGEL (1975: 49) sieht in den Kalken der Kanzel-SbFm.

stark durchwühlte und weitgehend homogenisierte lagunäre Bildungen mit einzelnen Riffknospen. HAFNER (1983: 26-27) interpretiert sie als Bildungen einer "eingeschränkten" Fazies im Plattformbereich. Dieses Ablagerungsmodell wird auch durch die Conodontenbiofazies nach CHATTERTON (1976) unterstützt.

Nördlich von Stiwoll-St. Pankrazen-Grabenwarter-/Höllerer- und Platzkogel finden sich um 75 m mächtige, dickbankige bis massige Kalke mit einer Conodontenfauna der *varcus*-Zone (oberes Givetium) und einer mikrofaziellen bzw. Conodontencharakteristik (*Polygnathus/Icroidus*-Verhältnis) eines höher energetischen, offen marinen Plattformbereiches (Platzkogel-SbFm., EBNER et al. 1979). Südöstlich von St. Pankrazen sind darin geringmächtige basische Tuffe eingeschaltet. Am Platzkogel wird die Platzkogel-SbFm. von einer um 50 m mächtig werdenden Wechselagerung grauer, teils rötlichgrauer, Conodonten-führender und in ihrer Mikrofazies der Platzkogel-SbFm. entsprechenden Kalken und Tonschiefern des Frasniums überlagert (Platzl-SbFm., EBNER et al. 1979, EBNER 1998).

Im Zeitraum des obersten Givetiums bis zum tiefen Frasnium wird die Flachwasserentwicklung der Rannach-Gruppe heterochron von einer bis ins Namurium A anhaltenden Entwicklung unterschiedlich gefärbter (grau, violett, rötlichbraun, gelblichbraun, schwarz) mikritischer Cephalopoden-führender Flaser-, Netz- und Bankkalke abgelöst. Die Mächtigkeit dieser, mit Conodonten ausgezeichnet gliederbaren zur Forstkogel-Gruppe vereinigten pelagischen Abfolge kann bis 100 m betragen. In östlichen Bereichen der Rannach-Gruppe und um die Ruppbauernhöhe (SE Voitsberg) findet sich innerhalb dieser pelagischen Entwicklung eine durch Erosion und Verkarstung verursachte Schichtlücke mit einem maximalen stratigraphischen Umfang vom Oberdevon II/III bis ins tiefe Viséium (KODSI 1967, EBNER 1978, 1980a, b, 1985).

In der Literatur wurde für Teilbereiche dieser Cephalopodenkalk-Entwicklung eine Vielzahl von Benennungen verwendet. Heute werden in dieser Entwicklung folgende Formationen unterschieden (vgl. FLÜGEL 2000):

Steinberg-Fm.: oberstes Givetium bis Famennium; bis 70 m mächtig; lokal wird im obersten Givetium an der Basis die Höllererkogel-Subfm. (EBNER et al. 1979) abgetrennt. Sanzenkogel-Fm. (NÖSSING 1974a, b, 1975) in der im obersten Tournaisium am Steinberg W von Graz die Trolp-Bank (Schiefer, Lydite, Phosphorite) EBNER, 1998) und im Bereich des Murtales im tieferen Viséium die Hart-Bank (Lydite; FLÜGEL 2000) eingeschaltet ist.

Innerhalb dieser Formationen konnten alle bekannten Conodontenzonen von der *varcus*-Zone des obersten Givetiums bis in die *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone des Namurium A nachgewiesen werden (FLÜGEL & ZIEGLER 1957, NÖSSING 1975, EBNER 1977a, SURENIAN 1978, BUCHROITHNER et al. 1979, BOSIC 1998, 1999).

Die Höllererkogel-SbFm. wird maximal 20-30 m mächtig, besteht aus feinplattigen, gelblichbraunen mikritischen flaserigen Kalken und führt neben Conodonten, Styliolinen bereichsweise auch reichlich Goniatiten (= Goniatiten-Bank; HERITSCH 1927). Lückenlose oberdevonische Schichtfolgen der Steinberg-Fm. treten in aufrechten und inversen Abfolgen im Bereich Steinberg/Forstkogel W Graz (SURENIAN 1978, BUCHROITHNER et al. 1978, EBNER 1980a) und am

Eichkogel bei Rein (NÖSSING 1975, NÖSSING et al. 1977) auf. Östlich davon (Kalvarienbergzug W Gratwein, Plabutsch/Buchkogel-Zug, Rannach, Tobelbad) fehlt das höhere Oberdevon, wobei die Lücke im Kalvarienbergzug und bei Gratwein/Au im Oberdevon VI (mittlere *costatus*-Zone) einsetzt und im Plabutsch/Buchkogel-Zug und auf der Rannach bis ins Oberdevon II hinabreichen kann. Auch im äußersten Westen der Rannach-Gruppe fehlt auf der Ruppbauernhöhe bei Stallhofen ebenfalls das höhere Oberdevon (EBNER 1985).

Räumlich mit der lückenlosen Entwicklung der Steinberg-Fm. zusammenfallend findet sich die nur 220 cm mächtige untere Sanzenkogel-Fm. (Tournaisium; *Siphondella sulcata*-

bis *Scaliognathus anchoralis*-Zone) W Graz am Sanzen- und Forstkogel sowie am Eichkogel bei Rein (NÖSSING 1974a, b, 1975). Im Bereich des Murtales setzt das Karbon mit der oberen Sanzenkogel-Fm. innerhalb des obersten Tournaisiums (*Scaliognathus anchoralis*-Zone) bis tiefen Viséium ein (Abb. 7; EBNER 1978). Das lückenlose Devon/Karbon-Grenzprofil im Steinbruch Trolp am Sanzenkogel, in dem auch die Trolp-Bank am besten aufgeschlossen ist, wurde lange Zeit auch als möglicher internationaler Devon/Karbon-Grenzstratotypus diskutiert. Die relative Armut an Makrofossilien und das Fehlen von Siphonodellen in einem Bereich von 45 cm zwischen dem Auftreten von *Siphondella praesulcata* (höchstes Oberdevon) und *Siphondella*

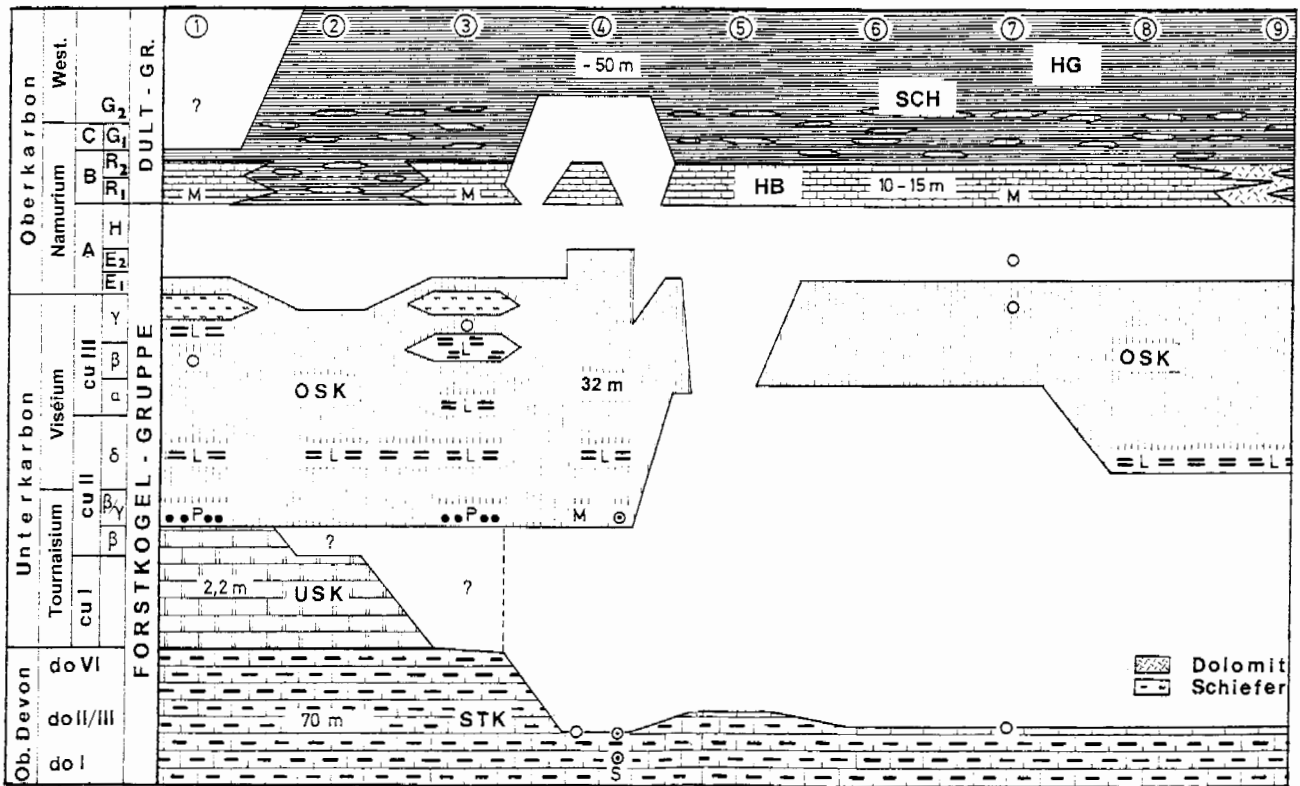


Abb. 7: Das Karbon in der Rannach-Gruppe des Grazer Paläozoikums (nach EBNER 1978). Erklärungen der Abkürzungen: Profile: 1 Steinberg, 2 Eichkogel, 3 Gratwein/Au, 4 Hartbauer, 5 NNE Kloster Dult, 6 Schraußberg, 7 Hahngraben, 8 Hahngraben Pkt. 519, 9 Höchkogel.

Forstkogel-Gruppe: STK: Steinberg-Fm., USK Untere Sanzenkogel-Fm., OSK Obere Sanzenkogel-Fm., P Phosphorite der Trolp-Bank, L Lydite (die untersten sind die Hart-Bank).

Dult- Gruppe: Höchkogel-Fm.: HB Hartbauer-SbFm., SCH Schrausbauer-SbFm.; HG Hahngraben-Fm.

M Conodontenmischfauna (Zeitpunkt der Bildung)

O Komponenten der Mischfauna

S Spaltenfüllung

Kreise mit Punkt: Komponenten der Spaltenfüllung

Fig. 7: The Carboniferous of the Rannach-Group in the Paleozoic of Graz (after EBNER 1978). Abbreviations:

Sections: 1 Steinberg, 2 Eichkogel, 3 Gratwein/Au, 4 Hartbauer, 5 NNE Dult Monastery, 6 Schraußberg, 7 Hahngraben, 8 Hahngraben Pkt. 519, 9 Höchkogel.

Forstkogel-Group: STK: Steinberg-Fm., USK Lower Sanzenkogel-Fm., OSK Obere Sanzenkogel-Fm., p phosphorites of Trolp-Bed, L lydites (the lowest are the Hart-Bed).

Dult- Group: Höchkogel-Fm.: HB Hartbauer-Mb., SCH Schrausbauer-Mb.; HG Hahngraben-Fm.

M condont mixed fauna

S fissure filling

Circle with a point in the centre: components of fissure filling

sulcata (tiefstes Karbon) waren letztlich der Grund, anderen Profilen den Vorzug zu geben (EBNER 1979, SANDBERG et al. 1983, ZIEGLER & SANDBERG 1984).

Für das Grazer Karbon (Abb. 7) zeigt sich somit, dass beide für das karbone Prä-Fischstadium des alpin-mediterranen Raumes typischen Entwicklungen (lückenlose Flaserkalkabfolgen mit Schiefer-Lydit-(Phosphorit)-Einschaltungen und lückenhafte Oberdevon/Unterkarbon-Entwicklungen) räumlich eng zueinander auftreten (EBNER 1990, 1991a,b, 1992). Sinifikt sind auch die im Devon/Karbon-Grenzbereich auftretenden Conodonten-Mischfaunen, die Auskunft über die Ursachen der Schichtlücken geben (EBNER 1978, EBNER et al. 1980a, EBNER 1989). Die Grazer Mischfaunen sind folgend charakterisiert:

Zeitumfang der Devonkomponenten: Stratigraphische Position der Mischfauna bis Top der Steinberg-Fm. im Profil.
Alter der Karbonkomponenten: Einsatz der oberen Sanzenkogel-Fm.

Fehlende Komponenten: Top der Steinberg-Fm. des unter-

suchten Profils bis Einsatz der oberen Sanzenkogel-Fm.

Die Mischfaunen sind an folgende Positionen gebunden:

- a) In einer Mächtigkeit von wenigen cm, gebunden an rötlich-braune, kalkige Mikrobrekzien (reich an Crinoiden und ?Umbellinaceen) direkt an der Basis des transgredierenden Karbons („Transgressions-sediment“).
- b) In nester- und schlauchförmigen Füllungen im Devon, die im Profil bis zu 20 m unter das Niveau der Devon-Karbondgrenze hinabreichen. Lithologisch sind diese Bereiche wie das unter a) genannte „Transgressions-sediment“ oder als gelbliche, rauchwackenähnliche Karbonatgesteine ausgebildet. Daneben finden sich im Devon auch Nester mikritischer Kalke mit „reinen“ Karbonfaunen, die altersmäßig dem Einsatz des Karbons in diesem Profil entsprechen.

Diese Beobachtungen sind die Basis, die Schichtlücken auf Trockenfallen und Karstspaltenfüllung zurückzuführen. Das Fehlen siliziklastischer Komponenten und offensichtlicher Lithologien eines Gezeitenbereiches lässt an landferne

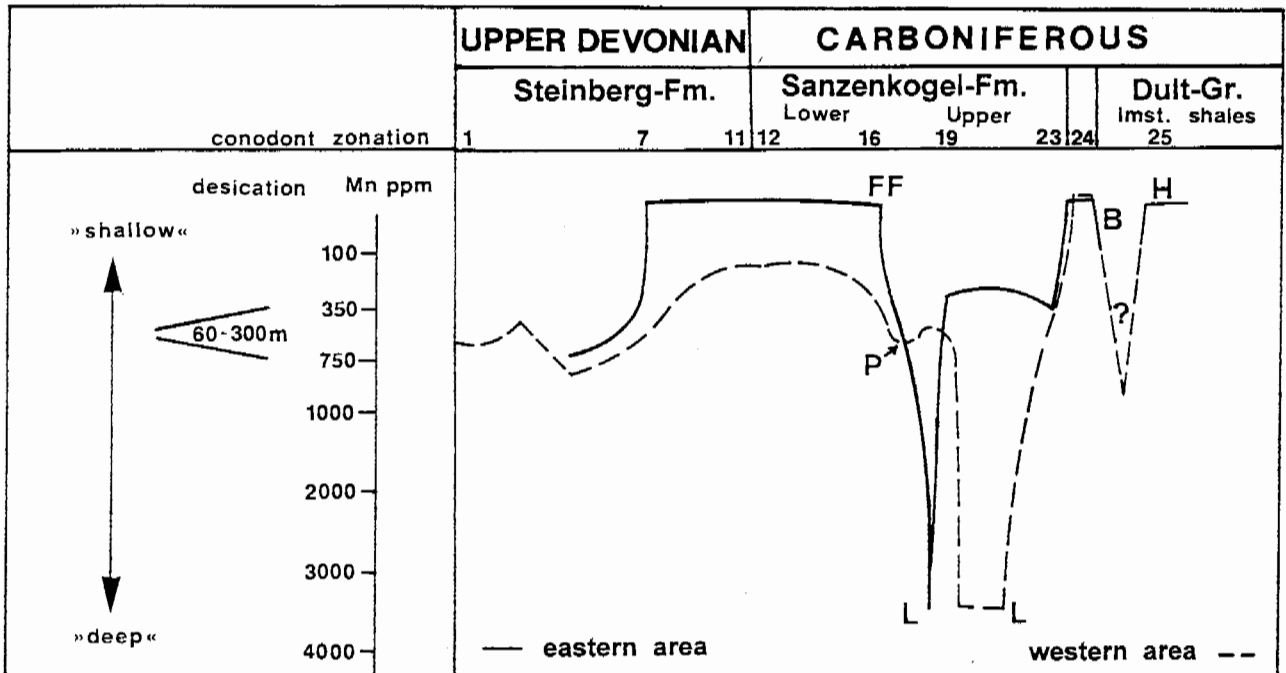


Abb. 8: Paläobathymetrische Pfade im Oberdevon und Karbon des „Ost-“, und „West“-Bereiches des Grazer Paläozoikums abgeleitet aus den Mn-Werten (EBNER & PROCHASKA 1989). Die sich kreuzenden Pfade im Karbon werden als Ausdruck synsedimentärer Tektonik gewertet.

FF: „Fissure fillings“ (Spaltenfüllungen mit Conodontenmischfaunen)

P: Phosphoritknollen (Trolp-Bank)

L: Lydite

B: Mikro-Kalkbrekzien mit Conodontenmischfaunen des oberen Viséium, Namurium A und B

H: Hämatit Krusten und Taschen

Fig. 8: Paleobathymetric paths based on Mn-contents in Late Devonian and Carboniferous limestones in the „eastern“ and „western“ areas of the Graz Paleozoic. The crossing of the paths may be interpreted as the result of synsedimentary tectonic (EBNER & PROCHASKA 1989).

FF: Fissure fillings with conodont mixed faunas

P: Phosphoritic nodules (Trolp-Bed)

L: Lydite

B: Micro-limestone breccias with conodont mixed faunas of Late Viséan, Namurian A and B age.

H: Hematitic crusts and pockets

Schelfbereiche denken, die durch synsedimentäre Tektonik und/oder Meeresspiegelschwankungen trocken fielen und im obersten Tournaisium/tiefsten Viséium durch rasche Absenkung wieder eine \pm annähernd bathymetrische Position wie vor der Trockenlegung erreichten. Die heute westlichen Bereiche (Sanzenkogel, Frostkogel, Eichkogel) verblieben dabei immer im pelagischen Sedimentationsbereich. Mit dem Zeitpunkt der Karbontransgression im „Osten“ setzt eine Vertiefung des Ablagerungsraumes ein, die im Bereich der lückenlosen Schichtentwicklungen zur Ausbildung von Tonschiefern, Lyditen und Phosphorit-Knollen (Troip-Bank) führte. Ihre Entstehung dürfte mit Upwelling-Zonen am Schelfrand in Verbindung zu bringen sein.

Von den bei NÖSSING (1974a), BUCHROITHNER et al. (1979) und EBNER & PROCHASKA (1989) ausgewiesenen geochemischen Parametern wurde mit dem Mn-Gehalt versucht, die bathymetrische Entwicklung zu durchleuchten (zur Problematik der bathymetrischen Interpretation des Mn-Gehaltes in Karbonaten siehe EBNER & PROCHASKA 1989). Unter Anerkennung eines steigenden Mn-Gehaltes als Hinweis für eine Vertiefung des Ablagerungsraumes und „Eichwerten“ von 400–1750 ppm für paläozoische Cephalopodenkalke (BUGGISCH 1972, LÜTKE 1976) und bathymetrische Angaben von 60–300 m für die Bildung der Cephalopoden- und Phosphorit-führenden Kalke des Grazer Paläozoikums (NÖSSING 1974a) zeigen die in Abb. 8 dargestellten Mn-Kurven für die heute westlichen und östlichen Bereiche der Rannach-Gruppe zeitweilig unterschiedliche paläobathymetrische Pfade:

1. Im Devon liegen die „westlichen“ Bereiche auch vor dem Trockenfallen tiefer als die „östlichen“. Sie zeigen zum Bereich der Devon/Karbon-Grenze hin einen Verflachungstrend.
2. Mit dem Einsetzen der Transgression im obersten Tournaisium findet eine rapide Absenkung statt, wobei im „Osten“ wie auch im „Westen“ die relativ tiefste Position mit der Ablagerung der Lydite erreicht wird.
3. Zwischen dem tieferen Namurium A (*Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone) und dem Namurium B (*Idiognathoides*-Fauna) liegt eine abermalige Emersionsphase.
4. Das Kreuzen der paläobathymetrischen Pfade nach dem Phosphorit-Event deutet auf regional unterschiedliche synsedimentäre Bruchtektonik, die den zuvor höher liegenden „östlichen“ Block in tiefere Bereiche als den „Westblock“ absenkte.

Ähnliche Verhältnisse finden sich auch in der Lantsch-Gruppe (FLÜGEL 2000) der Hochlantsch-Decke. Hier wird die bis 800 m mächtige, massige bis grobgebankte Backreef-Entwicklung der Hochlantsch-Fm. (Givetium bis Frasnium) im Hangenden ebenfalls durch ein Erosionsrelief begrenzt. Darüber folgt die um 100 m mächtige pelagische Mixnitz-Gruppe. Diese setzt mit wenige cm- bis dm-mächtigen, rotbraunen Kalk- und Dolomitbrekzien (Nadelspitz-Bank, FLÜGEL 2000) mit Conodontenmischfaunen des Oberdevon II/III und oberen Tournaisium ein (ZIER 1981, 1983, GOLLNER & ZIER 1985). Das Auftreten von Komponenten mit verheilten Klüften deutet hier auf eine sprödetektonische Deformationsphase vor dem Zeitpunkt der Unterkarbon-Transgression der *Scaliognathus anchoralis*-Zone (oberstes

Tournaisium). Die darüber folgende um 100 m mächtige Bärenschütz-Fm. ist unterschiedlich zu den Kalken der Sanzenkogel-Fm. der Rannach-Gruppe in Form gebankter, Hornsteinknollen-führender, roter, gelbbrauner bis grauer Cephalopodenkalke mit Einschaltung weniger dm-mächtiger roter Hornsteinlagen ausgebildet. Diese pelagische Abfolge reicht ohne stratigraphische Lücke bis ins Namurium B (ZIER 1981, 1983).

Im Bereich St. Pankrazen–Platzkogel sind im Niveau der Platzkogel- und Gaisbergsattel-SbFm. rötlich-violette, kalkige Spaltenfüllungen unbekanntes Alters weit verbreitet (EBNER et al. 1979, SOMERS 1992). Aufgrund der im gesamten ost- und südalpinen Paläozoikum im Devon/Karbon Grenzbereich auftretenden, auf Verkarstung rückgeführten und bis ins mittlere Devon infiltrierte Spaltenfüllungen (EBNER 1978, EBNER et al. 1980a, b, EBNER et al. 1991, EBNER 1991a, b) kann auch für diese Spaltenfüllungen ähnliches Alter und eine idente Genese diskutiert werden. Paläomagnetische Untersuchungen der Spaltenfüllungen und ihres Umgebungsgesteins weisen ohne Differenzierung lediglich auf den Zeitraum Devon-Karbon und eine primäre Position von 10° südlicher Breite (SOMERS 1992). Gemeinsam mit Paläobreitenangaben aus der Admonter-SbFm. (FENNINGER et al. 1997) und der Faunencharakteristik der Barrandeikalke (HUBMANN 1992a) weist dies auf eine primäre Position des Grazer Paläozoikums am Nordrand Gondwanas. Dies deckt sich gut mit den Vorstellungen über das Norische Terrane, dem das gesamte klassische ost- und südalpine Paläozoikum angehörte (FRISCH & NEUBAUER 1989, NEUBAUER et al. 1998).

Den Abschluß der Schichtfolge bildet die Dult-Gruppe (EBNER 1978, FLÜGEL 2000), die nach einer die *Homoceras*-Stufe des Namurium A umfassenden Erosionslücke bei konkordanter Lagerung im Namurium B einsetzt und möglicherweise bis in den Zeitraum Westfalium A andauert (EBNER 1976, 1977a, b, 1978). Sie gliedert sich in die karbonatisch dominierte Höchkogel-Fm. mit der Hartbauer- (Namurium B) und der Schrausbauer-SbFm. (Namurium B, C bis ?Westfalium A) und die abschließende, karbonatfreie und keine datierbaren Fossilien führende Hahngraben-Fm. (ca. 50 m mächtige schwärzliche Tonschiefer, vereinzelt Silt- und Sandsteine mit Pflanzenhäcksel). Die beiden erstgenannten Subformationen werden durch *Declinognathodus/Idiognathoides*-Conodontenfaunen datiert, wobei das Auftreten von *Declinognathodus noduliferus* und *Gnathodus glaber* für das Abtrennen einer unteren, das Namurium B umfassenden, *Declinognathodus/Idiognathoides*-Fauna verantwortlich ist (EBNER 1977, 1980a).

Über der Erosionsfläche an der Basis der Hartbauer-SbFm., deren dunkelgau bis schwarz gefärbten, dickgebankte Kalke maximal 20 m mächtig werden, treten feinkörnige Kalke und Brekzienlagen mit Conodonten-Mischfaunen mit Faunenelementen aus dem Namurium B und der oberen Sanzenkogel-Fm. (Viséium-Namurium A) auf. In einem Fall (am Ausgang des Dultgrabens) greift dieses Niveau unter gänzlicher Erosion der Sanzenkogel-Fm. bis auf das Oberdevon V (*velifer*-Zone) der Steinberg-Fm. hinab. Hier finden sich dann auch Oberdevon/Namurium B-Conodontenmischfaunen (EBNER 1978, 1980a). Die Hartbauer-SbFm. verzahnt sich mit der Schrausbauer-SbFm. bzw. wird durch diese überlagert. Letztere besteht

aus Kalkschiefern, Tonschiefern und Lagen schwarzer Kalke (teilweise mit Birdseye-Strukturen, die ursprünglich als *Cladochonus* beschrieben wurden; HERITSCH 1930). Die Verzahnung der Hartbauer-SbFm. mit der Schrausbauer-SbFm. dokumentiert sich durch Einlagerung von Schiefern in der Hartbauer-SbFm. (Ausgang Hofgraben) und Wechselagerungen von Kalk/Dolomit, Dolomit-Schieferbrekzien und Schiefern am Höchkogel. Das örtliche Fehlen der Schrausbauer-SbFm. wird durch eine weitere Erosionsphase vor dem Einsatz der Schiefer der Hahngraben-Fm. erklärt. Im Hartbauer-Profil (SE Gratkorn) dokumentiert sich diese Erosionsphase in Hämatitlagen und mit Hämatit gefüllten Taschen an der Grenze Hartbauer-SbFm./Hahngraben-Fm. (EBNER 1978).

Interessante Befunde zur Entwicklung der Dult-Gruppe stammen aus Blöcken (Taf. 3), die nördlich des Autobahntunnels Gratkorn-Nord am Ausgang des Hofgrabens durch einen Hangrutsch freigelegt wurden (EBNER 1998):

- Brekzienlagen mit Kalkkomponenten der Sanzenkogel-Fm. (mit Conodonten des Viséiums) und schwarzen Lyditklasten Abb. Taf. 3, Fig. 1)
- Olisthostrom-Lagen bestehend aus Komponenten mikritischer Kalke vom Typus der Sanzenkogel-Fm. (max. Ø 15 cm) in einer graugrünen Schiefermatrix (Taf. 3, Fig. 2).
- Eine 5 cm mächtige, feinkörnige gradierte allodapische Kalklage (an der Sohlfläche Andeutung von Sohlmarken über grünlich grauen Schiefern) (Taf. 3, Fig. 3).
- Einschaltungen cm-mächtiger Schieferlagen in dunkelgrauen Kalken.

Im Autobahntunnel Gratkorn-Nord waren im N schwarzgraue, plattige Kalke mit Zwischenlagerung von 10-20 cm mächtiger Schiefer aufgeschlossen. Südlich folgten dichte Tonschiefer mit Einschaltungen von Kalk- und Schieferlagen (NOWY 1980).

Die Tunnel-Situation repräsentiert die Verzahnung zwischen Hartbauer- und Schrausbauer-SbFm. Die Existenz der Olistostrome, Kalk-/Lyditbrekzien und allodapischer Kalke am Hofgraben-Ausgang deutet auf eine Eintiefung des Ablagerungsraumes nach einer vorhergehenden Trockenlegungs- und Aufarbeitungsphase. Dieser Trend fügt sich gut in das überregionale paläogeographische Bild, in dem der ostalpine Ablagerungsraum am Ende des variszischen Sedimentationszyklus eine Position am Schelfrand einnahm, der sich nach S zum südalpinen Flyschtrogl absenkte (NEUBAUER & HERZOG 1985, EBNER 1992, EBNER et al. 1991, 1998). Vom Beginn einer Flyschentwicklung, die im gesamten alpin-mediterranen Bereich weitverbreitet bereits im Viséium einsetzt (EBNER 1991c), für Teile der Dult-Gruppe zu sprechen, wäre sicherlich übertrieben. FLÜGEL (2000) sieht in der Hahngraben-Fm. ein mögliches Äquivalent der in der Bohrung Radochen 1 (NE Mureck) über 750 m mächtig werdenden Schiefer der Radochen-Fm. (FLÜGEL 1988).

4. Schichtfolge und Tektonik der Schöckel-Decke

Im zentralen Teil des Grazer Paläozoikums (Guggenbach-Peggau-Semriach-Passail) baut sich die basale Deckengruppe (Schöckel-Decke), die einen komplizierten im Detail derzeit noch kaum auflösbaren Überfaltungsbaustil besitzt, aus Gesteinsabfolgen auf, die nach FLÜGEL (2000) der Peggau- und Passail-Gruppe angehören. Ihre biostratigraphische Auflösung und chronostratigraphische Zuordnung wird durch die grünschieferfazielle metamorphe Überprägung (HASENHÜTTL 1995) und Fossilarmut erschwert. Das dominante Gestein der Passail-Gruppe ist die einige hundert Meter mächtige, ?vordevonische Semriach-Fm. (Serizitphyllite mit Lagen von Chloritschiefern). Markante Einschaltungen sind die altersmäßig ebenfalls nicht näher definierte, einige Zehnermeter mächtige Hundsberg-SbFm. (Bereich S Passail) und nur einige Meter mächtigen Marmor-einschaltungen (Rötschgraben-Bank; Marmor), die eventuell auch tektonisch eingeschaltet sind (FLÜGEL 2000). Südlich Passail/Fladnitz überlagert die Passail-Gruppe tektonisch Grungesteine der Taschen-Fm., die hier in einer inversen Abfolge über der Schönberg-Fm. liegt. N Plenzengreith wird die Passail-Gruppe vom mittelostalpinen Radegunder Kristallin unterlagert, im Westen wird die Passail-Gruppe durch den Leber-Bruch (von Süd nach Nord) gegen Gesteinsentwicklungen der Rannach-Decke, die invers gelagerte Taschen-Fm. und Schönberg-Fm. („Obere Schiefer“) der Taschen sowie die Schöckel-Fm. des Tannebenstockes begrenzt (FLÜGEL 2000).

In der Peggau-Gruppe liegt lithologisch eine basale vulkanogene (Taschen-Fm.), mittlere z. T. euxinisch beeinflusste (Schönberg-Fm.) und hangende karbonatisch dominierte Entwicklung (Raasberg-Fm., Schöckel-Fm.) vor. Charakteristisch für exhaltiv vulkanogen beeinflusste Anteile der Schönberg-Fm. sind Sedex Pb/Zn-Barytvererzungen (Pb-Zn-Baryt Bezirk Grazer Paläozoikum; WEBER 1997a, b) mit Schwerpunkten in den Bereichen Peggau-Rabenstein-Guggenbach und Burgstall-Arzberg-Haufenreith.

Die im liegenden der Peggau-Gruppe vermutlich mehrere 100 m mächtigen basischen Metavulkanite (Grünschiefer, Fleckengrünschiefer, Metabasalte, z. T. mit Einschaltungen und Wechselagerungen von dunkelgrauen Pylliten) werden zur Taschen-Fm. vereint (FLÜGEL 2000). Ihre Position zur Schönberg-Fm. wie auch der Passailer-Gruppe wird von den jeweiligen Überlegungen zum Internbau des Grazer Paläozoikums und den primären paläogeographischen Positionen der diese Einheiten aufbauenden Gesteinsabfolgen stark bestimmt (vgl. EBNER & WEBER 1978, FLÜGEL 2000).

Die mittlere euxinisch und vulkanogen beeinflusste und durch Schwarzschiefer und karbonatische Gesteine dominierte Schichtentwicklung (Schönberg-Fm.) des ?Lochkoviums bis ?Eifeliums erreicht Mächtigkeiten um 300 m. Lokal unterscheidet FLÜGEL (2000) in der Schönberg-Fm. einige Subformationen, darunter die:

- Rauchenberg-SbFm.: Baut sich in einer Mächtigkeit von einigen 100 m aus Chloritschiefern, Serizitschiefern und karbonatischen Schwarzschiefern auf, an die in mehreren Niveaus die Blei-Zink-Barytvererzungen gebunden sind. Zwischen dem Murtal und Übelbachtal

schaltet sich eine markante 10 m mächtige Crinoidenkalkrippe ein, aus der nicht näher einstuftbare Conodontenfaunen des Lochkoviums stammen (TSCHLAUT 1995).

- Kreuzwirt-SbFm: Am nördlichen Ausgang der Weizklamm finden sich mit Schwarzschiefern wechselnd dunkelgrau/schwarze, tabulate Korallen („Striatoporen“) führende Kalke und Dolomite, die möglicherweise stratigraphisch bis in das Unterdevon bzw. auch tiefere Mitteldevon reichen (= Striatoporenkalk FLÜGEL & MAURIN 1952).

Hangend der Schönberg-Fm. folgt, landschaftlich markante Wände (Peggauer Wand, Weizklamm, Gösserwände in der Raabklamm) bildend, die primär um 200 m mächtige Schöckel-Fm. („Schöckelkalk“) in Form oft blaugrau-weiß gebänderter, gut gebankter Kalk- und seltener Dolomitmarmore. Ihre Metamorphoseprägung liegt im Bereich der unteren Grünschiefer-Fazies, altersmäßig werden sie ? als Bildungen des Givetium betrachtet (FLÜGEL 2000).

Die Interntektonik der Schöckel-Decke wird im zentralen Teil des Grazer Paläozoikums durch eine intensive auf CLAR (1935), BOIGK (1951) und zuletzt von FLÜGEL & NEUBAUER (1984: Abb. 13) dargestellte Überfaltungstektonik bestimmt. Dadurch werden die Schöckelkalke in aufrechten, der stratigraphischen Abfolge entsprechenden Profilen von der Schönberg- und Taschenschiefer-Fm. unterlagert („Untere Schiefer“), während sie im invers gelagerten Schenkel von diesen Schiefer-/Phyllit-Abfolgen überlagert werden („Obere Schiefer“).

Am Ost- und Westrand des Grazer Paläozoikums lagern gering metamorphe ?höchst unter- bis tief mitteldevonische gelbe Kalke, Dolomite und Serizitquarzite (Raasberg-Fm.) in einem Reibungsteppich zwischen der Schöckel-Fm. im Hangenden und dem mittelostalpinen Kristallin im Liegenden. Im Bereich des Murtales treten in einer tektonisch inversen Abfolge liegend der Schönberg-Fm. und hangend der Schöckel-Fm. bis zu 250 m mächtige Karbonatquarzite auf, die als Lammkogel-SbFm. der Raasberg-Fm. zugeordnet werden (FLÜGEL 2000).

Im Grenzbereich des Grazer Paläozoikums zum ostalpinen Kristallin wurde in der Raasberg-Fm. zeitweise Zentralalpines Mesozoikum gesehen (z. B. MAURIN & FLÜGEL 1958). Heute erscheint dafür jedoch, wie schon von CLAR (1935) gefordert, ein devonisches Alter und eine primäre Position im Verband der Peggau-Gruppe als wahrscheinlich (FLÜGEL & NEUBAUER 1984, FLÜGEL 2000).

4.1. Der Blei-Zink-Baryt Bezirk Grazer Paläozoikum

Die Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums sind nach WEBER (1990, 1997) an vulkanogen und euxinisch beeinflusste obersilurisch-unterdevonische Beckenanteile der Peggau-Gruppe in der Schöckel-Decke gebunden. Andere Faziesbereiche, wie z. B. die flachmarine Rannach- und Hochlantsch-Gruppe oder die „Kalkschiefer-Folgen“ führen keine vergleichbaren Vererzungen. Die Vererzungen sind sowohl westlich der Mur (Reviere Guggenbach, Arzwaldgraben, Rabenstein), als auch östlich der Mur (Reviere

Haufenreith-Arzberg, Kaltenberg-Burgstall, Schrems-Rechberg, Peggau-Taschen) entwickelt. Aufgrund der gemeinsamen Entstehung dieser Vererzungen, ihres gleichartigen geologisch-tektonischen Rahmens, sowie ihrer charakteristischen Faziesbindung wurden sie zu einem „Blei-Zink-Barytbezirk Grazer Paläozoikum“ zusammengefasst (WEBER, ed. 1997a, b).

Die Vererzungen liegen in grünschieferfaziell metamorph überprägten Gesteinen der Schönberg-Fm. über Chlorit-schiefern (Tuffe, Tuffite, Metabasalte) der Taschen-Fm. Die erzführenden Einheiten setzen sich über den Chlorit-schiefern aus Serizitschiefern, Karbonatschiefern, Kalkmarmoren und Schwarzschiefern zusammen. Innerhalb dieser Gesteinsabfolge sind mehrere Vererzungshorizonte entwickelt. In den Lagerstätten westlich der Mur (Guggenbach, Arzwaldgraben, Rabenstein) sind mindestens drei Lagervererzungen bekannt geworden. Östlich der Mur (Haufenreith, Arzberg) sind zwei Vererzungshorizonte nachweisbar. Zur Klärung der geotektonischen Stellung der Grüngesteine des Grazer Paläozoikums wurden ihre stabilen Spurenelemente (Ti, Nb, Sr, Y und Zr) untersucht. Danach handelt es sich ausnahmslos um alkalibasaltische Intraplatten-Vulkanite, die im Bereich tiefgreifender Störungen aus dem Mantelbereich in die obere Erdkruste aufstiegen. Diese vulkanische Tätigkeit ist auf Riftingprozesse zurückzuführen, die zeitlich mit der Eintiefung der Beckenfazies zusammenfällt, die als einziger Faziesraum des Grazer Paläozoikums die Blei-Zinkvererzungen führt. Diese Ergebnisse bestätigen ältere Untersuchungen von KOLMER (1978). Für den Ablagerungsbereich der Schönberg-Fm. sind in den Schwarzschiefern aufgrund der Beziehungen zwischen organisch gebundenem C und pyritisch gebundenem S unterschiedliche euxinische Verhältnisse anzunehmen, die durch ein Produktivitätsmodell erklärt werden, das durch die Bioproduktivität in der Wassersäule kontrolliert wird. Eine Verstärkung des detritären Eintrages führt dabei zu einer Nährstoffkonzentration in der Wassersäule. Dadurch erhöht sich die organische Primärproduktion bei einer Erniedrigung des O-Gehaltes in der darunterliegenden Wassersäule. Durch die Ausdehnung der anoxischen Zone steigert sich der absolute H₂S-Gehalt über der Sediment-Wasser-Grenzfläche. Episodische vulkanische Exhalationen führen in den abgeschlossenen Beckenbereichen zu den Pb/Zn-Vererzungen (RANTITSCH et al. 1998).

Die Vererzungen entstanden somit submarin sedimentär durch hydrothermale Aktivität über einem stark gegliederten submarinen Relief. Während sich beckenwärts durch die Sauerstoffarmut des Meerwassers zufolge der Abschnürung der submarinen Eintiefungen lediglich Sulfide bilden konnten, war in den randlichen, sauerstoffreicheren Bereichen die Bildung von Sulfaten (Baryt) möglich. Die Metallzufuhr erfolgte an der Wende vom Silur zum Devon als Folge von Riftingprozessen in Verbindung mit einem alkalibasaltischen Vulkanismus.

Die Vererzungen liegen schichtparallel in wannenartigen Vertiefungen des einstigen submarinen Reliefs. Sie sind somit stratiform und faziesgebunden. Bruchstücke von Crinoiden in Eisenkarbonaten, die die Vererzung begleiten, sind ein untrüglicher Hinweis für die sedimentäre Entstehung dieser Lagerstätten. Die Mächtigkeit der Vererzungen ist stark unterschiedlich und schwankt von wenigen

	Fe	Mn	Co	Ag	Cd	Hg	Ga	In	Tl	Ge	Sn	As	Sb
1)	≤10%	≤5%	≤0,1%	≤500	≤5000	≤1000	≤5	≤5	≤3	≤100	≤100	1000	≤30
2)	10%	1000	500	30	700	100	100	50	—	30	—	60	—

sofern nicht angegeben in ppm; 1) Grazer Paläozoikum (n=16); 2) Arzberg-Haufenreith:

Tab. 2: Geochemische Charakteristik von Zinkblenden (SCHROLL 1997) in ppm; 1) Grazer Paläozoikum (andere Lokaltäten), 2) Arzberg-Haufenreith.

Tab. 2: Geochemical characterization of spalerites (SCHROLL 1977) in ppm; 1) Graz Paleozoic (other locations), 2) Arzberg-Haufenreith.

Ag	Cu	Sb	Bi
<650	n.b.	<0,1%	<10

Tab. 3: Geochemische Charakteristik von Bleiglanzen des Grazer Paläozoikums (n=8) (SCHROLL 1997).

Tab. 3: Geochemical characteristics of galenas of the Paleozoic of Graz.

Zentimetern bis zu mehreren Metern. „Feeder-zone“-Vererzungen sind bislang nicht bekannt geworden.

Die Erzparagenese setzt sich hauptsächlich aus silberhaltigem Bleiglanz, eisenhaltiger Zinkblende sowie Sr-armen Baryt zusammen. Ferner tritt Pyrit, der auch disseminiert im Nebengestein eingeschaltet sein kann, auf. Zur Mineralparagenese zählen untergeordnet auch Kupferkies und Eisenkarbonate. Weitere charakteristische Mineralkomponenten sind Magnetit mit Chromiteinschlüssen in jenen Chloritschiefern, die üblicherweise die Liegendvererzungen begleiten. Weitere Silberträger sind Fahlerze. Die Zinkblende führt als Spurenelemente Hg und Ga. Der Baryt ist stark verquarzt und daher technisch kaum nutzbar. Die barytführenden Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums sind in Zeit, Form und Inhalt mit den Typus-Lagerstätten Meggen (Sauerland) zu vergleichen.

Die Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen im Baryt erbrachte Homogenisierungstemperaturen von zwei-phasigen Primäreinschlüssen zwischen 195 °C und 250 °C, mit einem Maximum um 230 °C. Auslaugungs-Analysen von Flüssigkeitseinschlüssen ergaben, dass als mineralisierende Fluide Chlorit-Hydrogenkarbonatlösungen in Betracht zu ziehen sind (TUFAR 1965, 1972).

Die Schwefelisotopenwerte der Baryte entsprechen eindeutig dem devonischen Meerwassersulfat. Sie weisen $^{34}\text{S}(\text{CDT})$ Werte zwischen +23,3 und +27,8 ‰ (Durchschnitt 25,8 ‰) auf. Lediglich der (mobilisierte) Baryt von Affenthal/Weizbachtal zeigt einen höheren Wert von +29,8 ‰. Der Baryt von Guggenbach erbringt einen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Wert von 0,7079. Dies ist ebenfalls ein deutlicher Hinweis auf das unterdevonische Vererzungsalter und somit eine syngenetische Entstehung.

Positive Sulfidschwefelwerte in Verbindung mit negativen Werten aus distal zum Exhalationszentrum gebildetem Pyrit sind für submarine Metallzufuhr kennzeichnend. Vererzungen des Grazer Paläozoikums sind nach SCHROLL (1997) durch $^{34}\text{S}(\text{CDT})$ Werte zwischen +2,4 und +19,2 ‰ cha-

akterisiert.

Die Durchschnittsgehalte an Sr in Baryten des Grazer Paläozoikums liegen nach SCHROLL (1997) bei 1,5 %.

Das Blei-Isotopenalter der Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums ist um etwa 150 Ma zu alt. Von Bleiglanzen des Lagerstättenbereiches Arzberg-Haufenreith wurden die nachstehend angeführten Werte bestimmt (1: Raabstollen; 2: Haufenreith) KÖPPEL (1997):

	206/207	207/204	208/204	t2	μ2	W2
1	18.051	15.677	38.252	580	10.10	40.9
2	18.034	15.656	38.196	555	10.04	40.3

Tab. 4: Blei Isotopenwerte aus Bleiglanzen des Grazer Paläozoikums (KÖPPEL 1977).

Tab. 4: Lead isotope values from galenas of the Paleozoic of Graz (KÖPPEL 1977).

5. Exkursion

5.1. Stop 1 : Traföss

Lokalität: ÖK Blatt 134, Passail. Parkplatz an der Abzweigung von der Bundesstraße in die Breitenau (Abb. 9).

Nach Querung des Kern- und Speikkomplexes des mittelostalpinen Kristallins wird im Raum Mixnitz die Grenze des mittelostalpinen Kristallins zum oberostalpinen Grazer Paläozoikum erreicht. Vom Parkplatz aus Blick nach Osten auf die Überschiebung des oberostalpinen Grazer Paläozoikums (Kalkschiefer-Decken und wandbildende, massige, mittel- bis tief oberdevonische Kalke der Hochlantsch-Fm.; Hochlantsch-Decke) auf das mittelostalpine Kristallin. Das Kristallin und die Kalkschiefer-Decken bilden die nördlichen, tieferen und bewaldeten Geländeabschnitte).

Von Rothleiten bis Frohnleiten wird das Murtal von silurisch/unterdevonischen Gesteinen der mittleren Deckengruppe (Laufnitzdorf-Decke und Kalkschiefer-Decke) begleitet. Oberkretazische, rotgefärbte Kalkkonglomerate westlich der Straße bei Rothleiten gehören zur Gosauentwicklung von Gams/Bärenschützklamm, die tektonisch in einem sinistralen Scherkorridor zwischen dem mittelostalpinen Kristallin und dem Grazer Paläozoikum eingeklemmt sind. NNE von Frohnleiten Blick auf die „Frohn-

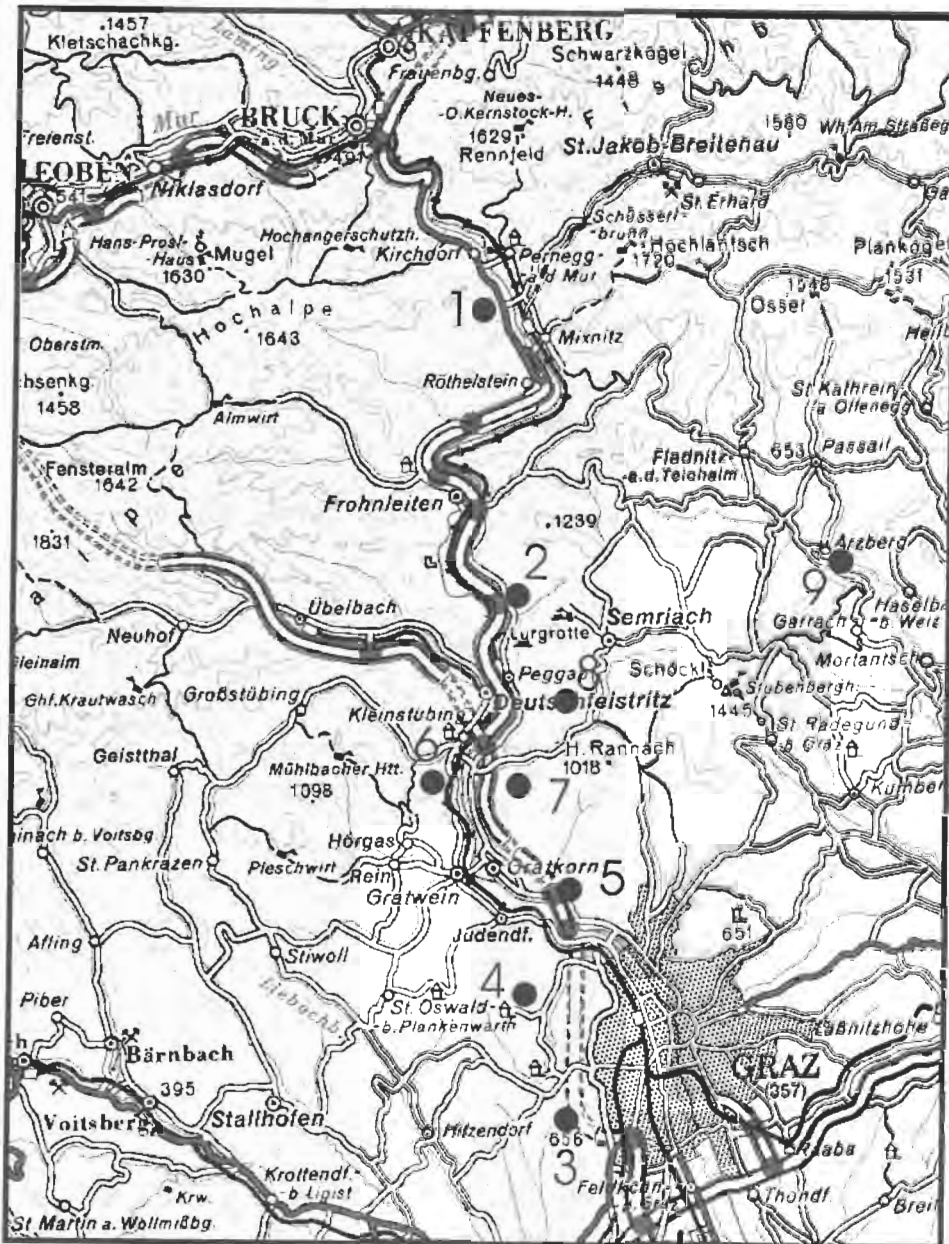


Abb. 9: Exkursionsroute

Fig. 9: Excursion route

leitner-Falte“ in unterdevonischen Gesteinen (Gschwend-SbFm.) der Kalkschiefer-Decke. Die zu beobachtende Großstruktur ist der steilstehende Schenkel in einem west- bis nordwestvergenten Faltenystem.

Von Frohnleiten bis Peggau quert das Murtal die Schöckel-Decke. In den bewaldeten Hängen bis N der Peggauer Enge liegen phyllitische Gesteine der obersilurisch/devonischen Schönberg-Fm. mit Sedex Pb/Zn-Baryt Vererzungen.

steinbrüchen und dazwischen liegendem Ausgang der Lurgotte) werden von Kalken der Schöckel-Fm. gebildet. Südlich von Peggau folgen bis Kleinstübing und Friesach in der Schöckel-Decke wiederum erzführende phyllitische Gesteine der Schönberg-Fm. Danach begleiten vornehmlich devonische Karbonatgesteine der Rannach-Decke das Murtal bis Graz. Vgl. Exkursionspunkte 3-6.

5.2. Stop 2: Nördlich Badl

Lokalität: ÖK Blatt 164, Graz. Alte Bundesstraße N des Badlgrabenausganges N der Peggauer Enge (Abb. 9).

Straßenaufschlüsse in gebankten, z. T. grau-weißen, gering metamorphen Bänderkalken der Schöckel-Fm. (?Givetium). Die Peggauer Enge und Peggauer Wände (mit zwei Groß-

5.3. Stop 3: Plabutsch-Fürstenstand

Lokalität: ÖK Blatt 164, Graz. Nahe Plabutsch-Gipfel, Zufahrt über Steinbergstraße/Wetzelsdorf

Historisches:

Mit der Eingemeindung von Gösting und Eggenberg im Jahre 1938 ist der Plabutsch mit 754 m Seehöhe die höchste Erhebung der Stadt Graz. Die Etymologie des Namens

“Plabutsch” ist nicht eindeutig geklärt: eine Deutungsmöglichkeit mit keltischer Wurzel “pla” in der Bedeutung von Eisenschmelze und die vagen Hinweise, dass tatsächlich Kelten am Ostfuß des Plabutsch nach Kupfer und Eisenerzen geschürft haben sollen, steht eine Ableitung des Namens vom slawischen “Blagota” gegenüber. Im 15. Jhd. findet sich die Bezeichnung “Grafenperg”, im 19. Jhd. allgemein “Bauernkogel”, später erst die Bezeichnungen “Blawutsch”, bzw. “Plawutsch”.

Bereits ROLLE (1856: 238) berichtet vom “Uebergangsgebirge des Plawutsch bei Gratz mit dem Gaisberg und dem Buchkogel”: *Versteinerungen sind an mehreren Stellen des Plawutsch-Gebirges zu finden und dann gewöhnlich in ziemlich grosser Menge der Exemplare, nicht immer freilich in befriedigendem Erhaltungszustand.[...] Das bekannteste und zugleich ergiebigste Vorkommen ist auf dem Gipfel des Plawutsch bei der sogenannten Fürstenwarte, wo man in einem dunkelgrauen, ziemlich festen Kalkstein viele Calamoporen, Cyathophyllen, Stromatoporen u.s.w. in Begleitung von Crinoiden-Stielen und einigen Zweischalern bald mehr bald minder deutlich ausgewittert findet.*

ROLLE bezieht sich damit auf das bereits etwa eineinhalb Jahrzehnte zuvor bekannte Fundgebiet, das von Franz UNGER, der seit 1835 Professor der Botanik und Zoologie am Grazer Joanneum und Paul Maria PARTSCH, “Custos am Hof-Mineraliencabinete in Wien” bearbeitet wurde. UNGER publizierte anlässlich der 21. Versammlung der deutschen Naturforscher und Ärzte im September 1843 eine Fossilliste von diesem Fundpunkt. Seine Auflistung von Korallen und einer Stromatopore (UNGER 1843: 74) mit den Formen *Gorgonia infundibuliformis* G., *Stromatopora concentrica* GOLDF., *Heliopora interstincta* BRONN (*Astraea porosa* GOLDF.), *Cyathophyllum explanatum* GOLDF., *Cyathophyllum turbinatum* GOLDF., *Cyathophyllum hexagonum* GOLDF., *Cyathophyllum caespitosum* GOLDF., *Calamopora polymorpha* a. var. *tuberosa* GOLDF., *Calamopora polymorpha* b. var. *ramoso-divaricata* GOLDF., *Calamopora spongites* a. var. *tuberosa* GOLDF. und *Calamopora spongites* b. var. *ramosa* GOLDF. sind heute nur noch von historischem Wert. Dennoch gebührt UNGER die verdienstliche Leistung außer der Vorlage der ersten systematisch-taxonomischen Auflistung paläozoischer Fossilien des Grazer Paläozoikums auch als erster Ablagerungen des Devonsystems in Österreich (vgl. FLÜGEL 1958) erkannt zu haben.

Wie in zahlreichen Publikationen erwähnt wird, enthalten die Gesteine der “Fürstenstand-Warte” in zahlreichen unterschiedlichen Schnittlagen beinahe das gesamte organische Repertoire der Barrandeikalke (vgl. Abb. 10).

5.4. Stop 4: Forstweg Attems (Frauenkogel-Südhang)

Lokalität: ÖK Blatt 164, Graz. NW von Graz, Unmittelbar

nach Abzweigung vom Göstingbach-Tal nach Thalwinkeln (Abb. 9).

Der Forstweg Attems schließt am Frauenkogel-Südhang hangende Bereiche der Flösserkogel-Formation, die vermutlich gesamte hier entwickelte Abfolge der Barrandeikalke-Entwicklung und die tiefsten Anteile der Gaisbersattel-Subformation auf (diese werden von quartären Staublehmen überlagert).

Der direkte Kontakt Flösserkogel-Formation/Barrandeikalke ist, wie im gesamten Plabutsch-Buchkogelgebiet tektonisch nachgezeichnet (BROSCH et al. 1984: 57). Es dürften aber hier kaum Anteile der Barrandeikalke Formation amputiert worden sein.

Über den Dolomitareniten der Flösserkogel-Formation folgt - derzeit nicht mehr aufgeschlossen - eine Wechsellagerung massiger, blaugrauer Kalke, Tonschiefer und Dolomitbänke, die von FENNINGER in FLÜGEL (1972) als fazieller Übergangsbereich in die Barrandeikalke interpretiert wurde.

Das Barrandeikalke-Profil beginnt mit einer Wechsellagerung von gelb-braunen fossilführenden Tonschiefern (“Chonetenschiefern”) mit gelblich-rötlichen, wellig im Liegenden und Hangenden begrenzten Eridostracenen-Ostracoden-Schillkalken. Die Fossilien sind teilweise silifiziert, wobei die Verkiegelung nur Eridostracenen und Ostracoden, nicht aber die Korallenklasten und Brachiopoden betrifft (vgl. HUBMANN 1993). Über dieser Wechselfolge schließen nach Zwischenschaltung einer biostromalen Lage von 50 x 25 x 20 cm großen autochthonen Favositenstöcken gut gebankte, dunkelblaue Echinodermatenschuttkalke an, die von Korallen-Stromatoporen-Brachiopoden-Schuttkalke abgelöst werden. Ab dem mittleren Hangendbereich (ab Banknummer 82), in dem autochthone Algenkalke (*Pseudolitanais graecensis* und *Pseudopalaeoporella lummatonensis*; HUBMANN 1990) auftreten können, sind enge Wechsellagerungen mit roten Mergelschiefern bis Tonschiefern charakteristisch.

Die gesamte Profilabfolge kann - generaliter - in 5 biofazielle Abschnitte (Abb. 11) gegliedert werden (HUBMANN 1992: 204):

(a) Siliziklastische Brachiopoden-Trilobiten-Biofazies:

Entspricht der Entwicklung der Chonetenschiefer (vgl. HUBMANN 1993: 411-413): mit *Chonetes* sp., *Maladaia* sp. und Crinoiden.

(b) Korallen-Stromatoporen-Biofazies:

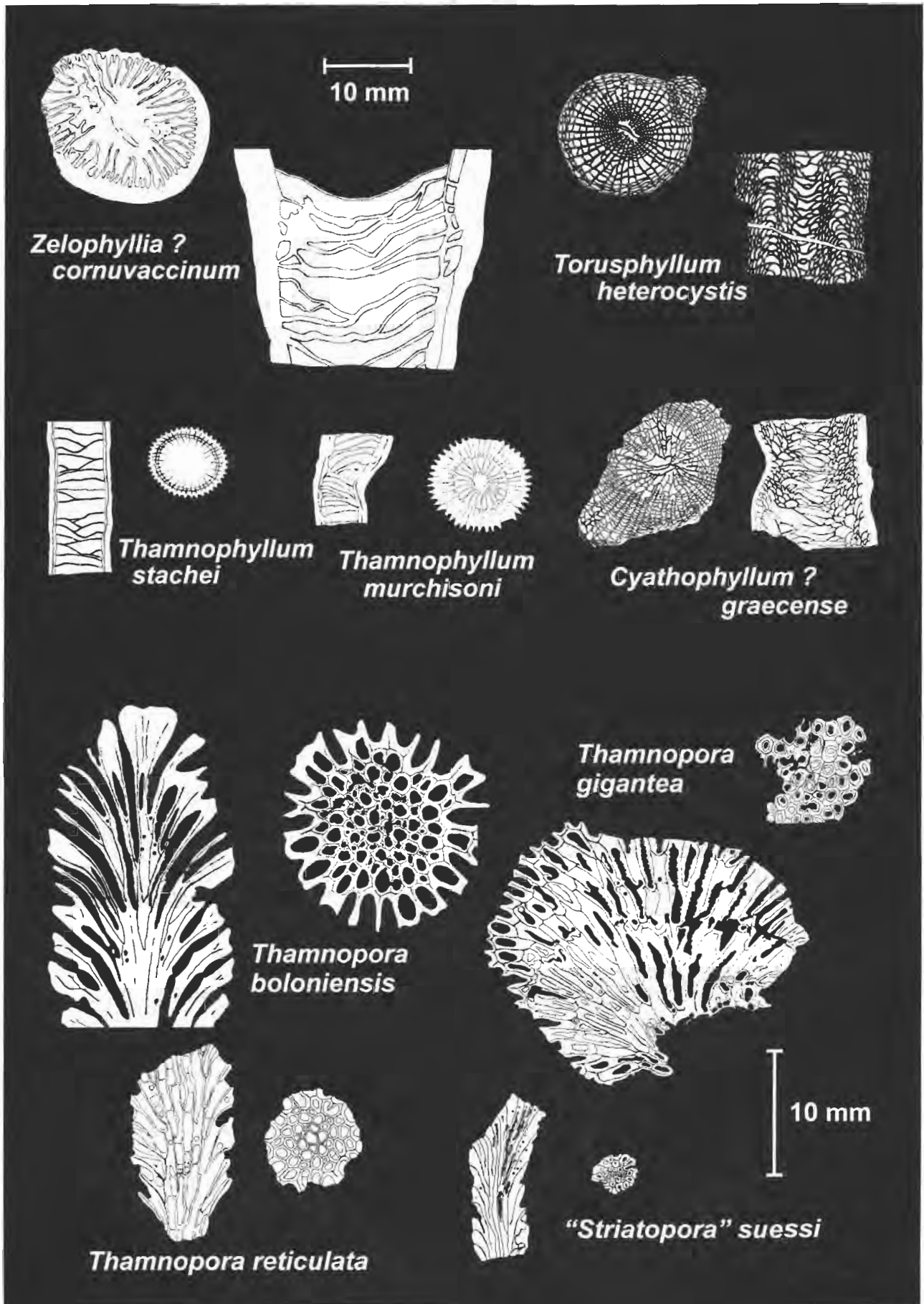
Mit *Actinostroma* sp., *Thamnophyllum stachei*, *Thamnophyllum purchisoni*, *Favosites styriacus*, *Favosites* sp., *Striatopora* sp. [suessi?], *Heliolites* cf. *penecke*, *Pachycanalicula barrandei*, Crinoidenresten und wenigen Brachiopoden(?)schalen. Äußerst untergeordnet treten Fragmente von Kalkalgen (*Pseudopalaeoporella*) und syringoporidae Korallen (? *Aulocystis*) auf.

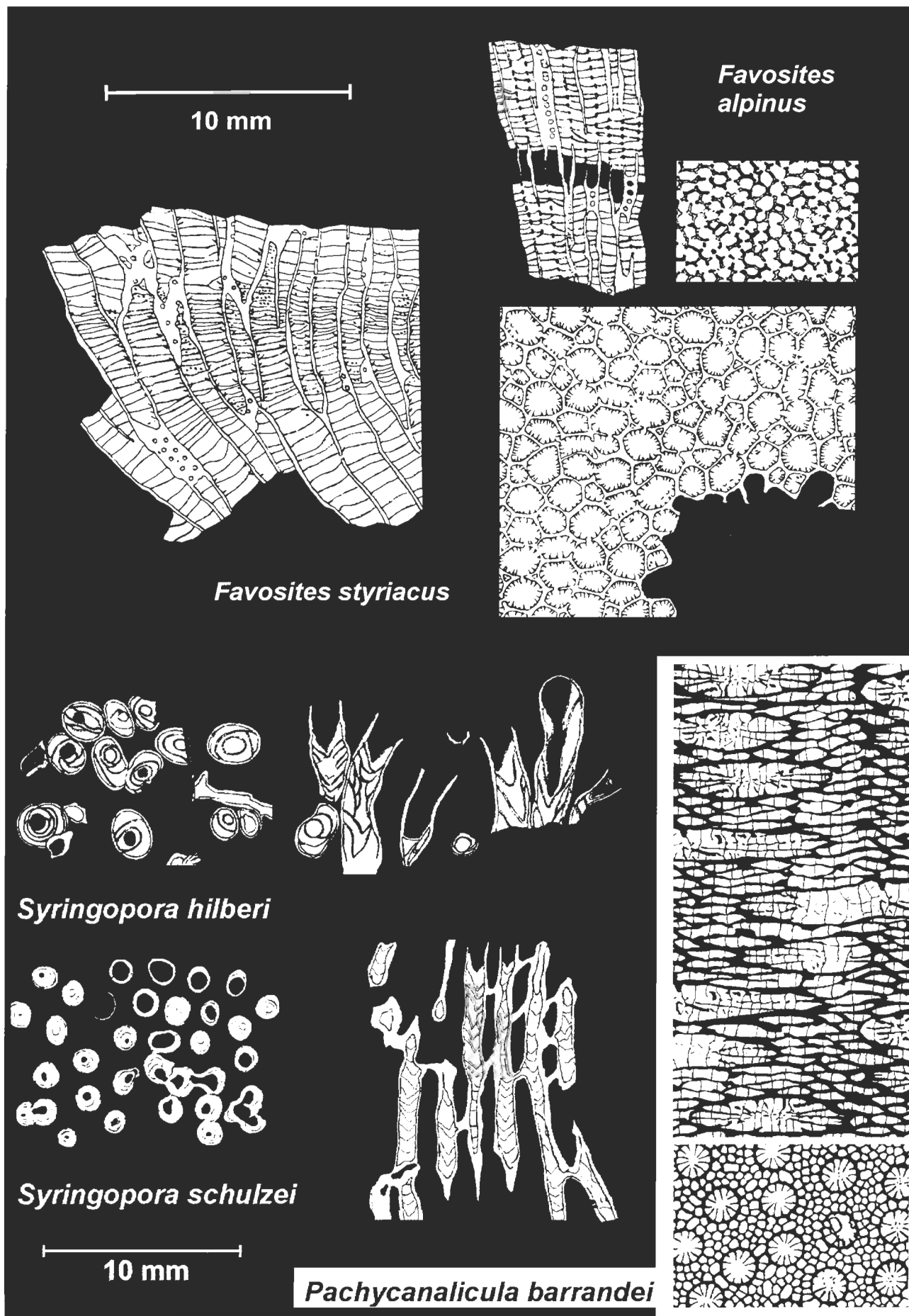
(c) Korallen-Brachiopoden-Biofazies:

Mit *Thamnophyllum stachei*, *Thamnophyllum purchisoni*,

Abb. 10a-d: “Schnittbilder” der wichtigsten Korallentaxa der Barrandeikalke (Mitteldevon, Eifelium) wie sie in den Gesteinen der Fürstenwarte zu sehen sind. Verändert nach Vorlagen von PENECKE (1894) und HUBMANN (1991).

Fig. 10a-d: “Sections” of the most important coral taxa of the Barrandei limestone (Middle Devonian, Eifelian) like they can be seen in the rocks at the Fürstenwarte. Modified after PENECKE (1894) und HUBMANN (1991).





Thamnopora reticulata?, *Thamnopora* sp., *Striatopora* (?) *suessi*, *Favosites* sp., *Chonetes* sp., 'spiriferiden' Brachiopoden, Crinoidenstielgliedern.

(d) **Kalkalgen-Biofazies:**

Fast ausschließlich aus Thalli von *Pseudopalaeoporella lummatonensis* und *Pseudolitanaiia graecensis* bestehend.

(e) **Brachiopoden-Korallen-Biofazies:**

Mit *Zdimir* cf. *hercynicus*, *Thamnopora* cf. *reticulata*, *Striatopora* cf. *suessi*.

Erstaunlich ist das Auftreten der Algen-Biofazies (= Algen-Wacke/Float bis Bound(Baffle)stone-Subfazies) innerhalb des Profilabschnittes mit reger Wechsellagerung roter Mergelschieferlagen (FLÜGEL 1959, HUBMANN 1990, 1993, 2000), d. h. in einer Fazies mit relativ hohen Rückstandswerten (Tongehalten). Im Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges tritt eine vergleichbare (Bio)Fazies ebenfalls in Wechsellagerung mit Mergeln auf (FABER 1980, HUBMANN & FENNINGER 1994). Vermutlich stellten sich mit dieser Fazies entsprechende hydrodynamische Bedingungen ein (Absenkung des hochenergetischen Environments), die die Besiedlung durch Kalkalgen erlaubte.

5.5. Stop 5: Hartbauer

Lokalität: ÖK Blatt 164, N Graz, Straße von der alten Bundesstraße W des Autobahntunnelportals Gratkorn Süd nach Hart (Abb. 9).

a) Aussichtspunkt direkt an der Abzweigung:

Die stratigraphische Situation in den beiden großen Steinbrüchen (S des Pailgraben Dennig Kanzelsteinbruch; Pailgrabensteinbruch der Firma Tieber):

Kanzelsteinbruch:

Im Liegenden und in der westlichen Kulisse des Steinbruches (SW) treten schwarze Kalke und Kalkschiefer der Barrandeikalke zu Tage. Die Abbaufont wird aus generell N-fallenden Karbonatgesteinen der höher mitteldevonischen Kollerkogel-Fm. aufgebaut. Massige Dolomite über den Barrandeikalken gehören zur Gaisbergsattel-SbFm. Darüber folgen dickbankige bis massige Kalke der Kanzel-SbFm. Sporadisch im Bereich der Kollerkogel-Fm. auftretende schwarze Kalke vom „Barrandeikalk-Typus“ sind fazielle Rekurrenzen. Vor Jahren (bei nun durch den Abbau stark geänderten Geländebeziehungen) wurden in den hangendsten Anteilen am Waldrand über der Kanzel-SbFm. noch gelblichbraune Flaserkalke der Steinberg-Fm. angetroffen und von KODSI (1967) ein lückenhaftes Devon/Karbon-Grenzprofil untersucht.

Pailgrabensteinbruch:

Dickbankige bis massige Kalke der Kanzel-SbFm. Bemerkenswert ist das sporadische Auftreten von Tropfsteinführenden Karsthohlräumen und mit Roterden und pliozänen Quarzschottern verfüllten Karstschlotten. Derartige Phänomene treten auch im Kanzelsteinbruch auf.

b) Wegprofil nach Hart und Geländeprofil über der Fahrstraße zur Kote 468 beim Gehöft Hartbauer:

Dieses bei EBNER (1978, 1980a), EBNER et al. (1980b), NEUBAUER et al. (1992) und BOSIC (1998, 1999) im Detail beschriebene Profil an der Straße und dem steilen Hangprofil zur Kote 468 schließt ein Profil von den hangenden Anteilen der Kanzel-SbFm. bis in die Dult-Gruppe auf.

Zwischen der Steinberg-Fm. (Flaserkalke) und den Bankkalken der oberen Sanzenkogel-Fm. tritt eine auf Trockenfallen und Verkarstung rückgeführte Schichtlücke im Zeitraum Oberdevon II/III – Unterkarbon II β/χ (*Palmatolepis marginifera* – *Scaliognathus anchoralis*-Zone) auf. Die Grenze zur Dult-Gruppe, in der im gezeigten Profil die Hartbauer-SbFm. von der Höchkogel-Fm. und die Hahngraben-Fm. (= Schiefer der Dult) ausgebildet sind, ist eine Erosionslücke, die im höchsten Namurium A angelegt wurde (Abb. 12). Hämatitkrusten und Nester innerhalb der Dult-Gruppe zeigen eine weitere Erosionsphase zwischen der Höchkogel-Fm. und der Hahngraben-Fm. an. Das Profil ist zugleich Typusprofil für die obere Sanzenkogel-Fm., die darin eingelagerte Hart-Bank, und die Hartbauer-SbFm. der Dult-Gruppe.

Alle Schichtlieder zeigen volle Schichtkonkordanz. Ursprünglich (CLAR 1933) wurde, da die "Namur-Kalke" der Hahngraben-SbFm. als mitteldevonische "Kanzelkalke" angesehen wurden, die Auflagerung der Hahngraben-Fm. (= "Schiefer der Dult") als variszische Diskordanz angesehen.

Die Farbe der isolierten Conodonten schwankt zwischen schwarz (CAI 5) und mittelgrau (CAI 6,5).

Conodontenmischfaunen mit einer Zusammensetzung aus Elementen des Oberdevon II/III – Unterkarbon II β/χ treten in zwei Niveaus auf (Abb. 12):

- In einer ca. 3 cm mächtigen rotbraunen, feinkörnigen Kalkbrekzie an der Basis der oberen Sanzenkogel-Fm.
- In Karstschlottenfüllungen bis zu 20 m unter dem Niveau der zuvor genannten Mischfaunen in hangenden Anteilen der Kanzel-SbFm. und der basalen Steinberg-Fm.

Kanzel-SbFm.:

Massige bis dickbankige, hellgraue Biomikrite, lokal mit einem großen Anteil an Crinoidenresten. Gegen das Hangende hin nimmt der Gehalt an Biogenresten ab. Spärliche Conodontenfunde zeigen, dass der Fazieswechsel von der Flachwasser- (Kanzel-SbFm.) zur pelagischen (Steinberg-Fm.) Entwicklung innerhalb des tiefsten Oberdevon I erfolgt.

Steinberg-Fm.:

Diese ist in Form von ca. 20 m mächtigen, verschieden gefärbten (grau – intensiv braungelb), teilweise geflachten Mikriten bis Biomikriten (Cephalopoden, Trilobiten, indet. Schalenreste) Kalken ausgebildet. Das Top der Steinberg-Fm. liegt in diesem Profil aufgrund der Schichtlücke innerhalb der *Palmatolepis marginifera*-Zone (Oberdevon II/III).

Spaltenfüllungen:

Im Bereich der obersten Kanzel-SbFm. und tiefen Teilen

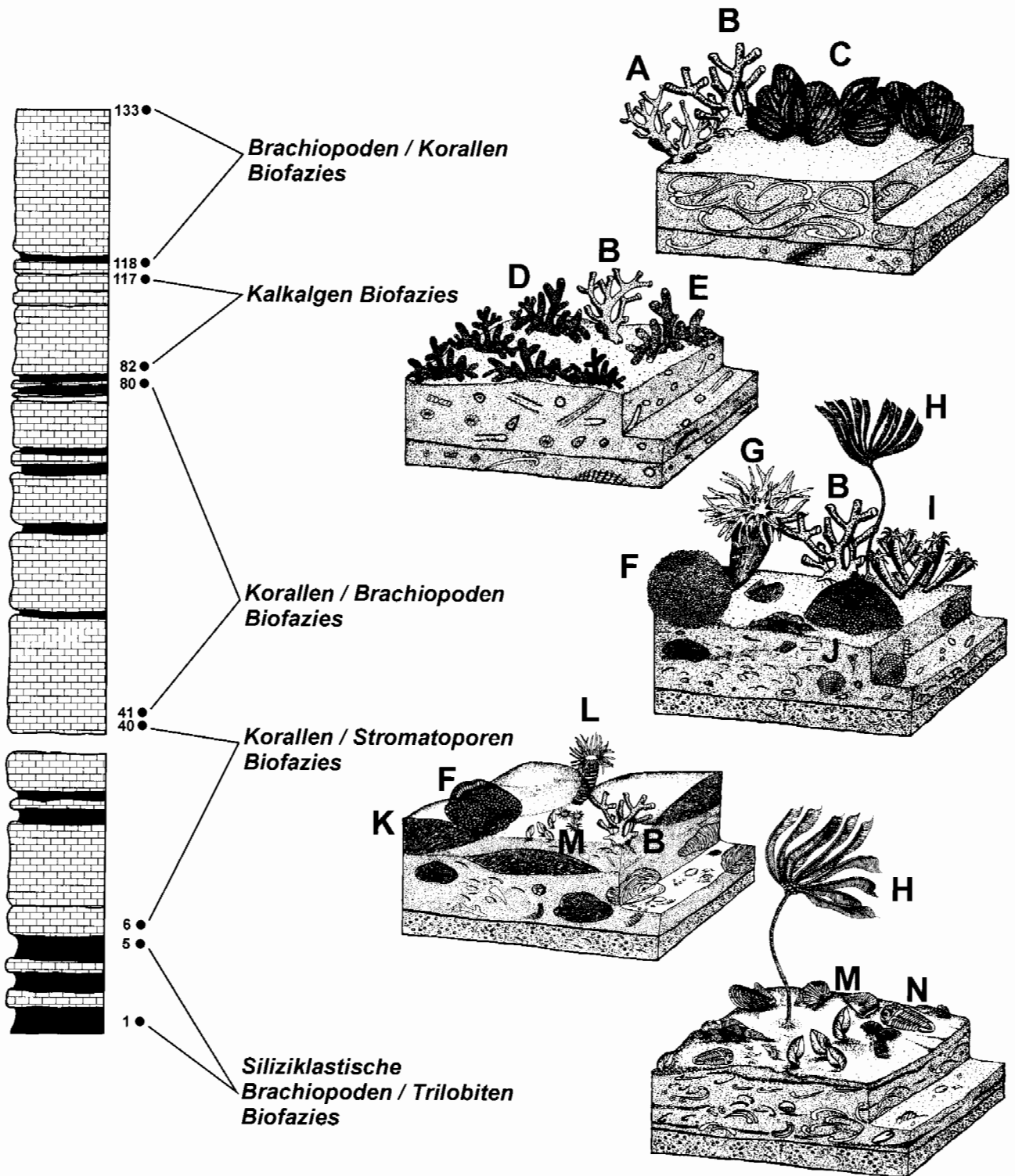


Abb. 11: Vereinfachte Verteilung der fünf Biofaziestypen im Barrandeikalk-Profil Attems (Zahlen geben die Banknummern an). A...*Striatopora* suessi, B...*Thamnopora* reticulata, C...*Zdimir* cf. *hercynicus*, D...*Pseudopalaeoporella* lummatonensis, E...*Pseudolitanaia* graecensis, F...*Favosites* styriacus, G...*Zelophyllia* cornuvaccinum, H...*Cupressocrinites*, I...*Thamnophyllum* stachei, J...*Pachycanalicula* barrandei, K...*Actinostroma* sp., L...*Cyathophyllum?* graecense, M...*Chonetes* sp., N...*Maladaia* sp.

Fig. 11: Simplified distribution of the five biofacies types in the Attems outcrop (numbers indicate bank sequence). A...*Striatopora* suessi, B...*Thamnopora* reticulata, C...*Zdimir* cf. *hercynicus*, D...*Pseudopalaeoporella* lummatonensis, E...*Pseudolitanaia* graecensis, F...*Favosites* styriacus, G...*Zelophyllia* cornuvaccinum, H...*Cupressocrinites*, I...*Thamnophyllum* stachei, J...*Pachycanalicula* barrandei, K...*Actinostroma* sp., L...*Cyathophyllum?* graecense, M...*Chonetes* sp., N...*Maladaia* sp.

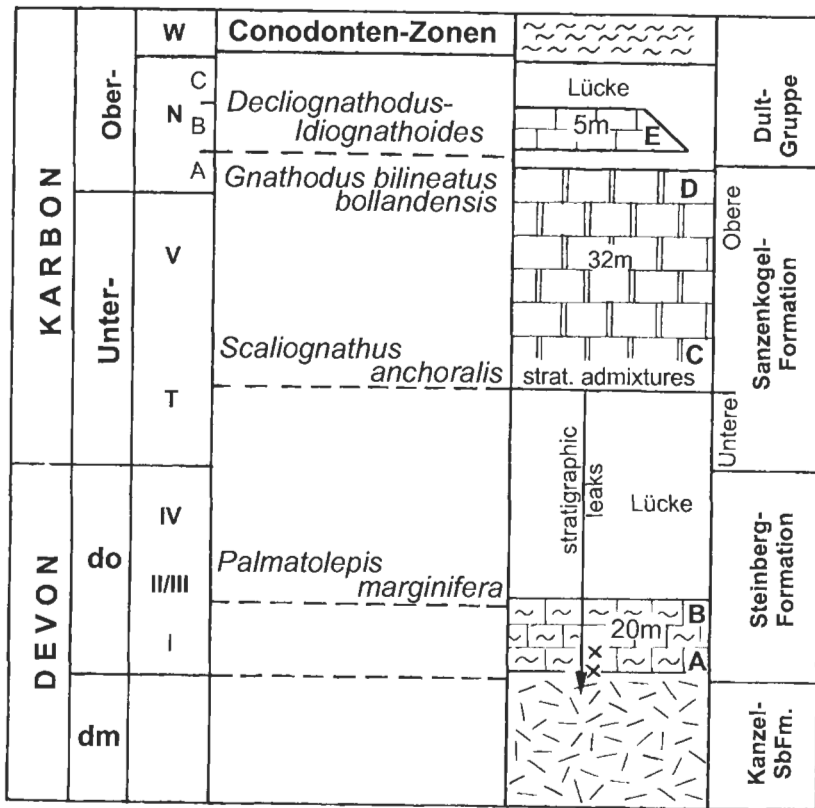


Abb. 12: Stratigraphische Übersicht über das Profil Hartbauer: A Grenzbereich Kanzel-SbFm.- Steinberg-Fm., B Top Steinberg-Fm., C Basis der oberen Sanzenkogel-Fm., D Top der Sanzenkogel-Fm., E Basis der Dult-Gruppe, X Bereiche mit Conodontenmischfaunen.

Oberes Foto: D Top der Sanzenkogel-Fm.; darüber (E) Basis der Dult-Gruppe mit Kalken der Hartbauer-SbFm.

Unteres Foto: Devon/Karbon-Grenzbereich: 0 Top der Steinberg-Fm., 1 Basis der oberen Sanzenkogel-Fm., Pfeil von x weist auf Bereich mit Conodontenmischfaunen.

Fig. 12: Stratigraphic scheme of Hartbauer section: A Boundary of Kanzel-Mb. and Steinberg-Fm., B Top of Steinberg-Fm., C Base of Upper Sanzenkogel-Fm., D Top of Sanzenkogel-Fm., E Base of Dult-Group, X Positions with conodont mixed faunas.

Upper foto: D Top of Sanzenkogel-Fm.; in the hanging wall the base of the Dult-Group with limestones of the Hartbauer-Mb.

Lower foto: Devonian/Carboniferous boundary: 0 top of Steinberg-Fm., 1 base of Upper Sanzenkogel-Fm., the arrow is pointing from x to the position of the conodont mixed faunas.

der Steinberg-Fm. wurden Nester mit Oberdevon/Unterkarbon-Mischfaunen gefunden. Lithologisch unterscheiden sich diese Mischfaunenbereiche kaum von Kalken aus der Steinberg- oder Sanzenkogel-Fm. Nur örtlich tritt in Nestern anreichert ein rötlichbraunes, tonreiches karbonatisches Sediment auf, in dem in einer mikrosparitischen Grundmasse bis zu 35 % unbestimmte, dunkelbraune Biogenreste, Echinodermaten und Foraminiferen (?*Umbellina*) auftreten. Ein zweiter lithologischer Typ mit Mischfaunen wird durch Nester „sandiger“ bis rauchwackenartiger, mit-

unter spätiger gelbbrauner Karbonate gebildet. Die Verbreitung der Mischfaunenbereiche ist unregelmäßig. So konnten aus Mischfaunenbereichen auf engstem Raum vertikal und horizontal lithologisch nicht zu unterscheidende Gesteine mit reinen Oberdevon-, Unterkarbon- oder Mischfaunen isoliert werden. Eine Abgrenzung der Spaltenfüllungen gegen das Umgebungssediment scheitert an den schlechten Aufschlussverhältnissen und den zu geringen lithologischen Unterschieden.

Sedimentchemische Daten aus dem gesamten Profilbereich

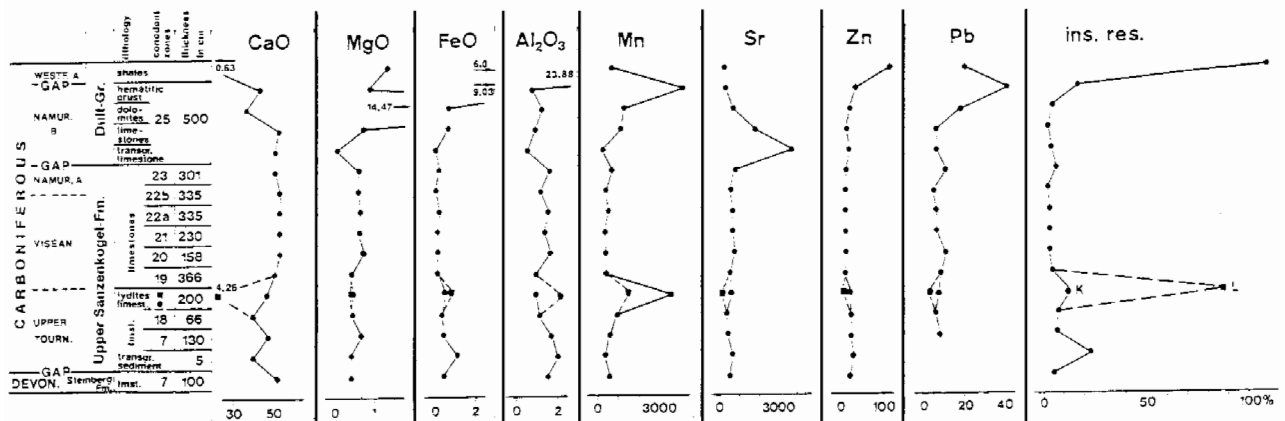


Abb. 13: Geochemische Daten aus dem Karbon des Hartbauer-Profiles (aus EBNER & PROCHASKA 1988). Bezeichnungen der Conodontenzonen (auch in Tab. 5):

Oberdevon: 7 *Palmatolepis marginifera*; Karbon: 17 *Scaliognathus anchoralis*, 18 *Gnathodus pseudosemiglaber*, 19 *G. praebilineatus*, 20 *G. bilineatus bilineatus*, 21, 22 *Lochriea commutata*, 23 *Gnathodus bilineatus bollandensis*, 25 *Declinognathodus/Idiognathoides*.

Fig. 13: Geochemical data from limestones of the Hartbauer (Devonian/Carboniferous) section (EBNER & PROCHASKA 1988). Names of conodont zones (also in Tab. 5):

Late Devonian: 7 *Palmatolepis marginifera*; Carboniferous: 17 *Scaliognathus anchoralis*, 18 *Gnathodus pseudosemiglaber*, 19 *G. praebilineatus*, 20 *G. bilineatus bilineatus*, 21, 22 *Lochriea commutata*, 23 *Gnathodus bilineatus bollandensis*, 25 *Declinognathodus/Idiognathoides*.

und den Mischfaunenbereichen sind in Abb. 13 und Tab. 5 ersichtlich. Der unlösliche Rückstand setzt sich aus Quarz, Illit/Muskovit und Eisen(hydr)oxiden zusammen.

Die Zusammensetzung der Mischfaunen entspricht in ihren Elementen exakt der Topfläche der Steinberg-Fm. und der Basis der oberen Sanzenkogel-Fm. in diesem Profil. Elemente aus dem Intervall der Lücke fehlen. Ähnlich zusammengesetzt sind auch die bis zu 20 m tiefer liegenden Mischfaunenbereiche der Spaltenfüllungen. Sie unterscheiden sich von den zuvor genannten Mischfaunen lediglich dadurch, dass zusätzlich Elemente hinzutreten, die den Zeitraum der durch die Verkarstung betroffenen devonischen Karbonatgesteine repräsentieren. Daraus wird eine gleiche Genese beider Mischfaunentypen abgeleitet: Trockenfallen der Steinberg-Fm. und Verkarstung im höheren Oberdevon und tieferen Unterkarbon und eine nachfolgende marine Überflutung mit Verfüllung des Karstreliefs unter Mischfaunenbildung (= Basis der oberen Sanzenkogel-Fm.) im Unterkarbon II β/χ .

Obere Sanzenkogel-Fm:

Lithologisch sind die in diesem Profil um 32 m mächtigen und vom obersten Tournaisium (*Scaliognathus anchoralis*-Zone) bis ins tiefe Namurium A (*Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone) reichenden Kalke als gut gebankte, teilweise geflaserte, gefleckte biogenführende Mikrite mit Echinodermen, Trilobiten, Cephalopoden, Radiolarien und indet. Schalenbruchstücken ausgebildet.

An der Basis der oberen Sanzenkogel-Fm. finden sich in einer Mächtigkeit von ca. 3 cm die o.g. Bereiche mit Faunenmischungen („Transgressionssediment“). Im Schlift erweisen sich diese als rötlich-braune Gesteine, in denen in einer „tonreichen“ Matrix mm-große mikritische Kalke und stark korrodierte Quarze zu beobachten sind. Neben Crinoiden

sind an weiteren Biogenen ringförmige Querschnitte von ?*Umbellina* sp. zu beobachten.

Ca. 180 cm über der Devon/Karbon-Grenze sind im Bereich der oberen *G. pseudosemiglaber*- und der tieferen *G. praebilineatus*-Zone niveaubeständig Lydite der Hart-Bank (FLÜGEL 2000) eingeschaltet. Sie sind ca. 250 cm mächtig, 2-cm gebankt und beinhalten vier Kalkbänckchen bis zu 5 cm Mächtigkeit.

Die karbonen Bankkalke der oberen Sanzenkogel-Fm. erlauben unter Nachweis der nachstehend genannten Zonen eine detaillierte Gliederung vom Unterkarbon II β/χ (*Scaliognathus anchoralis*-Zone) bis in das basale Namurium A (*Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone):

- *Scaliognathus anchoralis*-Zone: 97 cm
- *Gnathodus pseudosemiglaber*-Zone: 176 cm
- *Gnathodus praebilineatus*-Zone: 646 cm
- *Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone: 372 cm
- *Lochriea commutata*-Zone: 1511 cm
- *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone: 293 cm

Bei EBNER (1977a, 1978, 1980a, EBNER et al. 1980a, b) vor der Revision der Conodontenfaunen durch BOSIC (1998, 1999) wurde eine etwas andere Zonengliederung verwendet. Der Abschnitt der *G. pseudosemiglaber*-Zone wurde zuvor als *G. typicus*- und die *G. praebilineatus*-Zone, nachdem *Gnathodus* sp. A EBNER 1977 als zu *G. praebilineatus* BELKA 1985 gehörig erkannt wurde, als *G. sp. A*-Zone benannt. Die *Lochriea commutata*-Zone (BOSIC 1999) entspricht weitestgehend der tief-namurischen oberen *G. commutatus nodosus*-Zone (EBNER 1978).

Die Unterkarbon/Oberkarbon-Grenze ist im Bereich der tieferen *Lochriea commutata*-Zone zu suchen. Aufgrund der vorliegenden Faunen und dem Kenntnisstand der Conodontenchronologie in diesem Bereich ist sie jedoch nicht näher zu fixieren.

		lithology	conodont zones	thickness in cm	sample no.	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Mn	Sr	Zn	Pb	ins. res.	
CARBONIFEROUS	WESTF. A - GAP NAMUR. B - GAP NAMUR. A	Dult-Gr.	shales		61/1,2	0,63 0,63	1,37 1,41 1,33	6,00 7,20 4,81	23,88 24,04 23,92	528 553 503	165 170 160	112 114 113	20 23 17	98,65	
			hematitic crust		60	43,51	0,91	9,03	0,83	483	200	28	41	15,70	
			dolomites	25	58,59	36,41 43,44 29,38	14,47 21,51 7,42	0,80 0,83 0,77	1,29 2,15 0,43	1230 1438 1023	553 720 323	18 21 15	18 21 15	3,83	
			lime-stones		57	53,08	0,79	0,32	0,96	1008	1615	10	6	1,12	
	transgr. limestone		56	50,82	0,12	0,46	0,51	155	3500	29	6	2,63			
	----- VISEAN -----	Obere Sanzenkogel-Fm.	limestones	23	301	45-55	50,80 53,97 46,62	0,66 1,33 0,37	0,30 0,45 0,11	1,62 2,85 1,09	654 1285 250	652 970 360	11 25 4	11 42 4	5,21 11,13 0,93
				22b	335	40-44	53,63 55,54 51,97	0,63 0,79 0,40	0,19 0,22 0,16	1,20 1,64 0,71	305 420 213	465 615 270	8 13 5	7 8 2	1,65 2,39 1,16
				22a	335	36-39	53,69 54,25 51,97	0,66 1,04 0,33	0,32 0,56 0,22	1,62 2,55 0,89	490 735 208	506 750 295	10 15 3	6 8 4	2,36 3,44 1,69
				21	230	30-34	52,69 54,11 51,73	0,63 0,91 0,37	0,22 0,31 0,19	1,4 1,79 0,97	309 408 203	532 765 325	10 10 8	6 8 5	2,20 3,45 1,55
				20	158	26-29	52,85 54,07 51,83	0,78 0,99 0,41	0,23 0,24 0,21	1,69 2,00 1,50	335 468 250	658 838 373	10 13 8	11 27 4	2,25 2,88 1,92
				19	366	14-25	50,46 55,19 38,93	0,46 0,75 0,16	0,20 0,35 0,08	0,97 1,60 0,10	349 988 140	439 685 195	9 15 4	9 32 2	3,48 15,71 0,12
	----- UPPER TOURN. -----	Obere Sanzenkogel-Fm.	limest.	18	66	8-11	39,54 51,69 33,30	0,44 0,75 0,29	0,44 0,53 0,31	1,15 1,65 0,83	888 1753 490	270 520 198	23 40 13	6 8 4	6,56 7,17 4,98
				7	130	1-7	47,45 53,02 42,14	0,69 0,96 0,41	0,52 0,77 0,41	1,71 2,20 1,44	506 845 390	367 558 255	25 38 15	8 10 6	5,85 7,25 4,69
				transgr. sediment	5	223a,b 226	40,20 47,18 32,28	0,60 1,08 0,37	1,16 1,19 0,27	1,60 1,81 1,33	1386 2735 440	481 828 270	14 20 10	34 73 12	5,79 10,64 3,32
	GAP	DEVON. Steinberg Fm.	limest.	7	100	00,01,02	51,69 52,20 49,31		0,48 0,75 0,31	1,54 1,72 1,23	490 658 383	461 690 318	15 17 13	19 29 8	4,68 6,23 3,33
		• lydites of cz 18		L ₁ -L ₃	4,26 6,72 1,82	0,47 0,58 0,29	0,75 1,00 0,31	2,17 2,58 1,83	1424 1793 1018	53 63 48	14 20 4	3 4 2	88,59 90,46 86,62		

CaO, MgO, FeO, Al₂O₃, insoluble residue in %
Mn, Sr, Zn, Pb in ppm

mean maximum value
 minimum value

Tab. 5: Geochemische Daten des Hartbauer Profils (aus EBNER & PROCHASKA 1988). Bezeichnungen der Conodontenzonen wie in Abb. 13.

Tab. 5: Geochemical data of the Hartbauer (Devonian/Carboniferous) section (EBNER & PROCHASKA 1988). Names of conodont zones as in Fig. 13.

Dult-Gruppe:

An der Basis bis 5 m mächtige dickbankige, dunkelgrau/schwarze mikritische Kalke und grobkörnige Dolomite (Hartbauer-SbFm., Namurium B) und darüber schwarze, ebenflächig brechende Schiefer (?Westfalium; Hahngraben-Fm.).

Die Grenze zur oberen Sanzenkogel-Fm. wird durch eine wellige Erosionsfläche gebildet.

Darüber treten in der basalen Hartbauer-SbFm. bis zu einige cm-große aufgearbeitete Komponenten aus der oberen Sanzenkogel-Fm. auf. Spärliche Conodontenfunde mit *Idiognatoides* sp. ex gr. *sulcata* und regionale Vergleiche ordnen die Hahngraben SbFm. dem Namurium B zu.

An der Grenze zu den überlagernden dunkelgrauen Schiefen der Hahngraben-Fm. treten in hellgrauen, grobspätigen, kalkig-dolomitischen Gesteinen mit örtlicher Rauchwackenstruktur Roteisenanreicherungen (Fe_2O_3 -Gehalt bis zu 21,39 %) auf. Anschliffe zeigen eine Zusammensetzung der Krusten aus Hämatit und Kalzit. Genetisch handelt es sich um intranamurische Oberflächenverwitterungserscheinungen, die einen eisenreichen Kalzit bzw. Dolomit von Klüften und Korngrenzen ausgehend zu Hydrohämatit umwandelten, der dann zu Hämatit entwässerte (Mitteilung J.G. HADITSCH).

Die Aufschlüsse im einzelnen:

Wegprofil vom Hangenden zum Liegenden:

Im Hangenden des Profils sind die Lydite der Hart-Bank innerhalb der Kalke der oberen Sanzenkogel-Fm. aufgeschlossen. Ca. 2 m im Liegenden folgen nach Störungskontakt Kalke der Steinberg-Fm. (gelbbraune Kalke), die straßenabwärts von grauen dickbankigen Kalken der Kanzel-SbFm. unterlagert werden. Im Grenzbereich Kanzel-SbFm./Steinberg-Fm. treten mehrere im Gelände nur schwer erkennbare Nester mit gelbbraunen Karbonaten und rötlich-braunen Kalken auf. Beide führen Conodontenmischfaunen des Oberdevon II/III-Unterkarbon II β/γ .

Zusätzlich finden sich junge pliozäne Karstspaltenfüllungen mit Roterden und Quarzschottern.

Der weitere Hanganstieg führt aus den hangendsten Teilen der grauen Kanzel-SbFm. in gebankte, gelbbraune bis graue Bank- und Flaserkalke der Steinberg-Fm. bis zum schon oben beschriebenen Devon/Karbon-Grenzprofil mit Ausbildung einer Lücke vom Oberdevon II/III – Unterkarbon II β/γ und Conodontenmischfaunen an der Basis der oberen Sanzenkogel-Fm.

Die ca. 32 m mächtigen Bankkalke der oberen Sanzenkogel-Fm. mit Einschaltung der Hart-Bank (cm mächtige Lyditlagen mit Einschaltung einiger Kalklagen) werden im Hangenden entlang einer Erosionsfläche von der Hartbauer-SbFm. (Namurium B) der Dult-Gruppe überlagert. Im Hangenden der Subformation folgen über einer weiteren Erosionsfläche (mit Hämatit in Krusten und Nestern) schwarze Tonschiefer der Hahngraben-Fm. (?Westfalium).

5.6. Stop 6: Pfaffenkogel

Lokalität: ÖK Blatt 163, Voitsberg, ca. 250 m N des Österreichischen Freilichtmuseums, W der Bahntrasse (Abb. 9).

Am SE-Hang des Pfaffenkogels zwischen Gratwein und Klein-Stübing, ca. 250 m nördlich des Freilichtmuseums (zwischen ÖBB E-Masten 196/11 und 196/13) ist ein ca. 220 m mächtiges Profil durch 'frühdigenetische' und 'spätdigenetische' Dolomite der Flösserkogel-Formation aufgeschlossen (FENNINGER & HOLZER 1978, EBNER et al. 1980b).

Das Profil beginnt ca. 15 m über der Bahntrasse mit einer Folge von laminierten bis dm-gebankten Dolomiten mit stromatolithischen Lagen. Über dieser Entwicklung (= Einheit 1 sensu FENNINGER & HOLZER 1978:116) folgen grobgebankte bis massige Dolomite (= Einheit 2 sensu FENNINGER & HOLZER 1978:118). Morphologisch drückt sich der Wechsel in treppenartigen Abstufungen aus, wobei die Einheit 1 zu Verebnungen neigt, die massigen Dolomite wandbildend in Erscheinung treten.

Einheit 1: Laminierte bis dm-gebankte Dolomite

Die Aufschlußbeschreibung wird aus EBNER et al. (1980b: 96-97) übernommen:

Folgende Mikrofaziestypen, die z. T. auch im Gelände erkennbar sind, lassen sich unterscheiden:

a) Biogenschutt-Dolomite:

Es handelt sich um grainstones, deren Partikel korrodiert sind. An Bioklasten treten neben Echinodermaten und Stromatolithentrümmern Codiaceen [= Halimedaceen], Dasycladaceen, Korallen, Gastropoden- und indet. Schalenbruch auf, deren Umlagerung teilweise durch verstellte Geopetalgefüge angezeigt wird. Diese Partikel zeigen Umkrustungen, die geopetale Anlagerung aufweisen. Die Verkittung ist stalaktitisch oder als Meniskuszement entwickelt, die Füllung von Hohlräumen mit Kristallsilt tritt auf. Die Biogenschuttdolomite zeigen bisweilen Schrägschichtung.

b) Pellet-führende und strukturlose Mudstones (Schlammdolomite) mit Fenstergefügen:

Die laminaren Fenstergefüge treten vorwiegend in Form von LF-A-, LF-B-I- und LF-B-II-Typen auf, während meist im Hangenden dieser die sogenannten "keystone-vugs", d.s. halbrunde (Grenzsteinartige-) Hohlraumtypen, dazukommen. Einerseits führen diese Hohlräume als vadoso Bildungen gedeuteten stalaktitischen Zement und Kristallsilt, andererseits erfolgt die Füllung durch Zement A und B. Wichtig ist der Fund aufgearbeiteter vadoser PISOIDE.

c) Stromatolithen und Lagen stromatolithischer Autoklaste:

Im Gelände an angewitterten Flächen sehr gut erkennbar sind die flachen (meist nur wenige cm hohen), lateral rasch auskeilenden Stromatolithenlagen, die unstrukturiert oder aus unregelmäßig dicken Hell-Dunkel-Lagen aufgebaut sind. Trockenrisse mit polygonalem Muster in Querschnitten vervollständigen das Faziesbild. Zwischen den stromatolithischen Lagen oder im Hangenden dieser treten stromatolithische Autoklast-Lagen auf, wobei die z. T. deutlich verstellten Trümmer Größen vom mm- bis cm-Bereich besitzen. Die Zwickelfüllungen zeigen häufig Kristallsilt.

d) Lagen "vadoser PISOIDE":

Diese zumeist sehr dünnen Lagen zeigen eine inverse Gradierung der Komponenten und stalaktitischen Zement. Die PISOIDE haben im Schriff keinen Korn zu Kornkontakt und

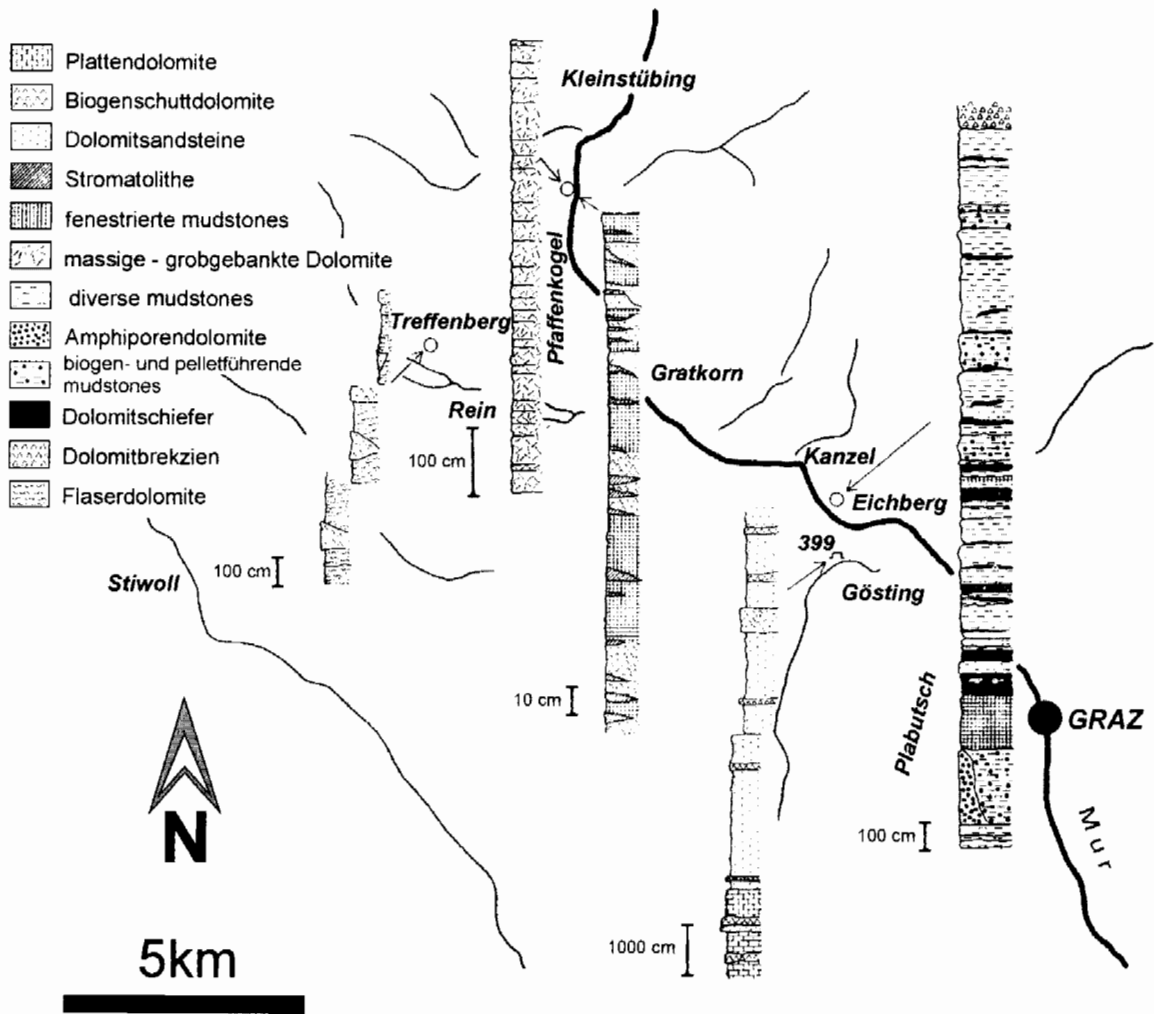


Abb. 14: Lage und Lithologie der Profile durch die Flösserkogel-Formation im mittleren Murtal (nach FENNINGER & HOLZER 1978, EBNER et al. 1980b).

Fig. 14: Location and lithology of sections through the Flösserkogel-formation (after FENNINGER & HOLZER 1978, EBNER et al. 1980b).

bilden häufig Aggregate.

e) Dolomitsandsteine:

Selten treten im Profil geringmächtige Lagen von Dolomitsandsteinen auf, in denen die Quarzkörner schlecht sortiert sind und einen unterschiedlichen Rundungsgrad aufweisen.

5.7. Stop 7: Haritzgraben

Lokalität: ÖK Blatt 164 Graz, Haritzgraben (Abb. 9).

Im nördlichen Waldhang des Haritzgrabens sind grüne Diabase und Diabastuffe der Kehr-Fm. aufgeschlossen, die von Rauchwacken und Dolomitbrekzien der Flösserkogel-Fm. überlagert werden. Abb. 15 zeigt das von FRITZ & NEUBAUER (1988) rekonstruierte Profil mit mafischen Lavaflows und grobkörnigen grünen und violetten Lapilli- und Bombentuffen, die von keratophyrischen Dykes intru-

diert werden. Blocklaven am Top der Abfolge deuten auf eine subaerische bis flachmarine Platznahme des Lavaflows.

Bei Eggenfeld schaltet sich zwischen den „Diabaskörper“ von Haritzgraben/Eggenfeld und der Flösserkogel-Fm. eine fossilführende Tuffit-/Dolomit-Abfolge (Eggenfeld-SbFm.) mit einem Altersumfang vom Ludlowium bis Lochkovium ein (EBNER 1976, NEUBAUER 1989, HEDEN 1996). FRITZ & NEUBAUER (1988) interpretieren den Haritzgraben-Vulkanit als eine vulkanische Insel (Untiefe), deren Top erst wieder mit dem Beginn der Flösserkogel-Fm. in einen einheitlichen Ablagerungsraum einbezogen wurde (Abb. 15, 16).

Spurenelementanalysen von basaltischen Gesteine der Kehr-Fm. (darunter auch Gesteine des Haritzgrabens und von Eggenfeld) zeigen eine schwach alkalische Affinität der Vulkanite, die sich in einem infolge intrakontinentalen Riftings differenzierenden Becken gebildet hatten (FRITZ & NEUBAUER 1988).

EGGENFELD

HARITZGRABEN

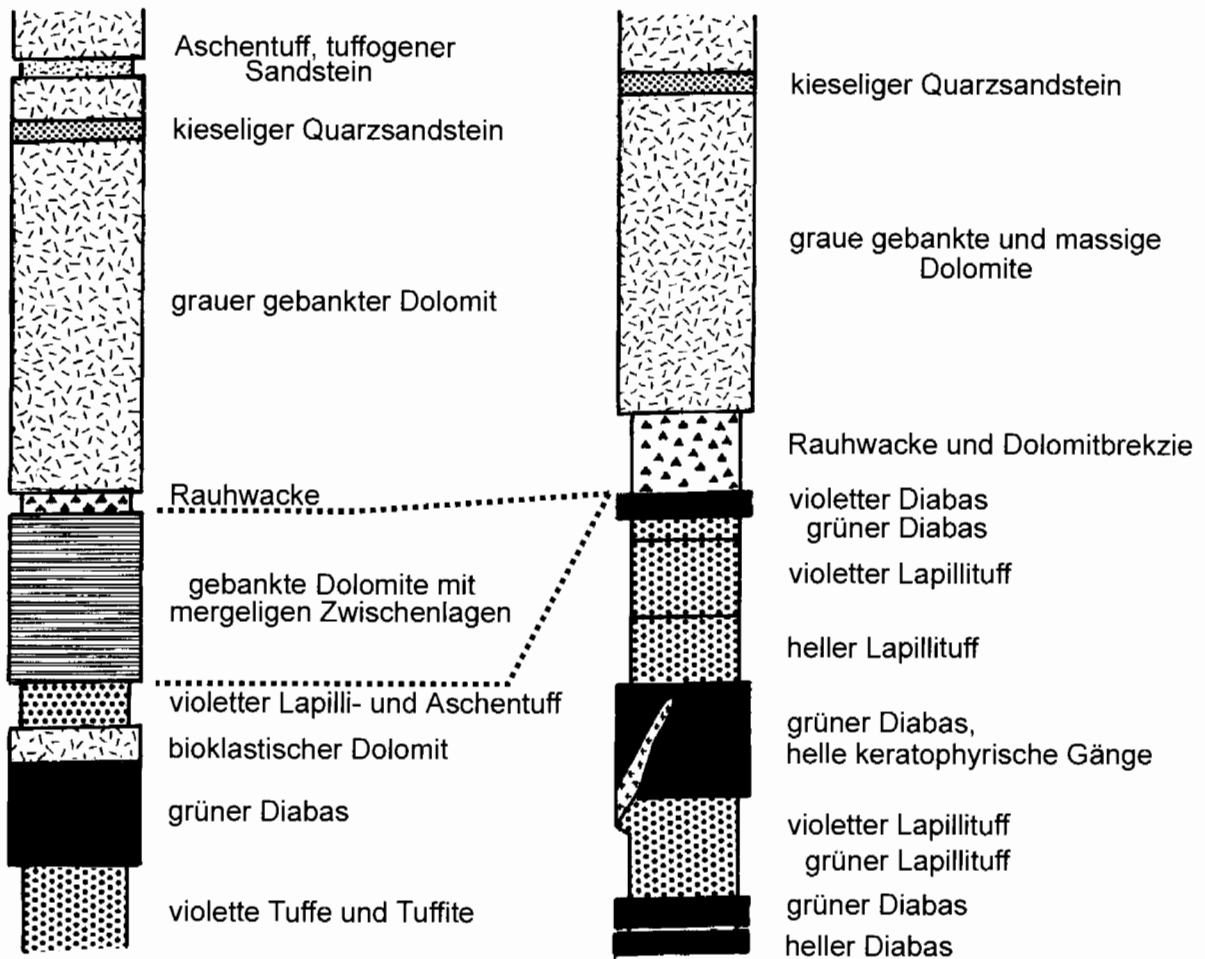


Abb.15: Rekonstruktion der Obersilur/Unterdevon-Schichtfolge des Haritzgrabens und von Eggenfeld (FRITZ & NEUBAUER 1988).

Fig.15: Reconstruction of the Late Silurian/Early Devonian sequence of Haritzgraben and Eggenfeld (FRITZ & NEUBAUER 1988).

5.8. Stop 8: Taschen

Lokalität: ÖK 164, Graz, Aufschlüsse in Hiening an der Fahrstraße vom Murtal nach Taschen Semriach (Abb. 9).

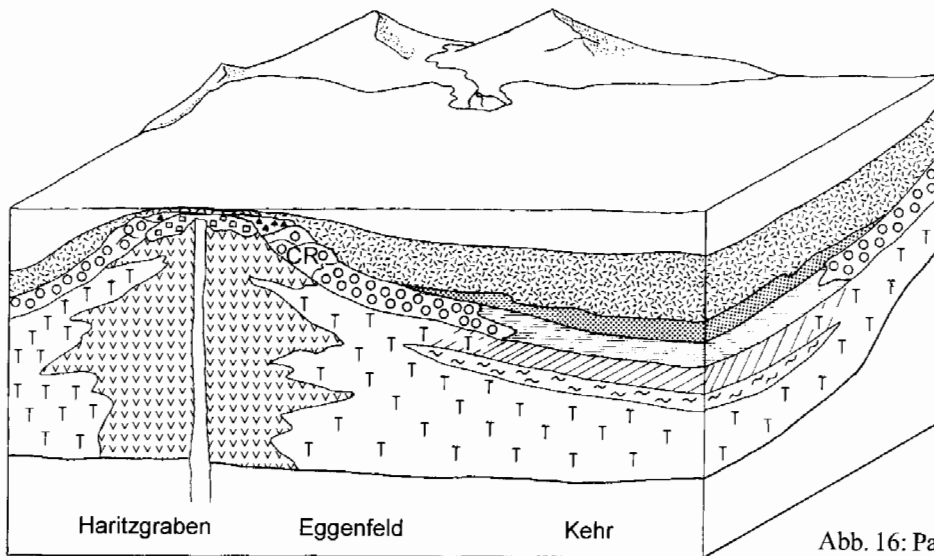
In einigen Aufschlüssen entlang der Straße sind epizonale Meta-Grüngesteine der Taschen-Fm. zu beobachten. Die Fleckengrünschiefer und Diabasschiefer sind Abkömmlinge eines basischen Intraplattenvulkanismus. Die Unterscheidung von Tuffen (Aschen-, Kristall- und Brockentuffe) und Tuffiten ist makroskopisch schwierig. Hauptgemengenteile der Gesteine sind Chlorit, Karbonat, \pm Plagioklas, Quarz; akzessorisch sind Epidot, Titanit, Magnetit, Ilmenit, Pyrit und reichlich Leukoxen vorhanden (EBNER & WEBER 1978). Abb. 17 zeigt den geologischen Aufbau der Taschen SW Semriach. Die Schöckel-Fm. des Tannebenstockes endet im Süden im Bereich der Ruine Peggau. Südlich davon schließen invers gelagert die Schönberg-Fm. (von Schwarz-

schiefern dominierte Pb/Zn-Erz führende Einheiten) und Grüngesteine der Taschen-Fm. an. Aufgrund der inversen Position der Schiefer über der Schöckel-Fm. wurden die Schiefereneinheiten auch als „Obere Schiefer“ zusammengefasst. Darüber lagert am Luegg SE Jägerhof eine Deckscholle der Rannach-Decke.

Im Bereich der Taschen wurden in den 70er-Jahren im Zuge einer großangelegten Explorationscampagne auf Pb/Zn-Erze im Grazer Paläozoikum die Tiefbohrungen T 1 – T 3 abgeteuf. Innerhalb der durchbohrten Phyllite wurde in keiner der Bohrungen Schöckelkalk angetroffen. Die im Liegenden einer mehrere Zehnermeter mächtigen Mylonitzone auftretenden Phyllite wurden dabei von WEBER (in EBNER & WEBER 1978) als Äquivalente der „Unteren Schiefer“ interpretiert.

5.9. Stop 9: Schau- und Lehrstollen Arzberg

Lokalität: ÖK 164 Graz, Raabstollen SE Arzberg



- | | | | |
|------|-------------------------|-----|--------------------------------|
| vvvv | Laven | ~ ~ | Pelagische Kalke |
| T T | Tuffe | /// | Tonschiefer |
| □ □ | Blocklava | □ | Mergel, karbonatische Phyllite |
| ▲ ▲ | Rauhwacke | ■ | Quarzarenite |
| ○ ○ | Bioklastische Karbonate | □ | Dolomite |
- CR "Crinoidal ramp"

Abb. 16: Paläogeographische Rekonstruktion der „Vulkaninsel“ des Haritzgrabens und der Schichtentwicklung der Eggenfeld-SbFm. im Obersilur/Unterdevon (FRITZ & NEUBAUER 1988).

Fig. 16: Paleogeographic reconstruction of the Haritzgraben volcano island and the Late Silurian/Early Devonian sequence of the Eggenfeld-Mb. (FRITZ & NEUBAUER 1988).

Das ehemalige Bergbaurevier von Arzberg, in dem silberführende Blei- Zinkerze mit Baryt als Gangart abgebaut wurden (WEBER 1990), liegt ca. 4 km südlich von Passail (Oststeiermark) innerhalb der Schöckel-Decke in phyllitischen Gesteinen der obersilurisch/unterdevonischen Schönberg-Fm. Die über dem Lagerstättenbereich morphologisch hervortretenden und die Raabklamm bildenden Wände werden aus Kalken der ? höher mitteldevonischen Schöckel-Fm. aufgebaut.

Nach umfangreichen Adaptierungsarbeiten wurde 1995 der SE von Arzberg am Eingang der Raabklamm liegende „Raabstollen“ als Schau- und Lehrstollen eröffnet. Er wird jährlich von mehreren Tausend Besuchern befahren. Darüberhinaus ist er ein Exkursionsziel und Übungsobjekt von österreichischen, aber auch ausländischen Universitäten, zumal es sich um den einzigen Untertageaufschluss der charakteristischen Vererzungen des „Blei-Zink-Barytbezirks Grazer Paläozoikum“ handelt.

Die erste urkundliche Erwähnung von Arzberg (Aerzeperck) erfolgte in einer Schenkungsurkunde vom 12. Juli 1242. Dies ist ein untrüglicher Hinweis dafür, dass in dieser Zeit die Vererzungen im Raum Arzberg („Erzberg“) bereits bekannt waren. Die Bergbauaktivitäten in diesem Raum waren immer wieder von Höhepunkten und Tiefgängen geprägt, wobei nach WEISS (1995) vier Phasen erkennbar sind:

- Die mittelalterlich-frühneuzeitliche Gewinnung von silberhaltigem Bleiglanz als Rohstoff für eine beachtliche Silbererzeugung.
- Die Gewinnung von silberhaltigem Bleiglanz zur Silber- und Bleierzeugung im 18. und 19. Jhd.
- Die Gewinnung von silberhaltigem Bleiglanz und Zinkblende zur Gewinnung von Blei, Zink, Silber im ersten

Viertel des 20. Jahrhunderts. Im Jahre 1927 wurde die Bergbautätigkeit in Arzberg endgültig eingestellt, die Heimsagung der Bergbaue erfolgte 1935.

- Die erneute Untersuchung der Lagerstätten in den Jahren 1973 bis 1975 durch die Bleiberger Berwerks Union in ihrem Freischurfbesitz, die umfangreiche Prospektions- und Explorationsarbeiten durchführte, wobei u. a. das Grubengebäude von Arzberg miteinbezogen wurde.

Im Grubengebäude von Arzberg sind Chloritschiefer sowie unterschiedlich karbonatführende Serizitschiefer der Schönberg-Fm. ausgebildet. Bei den Chloritschiefern handelt es sich um vulkanisch beeinflusste Gesteine mit karbonatischem Hintergrundsediment. Fließende Übergänge von Tuffiten zu Tuffen bzw. Metabasalten (ausserhalb des Grubengebäudes) sind gegeben. Die Serizitschiefer zeichnen sich durch einen wechselnden Karbonatgehalt aus. Die stratigraphisch jüngeren Schwarzschiefer, die üblicherweise im Hangenden entwickelt sind, sind im Grubengebäude nicht aufgeschlossen.

Die im Bereich des Raabstollens aufgeschlossenen Chloritschiefer lagern weitestgehend söhlig. Mehrere N-S streichende, mittelsteil gegen E einfallende Abschiebungen bewirken, dass trotz flacher Lagerung der Stollen bergwärts jeweils hangendere Schichtfolgen durchörtert.

Im Schautollen (Raabstollen) ist zwischen dem Arzberg-schacht und dem Verbindungsgesenke eine mehrere Meter mächtige Kataklastizone entwickelt. Dieser Störungsbereich ist nicht nur auf der Raabstollensohle, sondern auch im tiefer gelegenen Grubenbereich (Unterer Raabstollen, Mariahilfstollen) aufgeschlossen. Da in den tieferen Grubenbauen die Vererzung flächig abgebaut wurde, kam es im Querungs-

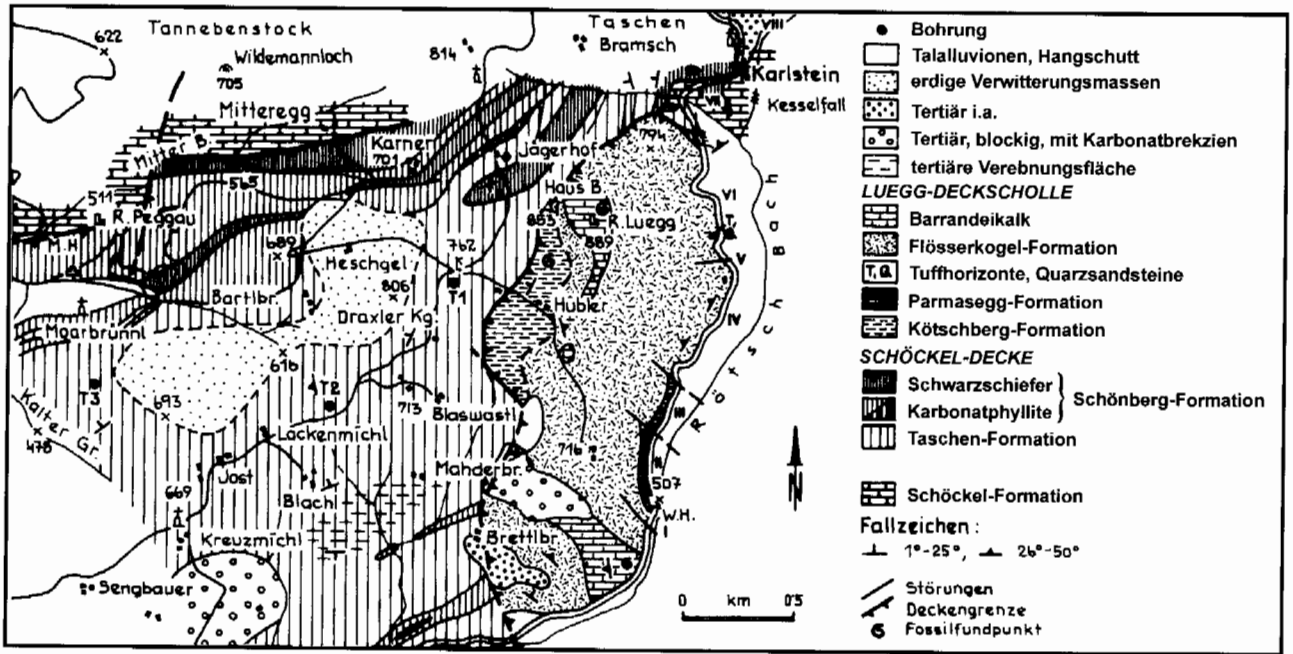


Abb. 17: Geologische Karte (Maßstab 1: 25.000) der Taschen SW von Semriach (nach EBNER & WEBER 1978).

Fig. 17: Geological map (scale 1: 25.000) of the Taschen area SW of Semriach (after EBNER & WEBER 1978).

bereich mit diesem Störungssystem auf Grund der großen Firstweiten zu Verbrüchen.

Im Bereich des Verbindungsgesenkes ist eine merkliche Verfaltung von Nebengestein und Vererzung erkennbar, wobei ostvergente, z. T. durchscherte Falten im Meterbereich beobachtet werden können. Auf dem Erbstollenniveau ist abermals ein dominanter, etwa N-S streichender, gegen E einfallender Bruch aufgeschlossen, durch welchen die Vererzung um mehrere Meter ostwärts abgeschoben wird. Östlich dieses Bruches ist ein steileres Abtauchen der generell NE fallenden Gesteinsabfolgen gegeben.

Im Grubengebäude von Arzberg sind zwei Erzlager aufgeschlossen, die sich paragenetisch deutlich unterscheiden: Im Unterbau des Grubengebäudes liegt in örtlich karbonatführenden, graubraunen Serizitschiefern eine (1) sulfidbetonte Vererzung (Bleiglanz, Zinkblende, Eisenkarbonate, Pyrit, Fahlerz). Demgegenüber ist in den darüberliegenden Chloritschiefern eine (2) sulfatbetonte Vererzung (streifig laminiertes Baryt, Bleiglanz, Pyrit) entwickelt.

Im Bereich des Unterbaues gelangen störungsbedingt die beiden stratigraphisch unterschiedlichen Vererzungen scheinbar direkt nebeneinander. Die ursprüngliche Annahme, dass es sich hierbei um ein einziges Lager handelt, das im Übergangsbereich einer Beckenfazies (Sulfidführung) zu einer sauerstoffreicheren Randfazies (Sulfate) gebildet wurde, ist aber nicht länger aufrecht zu halten. Vielmehr handelt es sich offensichtlich um zwei verschiedene Lagervererzungen, wobei in der stratigraphischen Position der Sulfid- und Sulfatvererzung etwa 20 m Vertikaldifferenz bestehen.

Da insbesondere im Bereich des Grazer Paläozoikums westlich der Mur das Liegendlager barytführend ist, während in den stratigraphisch höheren Vererzungen Baryt merklich zurücktritt bzw. fehlt, kann im Grubengebäude von Arzberg eine inverse Lagerung der erzführenden Abfolgen

nicht gänzlich ausgeschlossen werden.

Im Nordschlag des Raabstollens ist eine mehrere cm-mächtige quer zur Schichtung verlaufende Quarzkluft entwickelt, in deren Zentrum grobkörniger Bleiglanz entwickelt ist. Randlich ist ein mm-dünner Karbonatsaum vorhanden. Bei dieser Mineralisation handelt es sich zweifelsohne um ein jüngeres (alpidisches) Mobilisat.

Seismische Station Arzberg

Seit 1998 ist in einer Seitenstrecke des Erbstollens eine Erdbebenmeßstation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (internationale Kurzbezeichnung „ARSA“: Arzberg-Styria-Austria) eingerichtet. Der Standort Arzberg zeichnet sich durch seine ruhige Lage fernab von befahrenen Straßen bzw. technogenen Erschütterungsquellen aus.

Die seismische Station gehört nach MELICHAR (1997) zum Messnetz des Erdbebendienstes mit der DAZ (Datenzentrale) an der ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik) in Wien. Die 3-Komponenten Breitbandstation wurde im Zuge des Ausbaus des OEW-Stmk (Österreichischer Erdbebenwarndienst Steiermark) errichtet. Das hochempfindliche System kann Nah- und Fernbeben erfassen. Das Frequenzband der seismischen Signale beginnt bei einer Periode von 120 sec und endet bei 33 Hz. Die Aufnahme der Bodenbewegungen im genannten Frequenzbereich erfolgt durch einen speziellen Erdbebensensor, welcher als Feed-Back-System ausgebildet ist. Der Sensor mit einer dazugehörigen Schutzabdeckung aus Aluminium steht auf einem eigenen Mess-Sockel aus Beton, der direkt mit dem Nebengestein verbunden ist. Über ein Kabel werden die noch analogen Signale des Sensorsystems zum Computersystem, das ebenfalls durch eine Alu-Box geschützt ist, geführt. Der Dynamikumfang des gesamten Systems beträgt

140 dB. Sämtliche Messwerte werden im Datenaquisitionsrechner temporär gespeichert und gleichzeitig online über das digitale Datennetz der Telekom-Austria nach Wien zur DAZ übertragen. Die genaue Zeit wird über einen DCF-Empfänger (Langwellen-Zeitzeichensender 77,5 kHz) in das System eingespeist. Der Betrieb der gesamten Anlage erfolgt über eine unterbrechungsfreie Stromversorgungsanlage mit einer Netzausfallsüberbrückungszeit von mindestens 24 Stunden.

Die Stromzuführung und die vorgeschriebenen Schutzeinrichtungen, samt Elektroverteiler wurden von einem konzessionierten Elektrounternehmen errichtet und in Betrieb genommen. Besondere Überspannungsschutzeinrichtungen wurden sowohl bei der Stromzuführung als auch bei den Signalleitungen (Datenleitungen, Telefonleitungen etc.) eingebaut. Die Ableitungen erfolgen über ein eigens errichtetes Erdungssystem. Das gesamte Strom- und Nachrichtensystem ist von den Einrichtungen des Schau- und Lehrstollens völlig getrennt ausgeführt, um Beeinflussungen ausschließen zu können.

Literatur

- ANDRAE, K. (1854): Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 9. Sektion der Generalquartiermeisterstabkarte von Steiermark und Illyrien. - *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, **5**: 437, Wien.
- ANGEL, F. (1929): Dolomitsandsteine des Grazer Paläozoikums. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **64/65**: 136-149, Graz.
- BOIGK, H. (1951): Zum Bau der Grazer Decken. - *Z. dt. geol. Ges.*, **102**: 247-271, Hannover.
- BLÜMEL, O.W. (1956): Über Sandsteine der Grazer Umgebung. - *Festschr. F. Angel*, 13-18, Graz.
- BOSIC, R. (1998): *Gnathodus praeobilineatus* aus dem Lydithorizont der Oberen Sanzenkogel Formation (Karbon, Grazer Paläozoikum). - *Mitt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum*, **56**: 351-365, 3 Abb., 2 Taf., Graz.
- BOSIC, R. (1999): Zur Conodonten-Stratigraphie der Oberen Sanzenkogel Formation (Karbon, Grazer Paläozoikum). - *Geologica et Palaeontologica*, **33**: 167-189, 6 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Marburg/Lahn.
- BOUCOT, A. & SIEHL, A. (1962): *Zdimir* BARRANDE (Brachiopoda) redefined. - *Notizbl. hess. Landesamt. Bodenf.*, **80**: 117-131, Taf. 15-20, Wiesbaden.
- BROMLEY, R.G. (1990): Trace Fossils. Biology and Taphonomy. - 1-280, (Unwin Hyman) London.
- BROSCH, F.J., KLIMA, K. & PÖLSLER, P. (1984): Baueologische Erfahrungen beim Ausbruch des Plabutschunnel-Sondierstollens der A9 Pyrhautobahn. - *Felsbau* **2/3**: 151-165, 16 Abb., Essen.
- BUCHROITHNER, M. (1978): Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **108**: 77-93, 2 Abb., 1 Taf., Graz.
- BUCHROITHNER, M.F., EBNER, F. & SURENIAN, R. (1979): Die Entwicklung der Steinbergkalke (Oberdevon, Grazer Paläozoikum) an ihrer Typuslokalität. - *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **109**: 71-84, 3 Abb., 6 Tab., Graz.
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellerwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). - *Abh. Hess. L.-Amt. Bodenforsch.*, **62**: 1-67, Wiesbaden.
- CHATTERTON, B.D.E. (1976): Distribution and paleoecology of Eifelian and Early Givetian conodonts from Western and North-western Canada. - (In: BARNES, C.R. (Ed.): *Conodont paleoecology*), *Geol. Ass. Canada. Spec. Pap.*, **15**: 1-323, Toronto.
- CLAR, E. (1933): Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **70**: 24-47, 1 Beil., 1 geol. Karte, Graz.
- CLAR, E. (1935): Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. - *N. Jb. Geol. Paläont.*, **74/B**: 1-39, Stuttgart.
- CONKIN, J.E. & CONKIN, B.M. (1968): *Scalarituba missouriensis* and its stratigraphic distribution. - *Paleont. Contr. Univ. Kansas, Pap.*, **31**: 1-7, 1 Tab., 4 Taf., Lawrence.
- EBNER, F. (1976): Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. - *Verh. Geol. Bundesanst.*, **1976**: 65-93, 3 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wien.
- EBNER, F. (1977a): Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten. - *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **120**: 449-493, 1 Abb., 3 Tab., 6 Taf., Wien.
- EBNER, F. (1977b): Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **107**: 35-53, Graz.
- EBNER, F. (1978): Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **69**: 163-196, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- EBNER, F. (1979): The Devonian Carboniferous Boundary in Austria. - *Abstr. IX. Intern. Carbonif. Congr.*, 1 S., Washington.
- EBNER, F. (1980a): Conodont localities in the surroundings of Graz/Styria. - *Abh. Geol. Bundesanst.*, **35**: 101-127, 11 Abb., Wien.
- EBNER, F. (1980b): Steinbergkalke und Sanzenkogel-Schichten im Kalvarienbergzug W von Gratwein. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **110**: 47-53, 3 Abb., Graz.
- EBNER, F. (1983): Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1:50.000 der Naturraumpotentialkarte "Mittleres Murtal" (mit einem Beitrag von BECKER, L.P. & NEUBAUER, F.). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **29**: 99-131, 2 Farbkarten, Wien. (erschienen auch in den *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **44**: Graz).
- EBNER, F. (1985): Bemerkungen zur Rannachgruppe am Westrand des Grazer Paläozoikums. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **115**: 53-61, Graz.
- EBNER, F. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg. - *Jb. Geol. B.-A.*, **133**: 476-477, Wien.
- EBNER, F. (1989): Conodont mixed faunas - a tool for paleogeographic interpretations. - *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, **1**: 19-22, Athens.
- EBNER, F. (1990): Circummediterranean Carboniferous preflysch sedimentation. - *Field Workshop on Carboniferous-Permian sequence of Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, *Proc. Field Workshop Pramollo, Praeprint*, 20-32, Pramollo.
- EBNER, F. (1991a): Circummediterranean Carboniferous Preflysch Sedimentation. - *Giorn. Geol.*, ser 3^a, **53/1**: 197-208, Bologna.
- EBNER, F. (1991b): Carboniferous Preflysch Sediments in the Alpine-Mediterranean Belts. - *Mineralia slovacica*, **23**: 385-394, Bratislava.
- EBNER, F. (1991c): Flysch sedimentation related to the Variscan orogeny within the circummediterranean mountain belts. - *Mém. Geol.*, **10**: 55-69, Lausanne.
- EBNER, F. (1992): Correlation of marine Carboniferous sedimentary units of Slovakia, Hungary and Austria. - (In: VOZAR, J. (Hrsg): *Special Volume of IGCP Project No 276, Western Carpathians - Eastern Alps - Dinarides*), 37-47, Bratislava.
- EBNER, F. (1998): Das Paläozoikum auf ÖK-Blatt 163 Voitsberg. - *Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum*, **Sh 2**: 111-136, 1 Abb., 1 Tab., Graz.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOIZER, H.-L. (1979): Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies/Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum im Raume St. Pankrazen/Großstübing). - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **109**: 85-95, Graz.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HÖLZER, H.-L. (1980b): Führer zu ausgewählten Profilen in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. - *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **41**: 93-105, 4 Abb., 4 Tab., Graz.
- EBNER, F., KOVACS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Das klassische

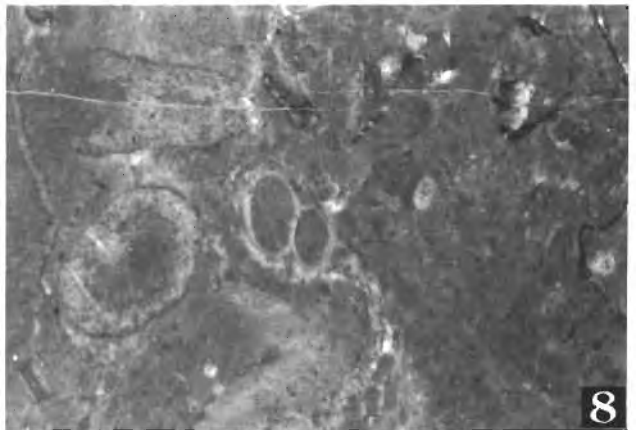
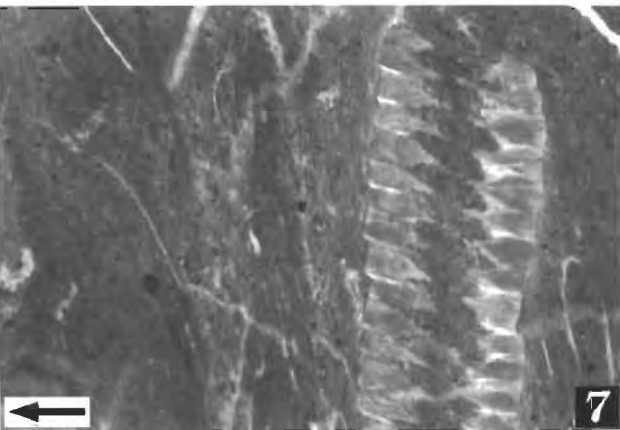
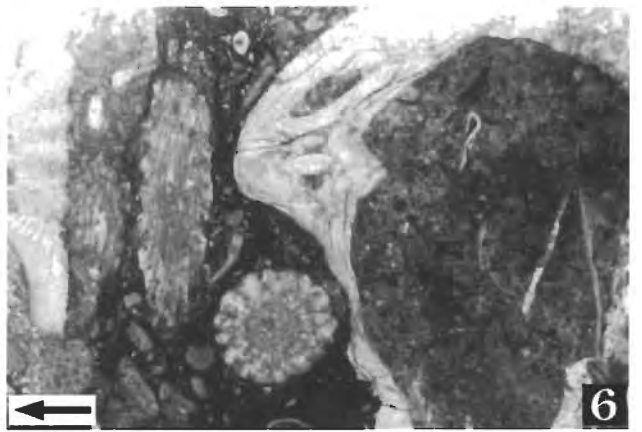
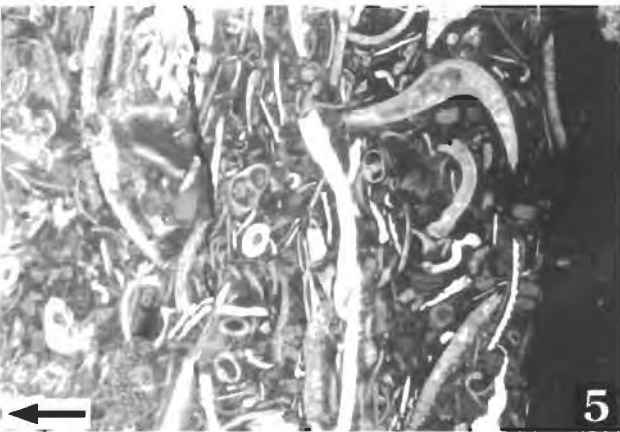
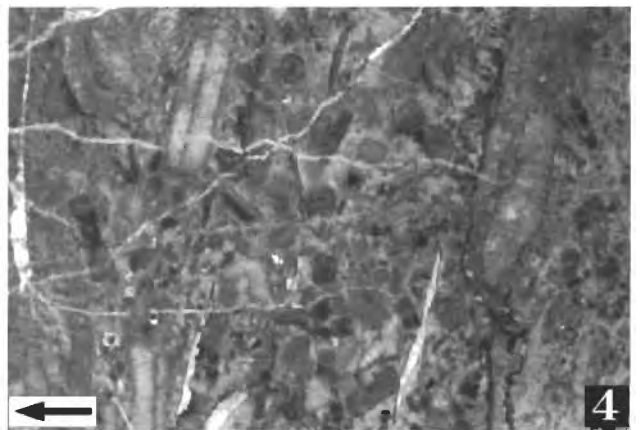
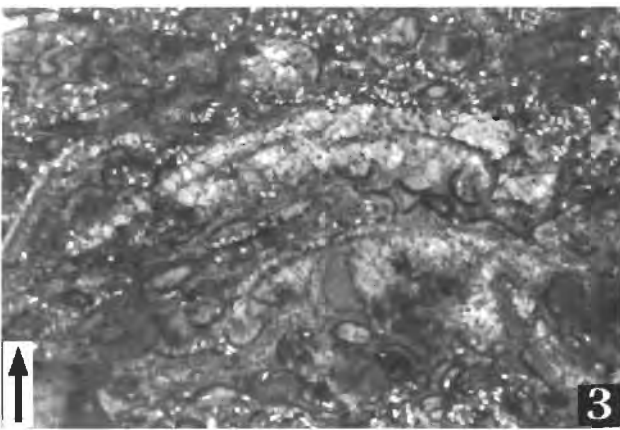
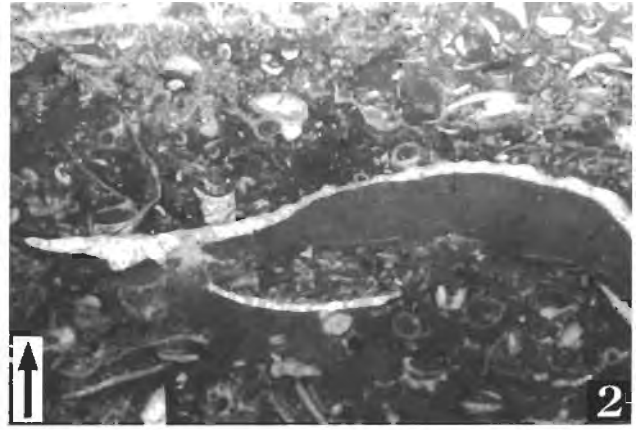
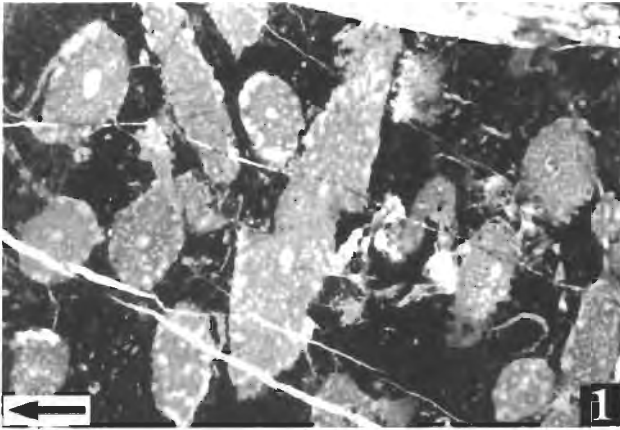
- Karbon in Österreich und Ungarn - ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. - Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1: 263-294, Wien.
- EBNER, F., KOVACS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1998): Stratigraphic and facial correlation of the Szendrő-Uppony Paleozoic (NE Hungary) with the Carnic Alps-South Karawanken Mts and Graz Paleozoic (Southern Alps and Central Eastern Alps); some paleogeographic implications. - *Acta Geol. Hungarica*, **41**: 355-388, Budapest.
- EBNER, F. & PROCHASKA, W. (1989): Geochemical characterization of Carboniferous sedimentary rocks within the Rannach-Group of the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria). - *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, **1**: 23-33, Athens.
- EBNER, F. & WEBER, L. (1978): Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötschgraben (Grazer Paläozoikum). - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **108**: 95-113, Graz.
- ESTERLUS, M. (1985): Kristallisationsgeschichte und Strukturprägung im Kristallin E des Grazer Paläozoikums. - Unpubl. Diss. Univ. Wien, 1-205, Wien.
- FABER, P. (1980): Fazies-Gliederung und -Entwicklung im Mittel-Devon der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). - *Mainzer Geowiss. Mitt.*, **8**: 83-149, 31 Abb., 2 Tab., Mainz.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1978): Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **69/1976**: 109-162, 11 Abb., 8 Tab., 10 Taf., Wien.
- FENNINGER, A. & HUBMANN, B. (1998): Spaltenfüllungen in der Basiskalkentwicklung der Kainacher Gosau (St. Pankrazen-Formation, ?Campanium). - *Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum*, **Sh 2**: 137-153, 3 Abb., 3 Taf., Graz.
- FENNINGER, A., HUBMANN, B., MOSER, B. & SCHOLGER, R. (1997): Diskussion zur paläogeographischen Position des Grazer Terrane aufgrund neuer paläomagnetischer Daten aus dem Unterdevon. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **126**: 33-43, 6 Abb., Graz.
- FLÜGEL, H. (1956): Neue Korallenfaunen aus dem Unterludlow von Graz. - *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **86**: 32-58, Taf. 2, 3, Graz.
- FLÜGEL, H. (1958): 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **88**: 51-78, Graz.
- FLÜGEL, H. (1959): *Zeapora* PENECKE 1894: Eine Dasycladaceen-Gattung aus dem Mittel-Devon von Graz. - *N. Jahrb. Geol. Paläont., Monatsh.*, **1959**: 145-152, Stuttgart.
- FLÜGEL, H. (1960): Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon- und der Silur/Devon-Grenze im Grazer Paläozoikum von Graz. - (In: SVOBODA, J. (Hrsg.): *Prager Arbeitstag. Strat. Silur & Devon (1958)*), 115-121, 1 Abb., Praha.
- FLÜGEL, H. (1961): Die Geologie des Grazer Berglandes. - *Mitt. Mus. Bergb. Geol. Technik, Landesmus. Joanneum*, **23**: 1963, 5-212, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1972): Das Paläozoikum von Graz. - (In: FLÜGEL, H.W. (Hrsg.): *Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz*), 117-140, 7 Abb., Graz.
- FLÜGEL, H. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1960. - 2. Aufl., *Mitt. Abt. Geol. Joanneum*, **Sh. 1**: 1-288, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1988): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. - (In: KRÖLL, A. et al. (1988): *Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle*), 21-49, *Geol. B.-A.*, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (2000): Die lithostratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz (Österreich). - (In: FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B.: *Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie*, *Österr. Akad. Wiss., Schriften. Erdwiss. Komm.*, **13**: 7-59, 3 Tab., Wien.
- FLÜGEL, H.W. & MAURIN, V. (1957): Aufnahmen 1956 auf den Blättern Graz (164), Weiz (165), Passail (134) und Birkfeld (135). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1957/1-3**: 27-33, Wien.
- FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, H. & FRANK, W. (1980): Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**: 201-211, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark - Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen (Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200.000). - 1-127, (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P. (1972): Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **63**: 142-148, Wien.
- FLÜGEL, H. & ZIEGLER, W. (1957): Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **87**: 25-60, Taf. 1-4, Graz.
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological Data from the Eastern Alps. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 272-281, (Deuticke) Wien.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. - *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **230**: 91-100, Boulder/Col.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). - *Geodin. Acta*, **2**: 53-62, Paris.
- FRITZ, H. (1991): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). - *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **134/2**: 227-255, 26 Abb., 2 Tab., Wien.
- FRITZ, H. & KRALIK, M. (1986): Finite and Incremental Strain-Untersuchungen im Paläozoikum von Graz und Möglichkeit einer Deformationsdatierung. - 1. Symp. Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie, Abstr., 23-27, Tübingen.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1988): Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian Sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**: 359-367, Zürich.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1990): "Grazer Paläozoikum". - *Exk.-Führer, TSK III, 3. Symp. Tektonik, Strukturgeol. Kristallingeol.*, 1-24, Graz.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L. (1991): Compression versus extension in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria). - *Zentralbl. Geol. Paläont., Teil 1*, **1991**: 55-68, Stuttgart.
- GOLLNER, H. & ZIER, C. (1985): Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). - *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **128/1**: 43-73, 9 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Wien.
- GRÄF, W. & FRITZ, I. (1999): 170 Jahre geologische Kartierung der Steiermark. Von Ankers "Gebirgskarte von Steyermark" zur Digitalen Geologischen Karte der Steiermark. - *Res montanarum*, **20**: 13-15, Leoben.
- GSELLMANN, H. (1987): Zur Geologie am Nordostrand des Grazer Paläozoikums (im Bereich Hochschlag-Plankogel-Heilbrunn). - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-202, Graz.
- HADITSCH, J.G. (1958): Die Geologie des Raumes zwischen Graz/Gösting, Judendorf und Straßengel. - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-164, 18 Abb., 4 Beil., Graz.
- HAFNER, H. (1983): Die Geologie der Hohen Rannach bei Graz (Grazer Paläozoikum, Steiermark). - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-156, Graz.
- HANSELMAYER, J. (1957): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung IX. Die Chonetenschiefer des Grazer Paläozoikums. - *Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. (I)*, **1956**: 19-24, Wien.
- HANSELMAYER, J. (1958): Petrographie und Chemismus der violetten Diabastuffe vom Florianiberg (Graz-Straßgang). - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **88**: 104-120, Graz.
- HANSELMAYER, J. (1960): Petrographie und Chemismus der devonischen grünen Diabastuffe vom Plabutsch-Bergzug (Graz). - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **90**: 25-40, Graz.
- HASENHÜTTL, Ch. (1994): Eine Wärmegegeschichte des Grazer Berglands. Inkohlung, Illitkristallinität, Tonmineralogie und

- Conodont Colour Alteration Index im nördlichen Teil des Grazer Deckenkomplex (Grazer Paläozoikum, Österreich). - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-182, Graz.
- HASENHÜTTL, C. (1995): Paläontologische Thermometer am Beispiel des Grazer Paläozoikums. - 2. Tagung ÖPG Kurzfass., S. 12, Graz.
- HASENHÜTTL, C. & HUBMANN, B. (1995): Devonian shallow marine environments of the Graz Palaeozoic affected by rifting. - Publ. Serv. Géol. Luxembourg, **29**: 52-54, Luxembourg.
- HASENHÜTTL, C. & RUSSEGGGER, B. (1992): Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum. - Jahrb. Geol. Bundesanst., **135/1**: 287-299, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien.
- HAUSER, A. (1952): Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks. Die Lehme und Tone Steiermarks. - 1-39, 15 Abb., Techn. Hochschule Graz.
- HENBEST, L. (1960): Fossil Spoor and their Environmental Significance in Morrow and Atoka Series, Pennsylvanian, Washington County, Arkansas. - Prof. Pap. U.S. geol. Surv., **400**: 383, Washington.
- HERITSCH, F. (1927): Stratigraphie des Altpalaeozoikums der Alpen. - Vestnik St. Geol. Ustavu CSR, **3/2-3**: 108-119, 2 Tab., Praze.
- HERITSCH, F. (1930): Karbon in der Dult bei Gratwein (Palaeozoikum von Graz). - Verh. Geol. Bundesanst., **1930/6**: 160-162, Wien.
- HERITSCH, F. (1935): Oberstes Unterdevon und unteres Mitteldevon bei Graz. - Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **144**: 187-197, Wien.
- HERITSCH, F. (1943): Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Das Paläozoikum. - 1-681, 14 Abb., (Borntraeger) Berlin.
- HIDEN, H.R. (1995): Zur Fossilführung des Basalanteils der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums (Österreich). - Mitt. Abt. Geol. und Paläont. Landesmuseum Joanneum, **54**: 77-91, 4 Abb., 2 Taf., Graz.
- HOLZER, H. (1972): Haltepunkt 1: Steinbruch Punkt 399, Göstingbachtal (Dolomitsandsteinfolge, Unterdevon). - (In: FLÜGEL, H.W.: Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz), 131-135, Graz.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**: 155-181, Zürich.
- HUBMANN, B. (1990): Udoteaceen (Grünalgen) aus dem Grazer Paläozoikum/Österreich (Barrandeikalke, Eifelium). - Facies, **22**: 147-158, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Erlangen.
- HUBMANN, B. (1991a): Alveolitidae, Heliolitidae und *Helicosalpinx* aus den Barrandeikalken (Eifelium) des Grazer Devons. - Jb. Geol. B.-Anst., **134/1**: 37-51, 5 Abb., 3 Taf., Wien.
- HUBMANN, B. (1992a): Remarks on the Biogeographical Relationship of the Graz Palaeozoic. - (In: NEUBAUER, F. (Ed.): The Eastern Central Alps of Austria. ALCAPA Field Guide, IGP/KFU Graz), 93-95, 3 Abb., Graz.
- HUBMANN, B. (1992b): Stop No. 1: Upper part of the Barrandei Limestone Formation, Graz Thrust Complex. - (In: NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I., EBNER, F., FRITZ, H., HANDLER, R., HUBMANN, B., KOLLER, F., MÜLLER, W., PEINDL, P., WALLBRECHER, E., KIESL, W., TAKASU, A., & WEINKE, H.H.: Excursion to the eastern central alps: description of stops. - In: NEUBAUER, F. (Hrsg.): The Eastern Central Alps of Austria, ALCAPA-Field Guide, IGP/KFU Graz), 201-204, Graz.
- HUBMANN, B. (1993): Ablagerungsraum, Mikrofazies und Paläoökologie der Barrandeikalk-Formation (Eifelium) des Grazer Paläozoikums. - Jahrb. Geol. Bundesanst., **136/2**: 393-461, 37 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Wien.
- HUBMANN, B. (1997): Das Grazer Paläozoikum. - (In: HUBMANN, B. & STINGL, K. (Hrsg.): Fossile Florenfundpunkte der Mittelsteiermark. Exkursionsführer), Paläobot. Forsch. 100. Jahre nach Freih. C. v. Ettingshausen, 2-15, 4 Abb., Graz.
- HUBMANN, B. (1999): Der Barrandeikalk, ein "klassischer" lithostratigraphischer Name des Grazer Paläozoikums mit "belasteter" Geschichte. - Austrostrat '99, 10-11, Obertrum.
- HUBMANN, B. (2000a): Grazer Paläozoikum: Bibliographie 1819-1999. - (In: FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B.: Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie), Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Kommiss., **13**: 61-118, Wien.
- HUBMANN, B. (2000b): *Zeapora* PENECKE 1894 redefined: a halimedacean alga. - Mitt. Österr. Geol. Ges., **91**: 31-37, 5 Abb., Wien.
- HUBMANN, B. & FENNINGER, A. (1994): Evidence of Siphonous Green Algae in the Junkerberg Formation (Middle Eifelian), Rhenish Slate Mountains, FRG: *Perrierella eifelensis* n.sp. - Senckenberg. lethaea, **74/2**: 1-8, 5 Abb., 1 Taf., Frankfurt am Main.
- HUBMANN, B. & HASENHÜTTL, C. (1995): Zur Entwicklung der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums. Exkursionspunkte zu ausgewählten Profilen. - Exkursionsführer zur 2. Tagung Österr. Paläont. Ges., 1-43, 13 Abb., Graz.
- KAHR, V. (1949): Das Paläozoikum im Raume von Stiwill. Archaeocyathacea im Grazer Paläozoikum. - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-74, Graz.
- KODSI, M. (1967): Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. - N. Jahrb. Geol. Paläont., Monatsh., **1967**: 415-427, Stuttgart.
- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in splitischen Gesteinen der Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**: 31-43, Graz.
- KÖPPEL, V. (1997): Bleiisotope. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., **19**: 485-495, Wien.
- KREUTZER, L.H., SCHÖNLAUB, H.P. & HUBMANN, B. (1997): The Devonian of Austria. - (In: SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Guidebook IGCP 421 North Gondwanan Mid-Paleozoic Biodynamics), Ber. Geol. B.-A. Wien, **40**: 42-59, 9 figs., Wien.
- LOESCHKE, J. (1989): Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **118**: 95-105, 7 Abb., 2 Tab., Graz.
- LÜTKE, F. (1976): Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Genese der Flinzfazies im Harz (Givet und Oberdevon). - Z. dt. geol. Ges., **127**: 499-508, Hannover.
- MELICHAR, P. (1997): Technische Funktionsbeschreibung der seismischen Station ARZBERG in der Steiermark. - Unveröff. Bericht, Wien.
- MAURIN, V. & FLÜGEL, H. (1958): Aufnahme 1957 auf Blatt "Grazer Bergland" 1:100.000. - Verh. Geol. Bundesanst., **1958/3**: 223-226, Wien.
- NEUBAUER, F. (1981): Untersuchungen zur Geologie, Tektonik und Metamorphose des „Angerkristallins“ und des E-Randes des Grazer Paläozoikums. - Jber. 1980, Hochschulschwerpkt., S 15, 114-121, Leoben.
- NEUBAUER, F. (1991): Stratigraphie und Struktur der Rannachdecke bei Kehr, Grazer Paläozoikum. - Jahrb. Geol. Bundesanst., **134**: 101-116, Wien.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D. (1995): Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. - Tectonophysics, **242**: 79-98, 13 Abb., Amsterdam.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. et al. (1992): Excursion to the Eastern Central Alps: description of stops. - ALCAPA – Field Guide, 201-245, (IGP/KFU) Graz.
- NEUBAUER, F., EBNER, F., FRISCH, W. & SASSI, F.P. (1998): Terranes and tectonostratigraphic units in the Alps. - Ann. Pays Geol. Helleniques, **37**: 219-243, Athens.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **120**: 203-219, 10 Abb., Graz.
- NEUBAUER, F. & HERZOG, U. (1985): Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens - Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. - Anz. Österr. Akad.

- Wiss., math.-naturw. Kl., 1974: 39-41, Wien.
- NEUBAUER, F., HOINKES, G., SASSI, F.P., HANDLER, R., HÖCK, V., KOLLER, F. & FRANK, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79: 41-62, Zürich.
- NEURATH, G. (1992): Arzberg.- Festschrift 750 Jahre seit der 1. Urkundlichen Nennung am 12. Juli 1242. - Eigenverlag Gemeinde Arzberg, Arzberg.
- NEURATH, G. (1995): Arzberg und der Bergbau. - Res Montanarum, 10: 32-38, Leoben.
- NÖSSING, L. (1974a): Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. - Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 111: 39-41, Wien.
- NÖSSING, L. (1974b): Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons und Unterkarbons des Grazer Paläozoikums. - Unveröff. Diss. Univ. Graz, 1-103, Graz.
- NÖSSING, L. (1975): Die Sanzenkogelschichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 105: 79-92, Graz.
- NÖSSING, L., EBNER, F. & FLÜGEL, H.W. (1977): Zur Geologie des Eichkogels bei Rein nordwestlich von Graz. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 107: 81-88, 2 Tab., 2 Abb., Graz.
- NOWY, W. (1980): Gratkorn tunnel Nord. - Unveröff. Geol. Gutachten, 1-15, Korneuburg.
- PEMBERTON, S. G., FREY, R.W. & SAUNDERS, T.D.A. (1990): Trace fossils. - (In: BRIGGS, D.E.G. & CROWTHER, P.R. (Eds.): Palaeobiology. A Synthesis), Oxford.
- PENECKE, A. (1894): Das Grazer Devon. - Jahrb. Geol. Reichsanst., 43: 567-616, Taf. 7-12, Wien.
- POLTNIG, W. (1984): I. Beitrag zur Geologie westlich von Gösting bei Graz.- II. Fischreste und Eridostraca aus dem Unterdevon von Graz. - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-106, Graz.
- RANTITSCH, G., EBNER, F., RUSSEGGGER, B. & WEBER, L. (1998): Kohlenstoff-Schwefelbeziehungen in Schwarzschiefern der Schönberg Formation (Obersilur/Unterdevon des Grazer Paläozoikums, Österreich): ein Produktivitätsmodell zur Entstehung altpaläozoischer Schwarzschiefer. - Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, Sh 2: 303-314, 4 Abb., 2 Tab., Graz.
- RODRIGUEZ, J. & GUTSCHICK, R.C. (1970): Late Devonian - Early Mississippian Ichnofossils from Western Montana and Northern Utah. - (In: CRIMES, T.P. & HARPER, J.C. (Eds.): Trace Fossils), 407-438, 6 Abb., 10 Taf., (Seel House Press) Liverpool.
- ROLLE, F. (1856): Geologische Untersuchungen in dem Theile Steiermarks zwischen Grätz, Obdach, Hohenmauthen und Marburg. - Jahrb. Geol. Reichsanst., 7, 219-249, Wien.
- RUSSEGGGER, B. (1992): Diagenese bis niedriggradige Metamorphose im südlichen Grazer Paläozoikum (Steiermark, Österreich). - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-180, Graz.
- RUSSEGGGER, B. (1996): Niedrigst- und niedriggradige Metamorphose im südlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). - Jahrb. Geol. Bundesanst., 139/1: 93-100, 4 Abb., Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., CURRY, D.J., HORSFIELD, B. & RANTITSCH, G. (1995): Characterization of organic matter in late Cretaceous black shales of the Eastern Alps (Kainach Gosau Group, Austria). - Org. Geochem., 23: 915-929, Oxford.
- SANDBERG, C.A., ZIEGLER, W. & EBNER, F. (1983): Possible Devonian-Carboniferous Boundary stratotypes in central U.S.A., West Germany and Austria. - 10th Int. Cong. Strat. Geol. Carbonif., Madrid, Resumes, S. 315, Madrid.
- SCHÄFER, A. (1937): Geologische Karte des Buchkogel-Floriansbergzuges im Maßstabe 1:25.000. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 74: 133-142, 1 Abb., Taf. 7, Graz.
- SCHROLL, E. (1997): Galenite. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 397-403, Wien.
- SCHROLL, E. (1997): Sphalerite. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 403-407, Wien.
- SCHROLL, E. (1997): Baryt. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 424-425, Wien.
- SCHROLL, E. (1997): Sulfidschwefelisotope. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 465-472, Wien.
- SCHROLL, E. (1997): Sulfidschwefelisotope. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 472-480, Wien.
- SEILACHER, A. & MEISCHNER, D. (1964): Fazies-Analyse im Paläozoikum des Oslo-Gebietes. - Geol. Rdsch., 54: 596-619, 13 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- SOLLE, G. (1934): *Conchidium hercynicum* HALFAR und die Stellung der Pentameruskalke im Grazer Devon. - Senckenbergiana, 16: 110-126, 5 Abb., Frankfurt/Main.
- SOMERS, R. (1992): Zur Kenntnis der Gosau und des Paläozoikums NE St. Pankrazen (Steiermark) - Mikrofaziale und paläomagnetische Untersuchungen. - Unveröff. Dipl. Arbeit K.-F.-Univ. Graz, 1-77, Graz.
- STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. - Jahrb. Geol. Reichsanst., 24/2: 135-274, Taf. 6-8, Wien.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. - Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, 209: 1-19, 11 Abb., 3 Tab., Frankfurt/Main.
- SURENIAN, R. (1978): Die Conodontenfauna des Steinbergkalkes (Oberdevon, Paläozoikum von Graz). - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark., 108: 121-135, Graz.
- TERGLAV, J. (1876): Die petrographische Beschaffenheit der im Grazer Devon vorkommenden Tuffe. - Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 207-228, Wien.
- TSCHELAUT, W. (1985): Über das Alter der Arzberger Schichten und der Blei-Zinkvererzung im Grazer Paläozoikum. - Jahrb. Geol. Bundesanst., 128/2: 241-243, Wien.
- TUFAR, W. (1965): Geochemische Untersuchungen an österreichischen Baryten. - Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 9: 242-251, Wien.
- TUFAR, W. (1972): Zur Blei-Zinkvererzung des Grazer Paläozoikums. - Joanneum, Mineralog. Mitt.Bl., 1972: 64-75, Graz.
- UNGER, F. (1843): Geognostische Skizze der Umgebung von Grätz. - (In: SCHREINER, G.: Grätz, ein naturhistorisch-statistisch-topographisches Gemälde dieser Stadt und ihrer Umgebungen), 69-82, Grätz.
- WEBER, L. (1990): Die Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikum und ihr geologischer Rahmen. - Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 12: 1-289, Wien.
- WEBER, L. (1995): Die silberführenden Blei-Zinklagerstätten des Grazer Berglandes. - Res Montanarum, 10: 7-11, Leoben.
- WEBER, L. (1997a; Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. - Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 1-607, Wien.
- WEBER, L. (1997b): Metallogenetische Karte von Österreich unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe, 1: 500.000. - Geol. B.-A., Wien.
- WEISS, A. (1995): Zur Geschichte des Silber-, Blei- und Zinkerzbergbaus im Raum Arzberg - Haufenreith. - Res Montanarum, 10: 12-19, Leoben.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1984): Important candidate sections for stratotype of Conodont based Devonian-Carboniferous Boundary. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 67: 231-239, Frankfurt/Main.
- ZIER, C. (1981): Nachweis von Oberdevon und Karbon in der Hochlantschfazies nördlich des Röthelstein bei Mixnitz (Grazer Paläozoikum). - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 111: 65-74, Graz.
- ZIER, C. (1983): Die Devon-Karbon-Grenze in der Hochlantschfazies des Grazer Paläozoikums. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 113: 39-42, Graz.

Tafel 1 / Plate 1

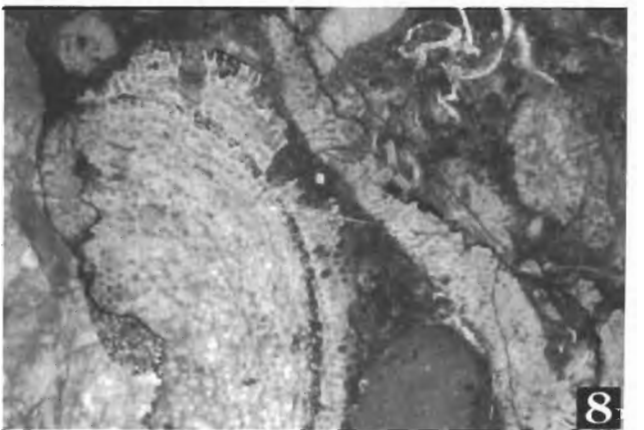
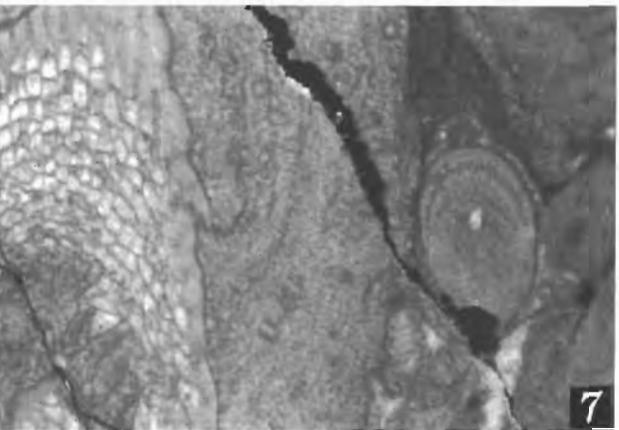
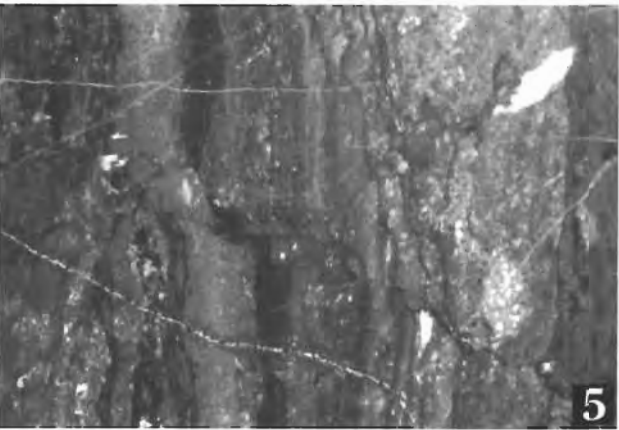
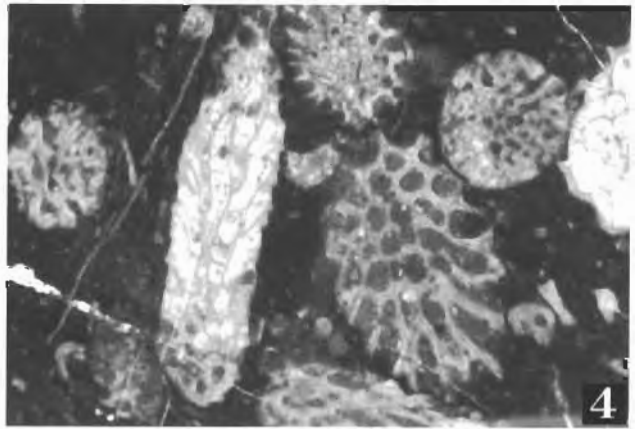
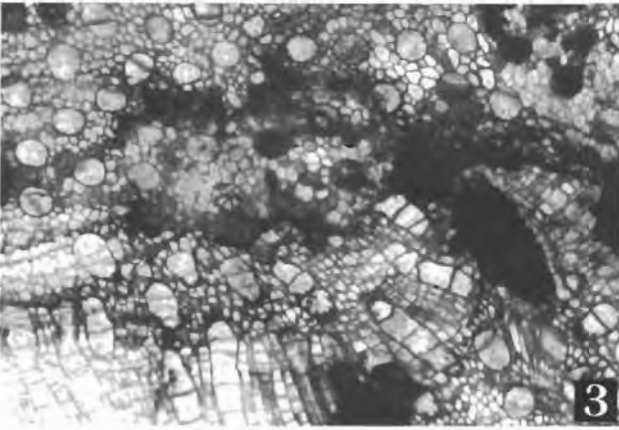
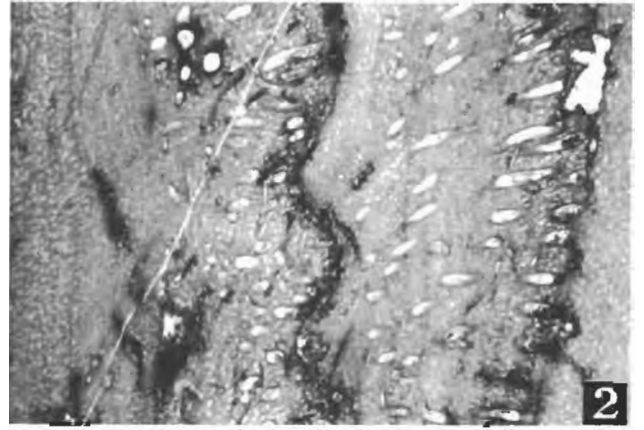
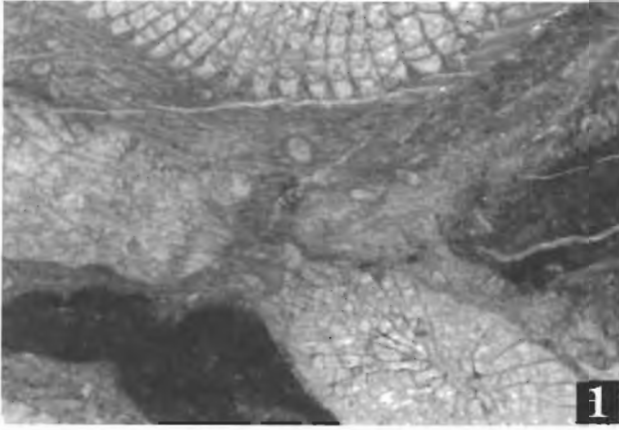
1. Schwarze Dolomite der Flösserkogel-Formation (Eichberg-SbFm.) mit massenhaft auftretenden Amphiporen (*Amphipora ramosa*), die stellenweise Mounds bilden. Bildbreite: 1,7 cm.
1. Black dolostones of the Flösserkogel-Formation (Eichberg-Mb.) with mass occurrences of Amphiporids (*Amphipora ramosa*), which may build up mound structures. Size in width 1,7 cm.
2. *Chonetes*-Schillkalke innerhalb der Chonetenschiefer. Beachte im Zentrum konvexe Chonetenschale (Umbrellastruktur!) mit aufgewachsenen *Aulocystis*-Individuen. Bildbreite: 1,7 cm.
2. *Chonetes coquina* bed within the Chonetids shales. In the center of the thin section a Chonetid valve with encrusted tabulate *Aulocystis*. Size in width 1,7 cm.
3. Anhäufungen von verkieselten Ostracoden und Eridostracen in den reichlich Quarzsilt führenden *Chonetes*-Schillkalken. Bildbreite: 0,5 cm.
3. Accumulations of silicified ostracods and eridostraca within quartzsiltite rich *Chonetes coquina* beds. Size in width 0,5 cm.
4. Crinoiden-Grainstone. Basalentwicklung der Barrandeikalke. Bildbreite: 1,7 cm.
4. Crinoidal grainstone. Basal development of the Barrandei limestone. Size in width 1,7 cm.
5. Tempestitlage mit unterschiedlichen Organismenresten aus den Barrandeikalken. Bildbreite: 1,7 cm.
5. Tempestite layer with remains of various organisms. A typical feature within sections of the Barrandei limestones. Size in width 1,7 cm.
6. Korallen-Brachiopoden-Float/Rudstone der Barrandeikalk-Abfolge. Vgl. Korallen-Brachiopoden-Biofazies des Stops 4 der Exkursion. Bildbreite: 1,7 cm.
6. Coral-Brachiopod-float/rudstone of the Barrandei limestone succession. Cf. Coral-brachiopod-biofacies of stop 4 of the excursion. Size in width 1,7 cm.
7. Niedrig energetische Schlammfazies innerhalb der Barrandeikalkabfolge. Hohe Mikritanteile sowie nicht bis wenig disartikulierte Organismenreste weisen auf geringe Wasserturbulenzen hin. Bildbreite: 1,7 cm.
7. Low-energy mud facies of the Barrandei limestone. High mud content, as well as totally preserved, easily disarticulated skeletons (i.e.: articulated crinoid stems) suggest a low turbulence hydrodynamic regime. Size in width 1,7 cm.
8. Kalkalgenthalli-führende, mergelige Kalke (indet. Halimedaes) aus den Barrandeikalken des Plabutsch-Westhanges. Bildbreite: 1,7 cm.
8. Marly limestones with remains of calcareous algae (indet. Halimedaes) of the Barrandei limestones (western slope of the Plabutsch hill). Size in width 1,7 cm.



Tafel 2 / Plate 2

“Riff-Fazies” des Grazer Paläozoikums
“Reef-Facies” within the Graz Paleozoic

1. Stockkoralle (*Cyathophyllum ?graecense*) umwachsen von einer Stromatopore (Barrandeikalk, Plabutsch-Gipfelbereich nahe der Fürstenstand-Warte). Bildbreite: 1,7 cm.
1. Branching rugose *Cyathophyllum ?graecense* encrusted by a stromatoporoid (Barrandei limestone, vicinity of the “Fürstenstand” at Plabutsch hill). Size in width 1,7 cm.
2. Stromatopore mit eingewachsener syringoporider Tabulata (“Caunopore”) zeigt mehrfache Wachstumsunterbrechungen Stromatopore (Barrandeikalk, Plabutsch-Gipfelbereich nahe der Fürstenstand-Warte). Bildbreite: 1,7 cm.
2. Stromatoporoid with intergrown syringoporid tabulate (“Caunopora”) showing several interruptions of growth (Barrandei limestone, vicinity of the “Fürstenstand” at Plabutsch hill). Size in width 1,7 cm.
3. *Pachycanicula barrandei*, eine heliolitide Koralle, die namensgebend für die “Barrandeikalke” ist (Forstweg Attems). Bildbreite: 1,7 cm.
3. *Pachycanicula barrandei*, a heliolitid coral which is the name giving fossil for the formation “Barrandei limestone” (Attems outcrop). Size in width 1,7 cm.
4. Korallen Float/Packstone der Barrandeikalke (Straße nach St. Pankrazen). Bildbreite: 1,7 cm.
4. Coral float/packstone of the Barrandei limestone (road to St. Pankrazen). Size in width 1,7 cm.
5. Mikrobialith der Kollerkogel-Formation (Basis der Platzkogel-SbFm.), Grabenwarterkogel nahe St. Pankrazen. Bildbreite: 1,7 cm.
5. Mikrobialite of the Kollerkogel formation (Base of the Platzkogel member), Grabenwarter hill near St. Pankrazen. Size in width 1,7 cm.
6. *Stachyodes*-Rasen (Bafflestones) der Platzkogel-SbFm., Höllerkogel nahe St. Pankrazen. Bildbreite: 1,7 cm.
6. *Stachyodes*-meadows (bafflestones) of the Platzkogel member, Höllerkogel near St. Pankrazen. Size in width 1,7 cm.
7. *Stachyodes-Sociophyllum*-Boundstones der Platzkogel-SbFm., Höllerkogel nahe St. Pankrazen. Bildbreite: 1,7 cm.
7. *Stachyodes-Sociophyllum*-boundstones of the Platzkogel member, Höllerkogel near St. Pankrazen. Size in width 1,7 cm.
8. *Alveolites-Stachyodes*-Framestone der Platzkogel-SbFm., Höllerkogel nahe St. Pankrazen. Bildbreite: 1,7 cm.
8. *Alveolites-Stachyodes*-framestone of the Platzkogel member, Höllerkogel near St. Pankrazen. Size in width 1,7 cm.



Tafel 3 / Plate 3

Lithotypen von der Basis der Dult-Gruppe aus dem Hangrutsch-Material N des Autobahntunnels Gratkorn-Nord.
Rock types from the base of the Dult-Group deriving from a landslide north of the portal of the highway-tunnel Gratkorn-north.

- 1: Brekzienlage mit Kalkkomponenten der Sanzenkogel-Fm. und schwarzen Lyditklasten.
1: Breccia with components of limestones of the Sanzenkogel-Fm. and black lydites.



- 2: Olistostrom-Lage mit Komponenten mikritischer Kalke vom Typus der Sanzenkogel-Fm. in einer graugrünen siltigen Schiefermatix.
2: Olistostromatic layer with components of micritic limestones of the Sanzenkogel-Fm. in a matrix of greyish-green silty shales.



- 3: 5 cm mächtige, gradierte allodapische Kalklage (an der Sohlfläche Andeutung von Sohlmarken über grünlich grauen Schiefen).
3: Graded allodapic limestone in a thickness of 5 cm (at the footwall there are some hints of sole marks above greyish-green shales).

