

# MITTEILUNGEN

DER ABTEILUNG FÜR  
GEOLOGIE, PALÄONTOLOGIE UND BERGBAU  
AM LANDESMUSEUM JOANNEUM



3. Jahrestagung der  
**Österreichischen  
Geologischen Gesellschaft**

in Graz

Redaktion  
F. Ebner

Die in Klammern angegebenen Seitenzahlen beziehen sich auf das „Jahrbuch der naturwissenschaftlichen Abteilungen am Joanneum in Graz“, das von der Steiermärkischen Landesregierung herausgegeben wird.

3. Jahrestagung der  
Österreichischen  
Geologischen Gesellschaft  
in Graz

Redaktion  
F. Ebner

Für Form und Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich. Im Selbstverlag der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, A-8010 Graz. Druck: Styria, Ederbastei 3, A-8750 Judenburg.

## Inhaltsverzeichnis

FLUGEL, H. W. & GRÄF, W.: Vorwort . . . . .	5
---	---

### I. Abhandlungen

HERITSCH, H.: Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe . . . . .	9
EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums . . . . .	45
NEUBAUER, F. R.: Die Geologie des Murauer Raumes — Forschungsstand und Probleme . . . . .	67
NIEDERL, R.: Zur Geologie des Raumes Oberwölz und des Pleschaitz N-Ab- falles (Murauer Paläozoikum) . . . . .	81

### II. Exkursionsführer

HERITSCH, H.: Exkursion: Petrologie des Kristallins der Koralpe . . . . .	87
EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Führer zu ausgewählten Profilen in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums . . . . .	93
BECKER, L. P.: Geologie entlang der Fahrtstrecke Graz—St. Michael—Murau .	107
NEUBAUER, F. R.: Exkursion Murauer Paläozoikum . . . . .	115
BECKER, L. P.: Das Kraftwerk Bodendorf der STEWEAG . . . . .	129



## Vorwort

Helmut W. FLÜGEL und Walter GRÄF, Graz

Vom 24. bis 28. September 1980 wird die Österreichische Geologische Gesellschaft ihre 3. Jahrestagung in Graz abhalten. Bereits vor über 50 Jahren, 1928, war der Vorgänger unserer Vereinigung, die Geologische Gesellschaft in Wien, anlässlich einer zusammen mit der Deutschen Geologischen Gesellschaft veranstalteten Tagung in Graz, wo unter der Leitung von Franz HERITSCH eine Exkursion in das Grazer Paläozoikum stattfand und vor genau 30 Jahren, 1950, trafen sich erstmals nach dem Zweiten Weltkrieg 150 Geologen zu einer Wandertagung unserer Gesellschaft in unserer Stadt.

Graz hat eine sehr lange geologische Tradition. Sie geht zurück auf das Wirken von Erzherzog JOHANN. Ihm war es spätestens 1815 auf seiner Reise nach England klar geworden, daß die Grundlage von Industrie und Wohlstand Rohstoffe und Energie sind und er wußte daher, daß die Förderung der Geowissenschaften eine Voraussetzung für die Entwicklung eines Staates in einer industriellen Gesellschaft ist. Es verwundert daher nicht, daß er bereits 1819 den Nachfolger von Friedrich MOHS am Landesmuseum Joanneum, Matthias ANKER, beauftragte, eine „Gebirgskarte der Steiermark“ zu zeichnen. Diese 1929 fertiggestellte Karte übermittelte Erzherzog JOHANN dem Geological Survey of London, wo sie von SEDGWICK und MURCHINSON 1831 für die erste geologische Darstellung Österreichs in seinen heutigen Staatsgrenzen mitverwertet wurde.

Diese Förderung der Geowissenschaften in der Steiermark im Österreich METTERNICHS, in dem weder eine geologische Anstalt noch Universitäten mit einem eigenen Lehrstuhl für Geologie, noch eine wissenschaftliche Akademie existierten, mag mitbestimmend dafür gewesen sein, daß auch die erste wissenschaftliche Tagung in Österreich, an der die Geologie eine dominierende Rolle in Vorträgen und Exkursionen spielte, in Graz 1843 stattfand. An ihr nahmen Männer wie Leopold von BUCH, E. COTTA, Wilhelm HAIDINGER oder Armi BOUE, um einige zu nennen, teil.

Im Rahmen dieser Tagung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte legte BOUE den Entwurf der ersten geologischen Karte der Erde, die 1845 in Paris erscheinen sollte, den Tagungsteilnehmern vor.

In diese lange geowissenschaftliche Tradition fügt sich ein, daß zwei Geowissenschaftler, deren 100. Geburtstag wir 1980 feiern, in Graz wirkten, nämlich Alfred WEGENER und Josef STINY. Ersterer, dessen Kontinentalverschiebungs-Theorie wegberbeitend für unsere heutige Vorstellung des irdischen Geschehens ist und den die Geowissenschaftler der ganzen Welt zu Beginn des Jahres in einem internationalen Symposium in Berlin ehrten, wirkte als Ordinarius für Meteorologie und Geophysik zwischen 1924 und 1930 an unserer Universität. Er schrieb hier die letzte völlig

umgearbeitete Auflage seiner „Entstehung der Kontinente und Ozeane“ und brach von hier zu seiner letzten Grönland-Fahrt auf. Der Zweitgenannte, Josef STINY, uns allen bekannt als Schöpfer der modernen Technischen Geologie, dessen Wirken dazu führte, daß Österreich heute auf diesem Gebiet eine führende Rolle einnimmt, studierte in Graz und habilitierte sich hier an der Universität 1924 für Geologie. Diesen beiden Großen unserer Wissenschaft auch während der Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Graz zu gedenken, schien daher Pflicht.

Seit der früher erwähnten Tagung von 1950 in Graz hat sich vieles verändert. In den Geowissenschaften ist — um nur einiges zu nennen — an die Stelle der Permanenz der Ozeane der Mechanismus des Sea-Floor-Spreadings getreten und die Vorstellung einer Kontraktion der Erde wurde durch die von Plattenbewegungen abgelöst. Die Ergebnisse der experimentellen Petrologie haben basische Fronten und metasomatische Granite ersetzt. Geochronologische und paläomagnetische Daten haben auch in Österreichs Geologie Eingang gefunden, die ortsgebundene Alpentektonik, die 1950 noch die „Geologie von Österreich“ beherrschte, hat heute kaum einen Anhänger. An die Stelle von Einzelforschungen traten nationale und übernationale Forscherteams und Forschungsprojekte und der erste Wissenschaftler, der seinen Fuß auf einen anderen Himmelskörper setzte, war ein Geologe. In den 30 Jahren seit dieser Tagung hat aber auch die Geologie ihre Blickrichtung völlig verändert. Aus einer, die Vergangenheit der Erde erforschenden Wissenschaft, wurde eine Forschungsrichtung mit zukunftsorientierten Aufgaben, für eine Welt, die seit 1950 um 2 Milliarden Menschen zugenommen hat und für die vermehrt gilt, was MAX BORN in einem Brief an ALBERT EINSTEIN am 3. September 1950 für seine Zeit feststellen mußte, nämlich, daß „diese Welt zum Verzweifeln aussieht“.

Bei den Überlegungen zu den im Rahmen der Tagung angebotenen Exkursionen stand der Gedanke im Vordergrund, Ergebnisse einiger Arbeitsschwerpunkte der letzten Jahre der Grazer geowissenschaftlichen Institute vorzustellen. Von petrologischer Seite boten sich hierfür die von Prof. Dr. H. HERITSCH (Institut für Mineralogie, Kristallographie und Petrologie) seit mehreren Jahren verfolgten petrogenetischen Untersuchungen im Bereich der Koralm an. Hierbei wurde bewußt auf die Koppelung mit geologischen Überlegungen verzichtet, da sich zeigt, daß gerade die früher erwähnten geochronologischen Arbeiten, die derzeit im „Altkristallin“ durchgeführt werden, zu einem Umdenken unserer bisherigen Anschauungen über den Werdegang auch dieses Gebirges führen dürften.

Als zweiter Schwerpunkt wurde das Grazer Paläozoikum gewählt, wo gleichfalls seit einiger Zeit neue Untersuchungen und Kartierungsarbeiten durch das Institut für Geologie und Paläontologie der Universität bzw. die Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau des Landesmuseums Joanneum im Gange sind, die nicht nur zu einem besseren Verständnis der Bildungsräume und Bildungsbedingungen der sedimentären Gesteinsfolge, sondern auch zu ihrer genaueren zeitlichen Einordnung und damit zu einem paläogeographischen Entwicklungsbild führen sollen. Einen Einblick in diese Arbeiten wird die unter der Leitung von F. EBNER, A. FENNINGER und H. L. HOLZER stehende Exkursion geben.

Eine dritte Exkursion führt in das Paläozoikum von Murau. Sie soll zeigen, daß es aufbauend auf den Kartierungsarbeiten von A. THURNER durch den Einsatz neuer Methoden möglich ist, gestützt auf biostratigraphische Fixpunkte zu neuen tektonischen Ergebnissen zu kommen. Der Bau des Kraftwerkes Bodendorf bietet darüber hinaus Gelegenheit, auch im Rahmen dieser Exkursion die Bedeutung der Angewandten Geologie aufzuzeigen. Die Führung dieser Exkursion liegt in den Händen von L. P. BECKER und F. NEUBAUFR.



Wir hoffen, daß Tagung und Exkursionen den Teilnehmern in guter Erinnerung bleiben werden. Wenn dies, wie wir hoffen, der Fall ist, so verdanken wir dies nicht nur unseren wissenschaftlichen und nichtwissenschaftlichen Mitarbeitern, sondern auch folgenden Firmen, deren Spende die Durchführung dieser Tagung in der von uns geplanten Form erst möglich machte:

Fa. Ast & Co., Baugesellschaft Graz

Creditanstalt-Bankverein, Graz

Fa. Etschel & Meyer, Tiefbohrgesellschaft, Schladming

Kammer für Arbeiter und Angestellte für Steiermark, Graz

Österreichische Mineralölverwaltung, Wien

Österreichisch-Amerikanische Magnesit AG., Radenthein

Rohöl-Aufsuchungs-Gesellschaft, Wien

Steiermärkische Sparkasse, Graz

Steirische Wasserkraft und Elektrizitäts-Aktiengesellschaft, Graz

Veitscher Magnesit AG., Wien



Aus dem Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Universität Graz

## Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe

Haymo HERITSCH, Graz

Mit 13 Abbildungen und 9 Tabellen

### Zusammenfassung

Die Gneis-Glimmerschiefermasse der Koralpe entspricht, auch weiträumig, dem Durchschnitt von Schiefertönen (Tab. 1). Die durchschnittliche chemische Zusammensetzung variiert nur wenig und kommt vor allem in örtlicher Zunahme des Quarzgehaltes zum Ausdruck. Regional unterscheidbare Typen, die eine Gliederung ermöglichen, sind offenbar weniger chemisch als durch andere Umstände (z. B. Durchbewegung) bedingt. Für die Plattengneise scheint eine sedimentäre Anlage des Lagenbaues, der allerdings tektonisch durch Auswalzen verstärkt wird, eine Erklärungsmöglichkeit (Tab. 2 und 3; Abb. 2).

Die Bedingungen der Metamorphose sind in vereinfachter Form dargestellt: die Obergrenze der Temperatur für verschiedene Drucke ist durch die Kurve der experimentellen Anatexis der Plattengneise dadurch gegeben, daß die Anatexis, soweit bekannt, in der Natur nicht erreicht worden ist; die Reaktion Muskowit + Quarz = Kalifeldspat +  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  + Wasser ist nicht nach rechts abgelaufen, denn Mikroklin und Disthen berühren sich nie; die Reaktion Paragonit + Quarz = Albit +  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  + Wasser ist dagegen nach rechts abgelaufen; für den Druck ist maßgebend, daß Disthen ausgebildet ist und Andalusit als Paramorphose erhalten sein kann (Abb. 1, Tab. 4).

Einschaltungen eines basaltischen Magmatismus werden einerseits teilweise als Abkömmlinge von Lavaergüssen und Tuffen gedeutet, andererseits ist teilweise Gabbro noch erhalten; dieser zeigt aber Übergänge innerhalb von wenigen Zentimetern zu isochemischem Metagabbro. Diese Übergänge sind, wegen der Kleinräumigkeit nicht als Druck- und Temperaturunterschiede zu deuten, sondern als Folge von diffusum Wasserzutritt, so daß der Vorgang als Wasser-defizitäre Metamorphose zu beschreiben ist, da Wasser wohl an einigen Reaktionen teilhat, an anderen Reaktionen aber nur als Katalysator wirkt. Dabei entsteht ein Metagabbro mit der Mineralkombination Na-hältiger Klinopyroxen — Granat (Almandin + Pyrop) — Zoisit — Disthen. Diese Paragenese entspricht einer Metamorphose, die zwischen den Bedingungen für die Bildung von Granulit und Eklogit (transitional nach YODER & TILLEY 1962 : 513) steht. Es handelt sich somit in der Koralpe nicht um sogenannte „echte“ Eklogite. Weitere Wasserzufuhr erzeugt den sogenannten „Eklogitamphibolit“ mit Omphazit — Granat — Zoisit — Hornblende (Abb. 6—9). Bei noch weiterer Wasserzufuhr entsteht die Mineralkombination Hornblende — Zoisit — Granat („Zoisitamphibolit“). Der den Omphazit angreifende Symplektit bedeutet Druckentlastung.

In den Marmoren des Steinbruches Gupper ablaufende Reaktionen (Bildung von Diopsid, Tremolit, Forsterit, Klinohumit, Zoisit) lassen auf geringen Partialdruck  $X\text{CO}_2$  kleiner als 0,1 schließen. Eine Aussage über die Temperatur ist kaum zu machen, da die entsprechenden Reaktionskurven bei niedrigem  $X\text{CO}_2$  sehr steil verlaufen (Abb. 10, 11). Aus der Paragenese Mg-hältiger Calcit (5,5—6 Mol%  $\text{MgCO}_3$ ) und Dolomit folgt eine Temperatur um 550 °C.

Die selten auftretenden und erst vor kurzem entdeckten Grossular enthaltenden Gesteine liegen ihrer chemischen Zusammensetzung nach im Teiltetraeder Diopsid — Grossular — Anorthit — Zoisit des A-C-F- $\text{H}_2\text{O}$ -Tetraeders und zeigen auch den entsprechenden Mineralbestand. Die Auswertung der Kurve für den isobar invarianten Punkt der Paragenese Zoisit + Grossular + Quarz + Anorthit + Calcit ergibt bemerkenswerterweise als maximale Bedingungen 650 °C und etwas über 5 Kb; hier sind höhere Drucke nicht möglich (Abb. 12 und 13).

## Allgemeine Einführung

Bei der Ausarbeitung eines Führers zur Erläuterung der Petrologie des Kristallins der Koralpe ist es unvermeidlich, auf den Exkursionsführer zur Herbsttagung der Deutschen und Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft im Jahre 1963 (HERITSCH 1963b) zurückzugreifen, da jede Darstellung selbstverständlich auf den Ergebnissen früherer Bearbeitungen fußen muß, und nur so mit neuen Methoden neue Erkenntnisse entwickelt werden können. In diesem Sinne sind dann besonders die Arbeiten aus dem hiesigen Institut heranzuziehen.

Geologische Karten in Auswahl:

- BECK-MANNAGETTA P. 1941. Die Geologie des Einzugsgebietes der Laßnitz (Weststeiermark). — Mitt. geol. Ges. Wien, 34: 1—37.
- BECK-MANNAGETTA P. 1945. Zur Tektonik der Stainzer- und Gamser-Plattengneise in der Koralpe (Steiermark). — Jb. Geol. Bundesanstalt, Wien, 94: 151—180.
- BECK-MANNAGETTA P. 1951. Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. — Jb. Geol. Bundesanstalt, Wien, 94: 127—157.
- BECK-MANNAGETTA P. 1975. Geologische Karte des steirischen Anteils der Koralpe für die wasserwirtschaftliche Rahmenplanung. Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz.
- FLÜGEL H. 1963. Das steirische Randgebirge. Sammlung geologischer Führer, Borntraeger, Berlin.
- HOMANN O. 1962. Das kristalline Gebirge im Raume Pack-Ligist. Mitt. Abt. Min. Joanneum, Graz.
- KIESLINGER A. 1929. Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Unterdrauburg. — Geol. Bundesanstalt, Wien.
- METZ K. 1957. Geologische Karte der Steiermark. — Steirischer Heimatatlas, Akad. Druck- u. Verlagsanstalt, Graz.

Der Gebirgszug der Koralpe (etwa  $25 \times 40$  km) erstreckt sich von Norden aus dem Gebiet der Pack bis zur Drau im Süden; die Westgrenze ist durch den Steilabfall zum Lavanttal (Lavanttalstörung) gegeben, während im Osten das Gebirge in sanftem Abstieg unter die Sedimente des steirischen Beckens taucht.

Zum Gesteinsinhalt ist festzustellen, daß es sich um eine riesige Gneis- bis Glimmerschiefermasse handelt, in die rein volumsmäßig geringe Mengen von Pegmatit, von Abkömmlingen eines basischen Magmatismus (Eklogitamphibolite, Amphibolite, Gabbros und Metagabbros), von Marmor und von Gesteinen mit Grossular eingelagert sind.

## Gneise und Glimmerschiefer

Auf die von verschiedenen Autoren vorgeschlagenen Gliederungen der Gneise und Glimmerschiefer wird bewußt im Rahmen dieser, den neueren petrologischen Erkenntnissen gewidmeten Exkursion nicht eingegangen. Wie schwierig eine solche Gliederung ist, hat schon KIESLINGER 1928: VIII in seiner grundlegenden Monographie erkannt; hieraus seien folgende, auch heute noch — mit Ausnahme von Vorstellungen über eine gewisse Typen prägende Injektion — geltende Sätze zitiert:

„Die Paragesteine der Koralpe sind durch die Eintönigkeit im großen, durch unendlichen Wechsel im kleinen ausgezeichnet... So war es schwer, über die Abgrenzung einzelner „Gesteinsarten“ ins reine zu kommen. Als Schwierigkeit soll nicht verschwiegen werden, daß die Injektionsglimmerschiefer dort, wo sie heftig durchbewegt worden sind, den Plattengneisen sehr ähnlich werden (sie unterscheiden sich aber im Schliiff durch die basischeren Plagioklase und die postkristalline Deformation), ferner, daß auch die violetten Schiefergneise, die ich aus gewissen

Gründen zur Glimmerschiefergruppe rechnen, sich gelegentlich von den Plattengneisen schwer unterscheiden lassen, d. h. es bestehen überhaupt zwischen allen Gesteinen Übergänge.“

Bezüglich der versuchten Gliederungen sei auf KIESLINGER 1928: VIII, BECK-MANNAGETTA 1941, 1970, 1975, HOMANN 1962, FLÜGEL 1963, BECKER 1976, TOLLMANN 1977 und KLEINSCHMIDT & RITTER 1976 verwiesen.

Über die chemische Zusammensetzung der Gneise bis Glimmerschiefer, deren Proben in weiter räumlicher Streuung entnommen sind, geben PACHER 1977, RIEPL 1978, PACHER & RIEPL 1978 und HAYDARI 1980 Aufschluß. Danach liegt das Mittel bei nur geringen Schwankungen für verschiedene Gneis- und Glimmerschiefertypen auch großräumig nahe dem Mittel für Schiefertone; diese sind also das Ausgangsmaterial, Tab. 1. Aus diesem Mittel läßt sich ein disthenführender Plagioklasgneis, d. h. ohne Aufbau aus chemisch differenten Lagen berechnen, HERITSCH 1978 d, vgl. Tab. 2.

	Mittelwert v. 22 Gneisen	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	62,70	65,08	60,15	58,9
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,72	0,76	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,10	17,25	16,45	16,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,28	4,50	4,04	2,8
FeO	3,98	2,74	2,90	3,7
MnO	0,12	—	—	0,09
MgO	2,46	2,24	2,32	2,6
CaO	1,91	0,52	1,41	2,2
Na <sub>2</sub> O	1,73	1,46	1,01	1,6
K <sub>2</sub> O	3,23	3,63	3,60	3,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,19	0,15	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>—</sup>	0,14	—	0,89	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,23	—	3,82	5,0
Misc.	—	1,67	0,92	—
CO <sub>2</sub>	—	—	1,46	1,3
SO <sub>2</sub>	—	—	0,58	0,24

1. Mittlere Zusammensetzung von karbonatfreien Schiefertonen nach CLARK aus WICKMANN 1954.
2. Mittlere Zusammensetzung von mesozoischen und känozoischen Tonschiefern nach PETTIJOHN 1975.
3. Mittlere Zusammensetzung von Tonschiefern, vorwiegend aus Geosynklinalen nach WEDEPOHL 1969.

Tab. 1: Vergleich der chemischen Zusammensetzung des Mittelwertes von 22 Gneisen-Glimmerschiefern der Koralpe mit Schiefertonen (Gewichtsprozente), PACHER & RIEPL 1978.

Einheitlicher Plagioklasgneis	Plattengneis			
	dunkle Lage L1	helle Lage L2	Quarzlage	Plagioklaslage
Quarz	33,8	10,2	21,7	0,5
Kalifeldspat	—	—	5,4	—
Muskowit	16,3	8,6	—	—
Biotit	15,4	15,4	—	—
Granat	11,7	11,8	—	—
Cyanit	3,7	6,8	—	—
Plagioklas	16,8	0,8	—	16,0
Erz, Apatit	2,3	2,3	—	—

Tab. 2: Aus dem Mittelwert von 22 chemischen Analysen der Tab. 1 berechnete Mineralbestände für einheitlichen Plagioklasgneis und für Plattengneis. In die hellen Lagen können noch geringe Mengen von Biotit, Muskowit und Granat eintreten. Disthen berührt aber nie Kalifeldspat.

Sediment vor der Metamorphose ohne sedimentären Lagenbau	mit sedimentärem Lagenbau			
	dunkle Lage	helle Lage	Quarzlage	Plagioklaslage
Quarz	24,2	3,4	0,5	20,0
Kalifeldspat	4,8	—	8,4	0,5
Illit	38,8	28,8		
Vermikulit	5,3	6,4		
Kaolinit	—	4,3		
Plagioklas	20,4	1,0		19,6
Hämatit	2,6	2,7		
Magnetit	1,7	2,2		
Ilmenit	1,3	1,3		
Apatit, Calcit	0,9	0,9		

Tab. 3: Aus dem Mittelwert von 22 chemischen Analysen der Tab. 1 berechnete Mineralbestände des vormetamorphen Sedimentes, ohne und mit sedimentärem Lagenbau.

Da Granat und Biotit auch in den Gneisen mit deutlichem Lagenbau im Gleichgewicht stehen, ist es möglich, das Granat-Biotit-Geothermometer anzuwenden. Deshalb wurden chemische und physikalische Daten von koexistierenden Biotit und Granat untersucht (PACHER 1977, RIEPL 1978, PACHER & RIEPL 1978, HAYDARI 1980) und vor allem für Granat durch Mikrosondenuntersuchungen nachgewiesen, daß nur gelegentlich eine sehr geringe Zonarität ganz am Rand der Granatkörner besteht, und zwar eine Zonarität, die eine Abkühlungsphase nach der Hauptmetamorphose widerspiegelt, HERITSCH & HAYDARI 1980. Die durchschnittliche, aus sechs chemischen Analysen berechnete Zusammensetzung des Granates ist in Molprozenten:

Almandin	60 %
Pyrop	17
Grossular	16
Andradit	5
Spessartin	2

Die Granate sind also wohl almandinreich, jedoch fällt ein hoher Pyropgehalt auf, was nach MÜLLER & SCHNEIDER 1971 durch einen hohen Metamorphosegrad bedingt ist. Die mit Granat koexistierenden Biotite sind magnesiumreich und als Meroxene zu bezeichnen. Aus der Anwendung des Geothermometers nach PERCHUK 1967 folgt für den großen Granatkern und Biotit eine Temperatur von 600 bis 650° C.

Um weiterhin die Bildungsbedingungen während der Metamorphose der pelitischen Gesteine der Koralpe zu bestimmen, kann im Sinne von WINKLER 1976 auf Reaktionen zurückgegriffen werden, die im Gestein abgelaufen sind, bzw. auf Vorgänge, die nicht stattgefunden haben. Für das folgende ist die Abb. 1 heranzuziehen.

### 1. Anatexis

Unter den Gneisen sind die Plattengneise durch das Auftreten von hellen, oft sehr dünnen Lagen gekennzeichnet, vgl. Tab. 2. Ihre Deutung erfolgte in der Literatur begrifflicherweise entsprechend dem jeweiligen Stand der theoretischen Vorstellung. So spricht KIESLINGER 1928: VIII von Injektionsgneisen bzw. Injektionsglimmerschiefern. ANGEL et al. 1939 haben auf die Möglichkeit einer anatektischen Bildung (Venite)

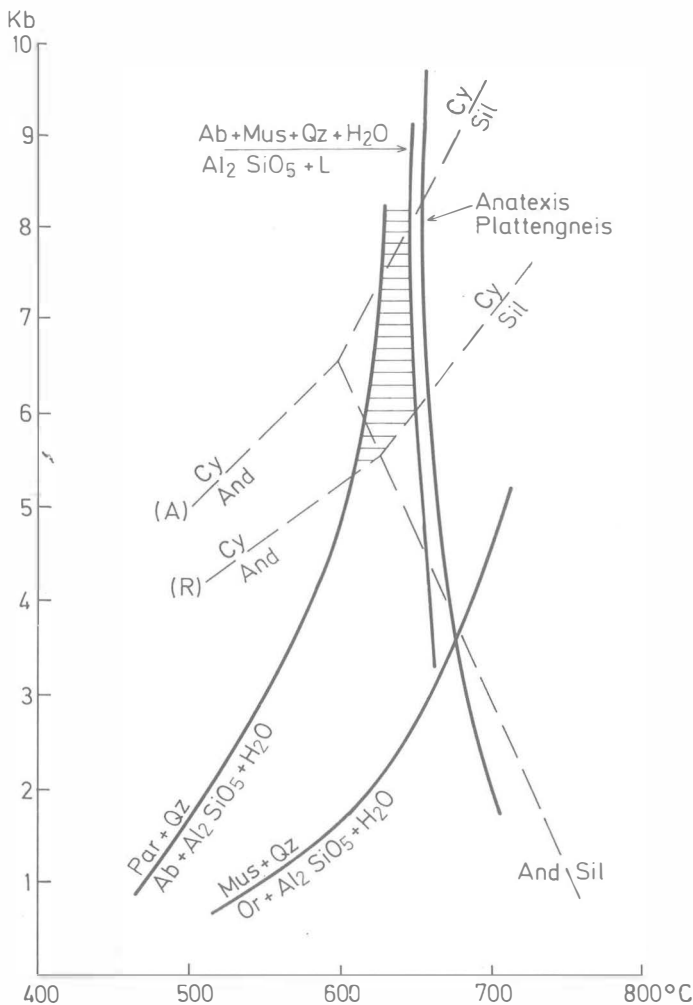


Abb. 1: Gleichgewichtsbedingungen einiger für die Metamorphose von Schiefergneisen-Glimmerschiefern der Korralpe wichtiger Reaktionen. Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Modifikation nach ALTHAUS 1967, 1969 a, 1969 b (A) und nach RICHARDSON et al. 1968, 1969 (R); Paragonit + Quarz = Albit + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + H<sub>2</sub>O nach CHATTERJEE 1972; Muskowit + Quarz = Kalifeldspat + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + H<sub>2</sub>O nach ALTHAUS et al. 1970, Albit + Muskowit + Quarz + H<sub>2</sub>O = Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + Schmelze nach STORRE & KAROTKE 1971, Anatexis des Plattengneises nach PLATEN & HÖLLER 1966. Der schraffierte Bereich entspricht den wahrscheinlichen Bildungsbedingungen der Paragenese Cyanit + Albit + Quarz + Muskowit, die in der Korralpe in Schiefen mit Cyanitparamorphosen nach Andalusit beobachtet werden.

der pegmatoiden Lagen durch Versenkung in die Tiefe hingewiesen. Diese Ansicht ist von ANGEL 1940 und ANGEL & TROJER 1953 weiterhin ausgebaut worden und zwar im Sinne, daß ein Al-Mg-Fe-reicher, vor allem durch Disthen und Granat charakterisierter Restbestand in Folge der Anatexis einem Quarz-Feldspat-Metatekt gegenübersteht. Dieser Deutung schloß sich auch BECK-MANNAGETTA 1949 an, der für den ganzen Vorgang den Ausdruck „wurzellose venitische Metamorphose“ verwendet.

HERITSCH 1964 konnte dann an einem Plattengneis von Stainz zeigen, daß eine große Menge herauspräparierten hellen Materiales wegen des zu geringen Quarzgehaltes chemisch keineswegs einer anatektischen Schmelze nahe der kotektischen Linie entspricht. Chemische Analysen von PLATEN & HÖLLER 1966 und PACHER & RIEPL 1978 zeigen einmal vorwiegend Alkalifeldspat, das andere Mal vorwiegend Plagioklas neben sehr wenig Quarz, so daß die Zusammensetzung der hellen Lagen im Ab-Or-Qz-Dreieck weit ab von der kotektischen Linie liegt.

PLATEN & HÖLLER 1966 haben weiterhin experimentell für Drucke von 2 bis 10 Kb Schmelzbeginn und Temperaturbereich der Anatexis bestimmt. Ein wesentliches Ergebnis ist dabei, daß bei der Anatexis des Plattengneises im schmalen Temperaturbereich von 20 bis 30° C bei allen Drucken 70 bis 75% des Gesteines in den Schmelzzustand übergeführt werden, ein Mengenverhältnis, das der Naturbeobachtung nicht entspricht. Auf Grund dieser Tatsachen, die auch regional gelten, ist somit festzustellen, daß die Anatexis in den Gneisen der Koralpe nicht erreicht worden ist und daher im Druck-Temperatur-Feld der Abb. 1 die Bildungsbedingungen für die Koralmgneise links der Anatexiskurve nach PLATEN & HÖLLER 1966 liegen müssen.

Zum Vergleich ist auch noch die ähnlich liegende Kurve von



nach STORRE & KAROTKE 1971 eingetragen.

## 2. Die Reaktion:



ALTHAUS et al. 1970. Diese Reaktion, die einen Übergang von der Disthen-Almandin-Muskowit-Subfazies in die Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies markiert, ist nicht abgelaufen, da nicht nur reichlich Muskowit in den Gneisen vorkommt, sondern auch Disthen und (vorwiegend) Kalifeldspat sich nie unmittelbar berühren, wie PLATEN & HÖLLER 1966 erstmals feststellten; diese Tatsache gilt auch weiträumig für Disthen-führende Gesteine der Koralpe, PACHER & RIEPL 1978, HAYDARI 1980. Die P-T-Bedingungen der Plattengneise müssen daher links der entsprechenden Kurve in der Abb. 1 liegen.

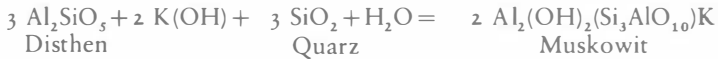
## 3. Die Reaktion:



CHATTERJEE 1972. Disthen kommt nicht nur in feinkörnigen, linsenförmigen Ansammlungen („Disthenflatschen“) z. B. in den Plattengneisen, sondern auch in Paramorphosen nach Andalusit vor, wobei die ehemalige Kristallgestalt des Andalusites nun durch ein feinkörniges Gemenge von Disthen ersetzt wird. Solche oft viele Zentimeter große Paramorphosen oder „Wülste“ (vgl. KIESLINGER 1927 b, ANGEL 1940, BECK-MANNAGETTA 1967, 1970) sind nach HERITSCH 1978 d in Schiefen regelmäßig von einer Muskowithaut umgeben; auch in Schiefergneisen sind die Disthenflatschen



fast immer von Muskowit umhüllt. In Quarz eingebettete Disthenparamorphosen in Disthenquarzgängen von pegmatitischem Charakter (ANGEL et al. 1939:LIII) sind entweder von einer Muskowithaut oder einer Albit-Quarz-Zone umhüllt. Besonders auszuwerten ist folgende Paragenese (HERITSCH 1978 d): Eine von Muskowit umhüllte Disthenparamorphose hat auch im Inneren Muskowiteinschlüsse; daneben enthält die Disthenparamorphose eingeschlossene Quarzkörner, um die ein schmaler Reaktionssaum von Albit ausgebildet ist. Es kann angenommen werden, daß die so häufige Umhüllung der Disthenparamorphosen durch eine Reaktion von Quarz und Disthen unter Zufuhr von K-Ionen — hier vereinfachend als K(OH) geschrieben — längs der Intergranularen nach folgender Gleichung abläuft:



Die Anwesenheit von Muskowit ist natürlich in dem oben unter Punkt 2 angeführten Sinn zu deuten, daß nämlich die Reaktion



nicht zur rechten Seite hin gelaufen ist.

Die Umhüllung der in Disthen eingeschlossenen Quarzkörner mit Albit ist ebenfalls die Abbildung einer Reaktion, die hier aber durch Na-Ionen längs der Intergranularen bewirkt wird, wobei auch hier der Einfachheit halber Na(OH) geschrieben wird:



Es wird also Albit und nicht Paragonit gebildet. Daraus ergibt sich, daß die geschilderte Reaktion auf Seite der höheren Temperatur der Gleichgewichtskurve der Reaktion:



abgelaufen ist und somit die Bildungsbedingungen der hier betrachteten Gneise in Abb. 1 auf der rechten Seite der Gleichgewichtskurve im Feld



liegen.

#### 4. Das System der Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Modifikationen

Dieses schwer überblickbare (WINKLER 1976: 91ff.) System sollte Anhaltspunkte über die Drucke während der Metamorphose geben. In der Abb. 1 sind die P-T-Felder und der Tripelpunkt nach ALTHAUS 1967, 1969 a, b bzw. RICHARDSON et al. 1968, 1969 eingetragen.

Die angeführten Reaktionen schneiden aus dem P-T-Feld jenen schmalen Bereich aus, in dem die wahrscheinlichen Bildungsbedingungen für die pelitischen Metamorphite der Koralpe liegen: Abb. 1. Die Tab. 4 gibt zusätzlich einen Überblick über diese Bildungsbedingungen.

### Plattengneise

Auf die Plattengneise wird noch einmal gesondert eingegangen.

Der am meisten auffallende Gneistyp ist der Plattengneis, der mehrfach petrographisch beschrieben worden ist, vgl. KIESLINGER 1928: VIII: 461ff. oder HERITSCH 1963 b. Danach handelt es sich um ein Gestein mit einem deutlichen

Lagenbau. Eine helle Art von Lagen enthält Kalifeldspat oder Plagioklas mit wenig Quarz und Muskowit und gelegentlich etwas Biotit und Granat; ihre chemische

Autoren	Methode	Temperatur	Druck
PLATEN & HÖLLER 1966	Experimentelle Metamorphose und Anatexis	550—645° C	8—10 Kb
HERITSCH 1978 d	Zugehörigkeit für Almandin-Disthen-Muskowit-Subfazies	um 560° C	über 5 Kb, höhere Drucke möglich
HERITSCH 1978 d	Reaktionsgleichungen zur Paragenese Muskowit, Albit, Disthen, Quarz in Disthenparamorphose-Schiefer und Gneisen	600—650° C	über 5 Kb, höhere Drucke möglich
HERITSCH & MÖRTL 1977	Reaktionsgleichungen für einen Disthen-Chloritoid-Stauroolith-Granatglimmerschiefer mit wesentlichem Paragonitgehalt aus der südlichen Korralpe	560—590° C	über 5 Kb, höhere Drucke möglich
HERITSCH & HAYDARI 1980	Granat-Biotit-Geothermometer	600—650° C	—
HERITSCH 1980 b	Perthitisch entmischter K-Na-Feldspat	über 600° C	—

Tab. 4: Überblick über die Temperatur- und Druckbedingungen für die Metamorphose der Gneise und Glimmerschiefer der Korralpe.

Zusammensetzung liegt weit ab vom kotektischen Minimum des Or-Ab-SiO<sub>2</sub>-Dreieckes, vgl. HERITSCH 1964, PLATEN & HÖLLER 1966 und PACHER & RIEPL 1978. Innerhalb dieser Lagen kommt es zur Ausbildung von Kalifeldspat- und Plagioklasen, die ihrerseits wieder zu auffallend weißen Flecken ausgewalzt sind. Die andere, dunkle Art von Lagen enthält Muskowit, Biotit, Granat und Disthen mit etwas Quarz und Plagioklas, vgl. Tab. 2.

Die schon oben angeführte und nun auch regional bestätigte, grundlegend neue Beobachtung haben aber PLATEN & HÖLLER 1966: 111 gemacht, daß nämlich Disthen und Kalifeldspat nie in direktem Kontakt stehen; ein solcher Kontakt ist ja auch in keiner Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies möglich. Es herrscht also nur innerhalb jeder Lage chemisches Gleichgewicht.

In allgemeiner Form sind die geschilderten Verhältnisse bei WINKLER 1976: 28ff. dargestellt: nur jede Lage bildet in diesem Sinn eine metamorphe Paragenese.

Wie HERITSCH 1978 d zeigte, ist eine Erklärung des Mineralbestandes der Plattengneise im einfachen A'-K-F-Dreieck nach ESKOLA nicht möglich, es ist vielmehr notwendig, den Wert F in Fe und Mg aufzuspalten, wodurch Abb. 2 entsteht. In diesem Tetraeder sind auch die darstellenden Punkte für Granat aus einem Plattengneis und für Biotit aus einem Plagioklasgneis nach PACHER & RIEPL 1978 eingetragen. Dadurch entstehen im Tetraeder A'-K-Fe-Mg die Ebenen Cyanit-Biotit-Mikroklin und Cyanit-Granat-Mikroklin; die beiden Ebenen schneiden sich in der Kante des Tetraeders Cyanit-Muskowit-Mikroklin. Es läßt sich berechnen, daß fast alle chemischen Analysen innerhalb des Keiles liegen, der von den beiden angeführten Ebenen gebildet wird; nur eine Analyse liegt knapp über der Ebene Cyanit-Biotit-Mikroklin, was aber durch die Annahme eines etwas Mg-reicheren Biotits erklärt werden kann.

Wesentlich ist, daß innerhalb des erwähnten Keiles eine neue Ebene Muskowit-Granat-Biotit auftritt, die zwei Tetraeder entstehen läßt. Links von dieser entscheidend wichtigen Ebene gilt die Paragenese Muskowit-Granat-Biotit-Cyanit entsprechend der einen Art von dunklen Lagen (L1) der Plattengneise; rechts von der

Ebene gilt die Paragenese Muskowit-Granat-Biotit-Mikroclin entsprechend der anderen Art von hellen Lagen (L<sub>2</sub>) der Plattengneise. Cyanit und Mikroclin können in derselben Paragenese nicht vorkommen.

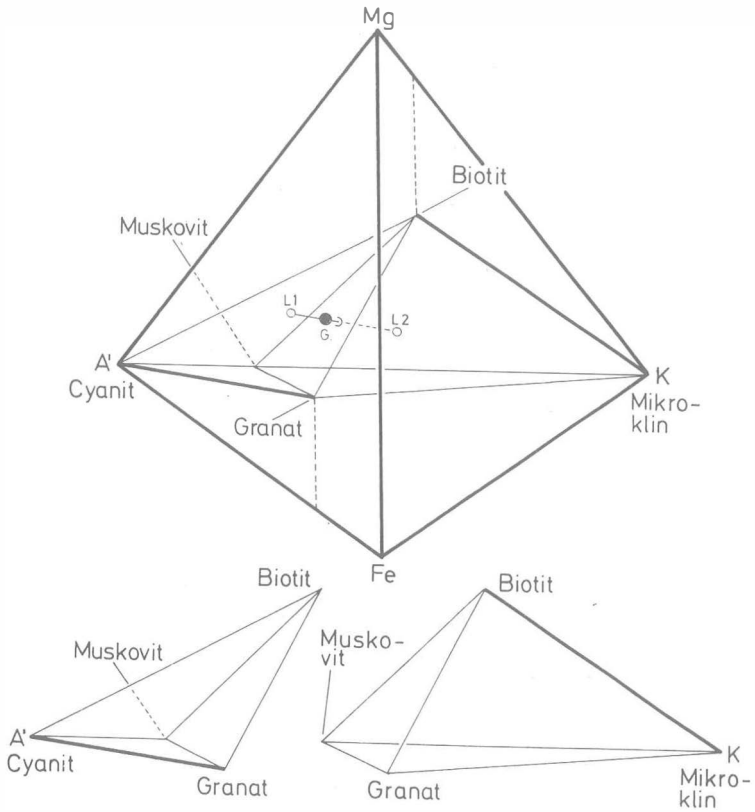


Abb. 2: Erweiterung des A'KF-Dreiecks nach ESKOLA zum A'KFgMg-Tetraeder. Die Projektionspunkte von Granat und Biotit liegen in den entscheidenden Ebenen des Tetraeders und weisen etwa die von PACHER & RIEPL 1978 gefundene Zusammensetzung aus. Die 22 chemischen Analysen von Schiefergneisen-Glimmerschiefern der Koralpe liegen innerhalb der beiden Ebenen Cyanit—Mikroclin—Biotit und Cyanit—Mikroclin—Granat. Zusammensetzungen links der entscheidenden Ebene Granat—Biotit—Muskowit haben den Mineralbestand L<sub>1</sub> mit Muskowit + Biotit + Granat + Cyanit. Zusammensetzungen rechts der Ebene Granat—Biotit—Muskowit haben den Mineralbestand L<sub>2</sub> mit Mikroclin + Muskowit + Biotit + Granat; der Gehalt an Quarz und Plagioklas ist in der Darstellung nicht erfaßbar. Feinlagige Gneise haben eine Gesamtzusammensetzung G, die meist knapp über der Ebene Granat—Biotit—Muskowit liegt; diese Gesamtzusammensetzung tritt in den Lagen L<sub>1</sub> und L<sub>2</sub> auseinander. Zur Verdeutlichung ist der Tetraeder-Raum Cyanit—Granat—Mikroclin—Biotit auch gesprengt dargestellt.

Die Projektionspunkte für die meisten chemischen Analysen von Gneisen bis Glimmerschiefern der Koralpe liegen im linken Tetraeder Muskowit-Granat-Biotit-Cyanit, drei Analysen liegen praktisch in der Ebene Muskowit-Granat-Biotit und eine Plattengneisanalyse liegt im rechten Tetraeder Muskowit-Granat-Biotit-Mikroclin, vgl. Abb. 2.

Da die chemischen Analysen in bezug auf einen feinen Lagenbau ein großes Volumen erfassen, stellen sie ein Mittel über diesen Lagenbau dar. Bei gut ausgebildetem Lagenbau zerfällt jeder Projektionspunkt einer Analyse des Gesamtgesteins (G) in zwei Teilpunkte: ein Teilpunkt (L<sub>1</sub>) liegt links (über) der Ebene Muskowit-Granat-Biotit entsprechend der Lage (L<sub>1</sub>) mit Muskowit-Granat-Biotit-Cyanit, der andere Teilpunkt (L<sub>2</sub>) liegt rechts (unter) der Ebene Muskowit-Granat-Biotit entsprechend den Lagen (L<sub>2</sub>) mit Mikroclin und etwas Muskowit-Biotit-Granat, vgl. Abb. 2 und Tab. 2. Nähert sich die Gesamtzusammensetzung ohne deutlichen Lagenbau der Ebene Muskowit-Granat-Biotit, so entstehen Cyanit-arme bis Cyanit-freie Gneise, so wie das bei den Plagioklasgneisen der Koralpe der Fall ist. Plagioklas ist in Abb. 2 nicht darstellbar. Im Sinne der Almandin-Cyanit-Muskowit-Subfazies (vgl. aber WINKLER 1976) bedeutet diese Paragenese bei Drucken von über 5 Kb Temperaturen um 560° C, WINKLER 1967: 176ff.

Hinsichtlich des Ausgangsmaterials für die Gneise der Koralpe scheint doch ein feingeschichtetes Sediment vorgelegen zu sein, vgl. aber PLATEN & HÖLLER 1966. Jedenfalls ist es möglich, nicht nur das Mittel, sondern auch die gesamte Variationsbreite der Gneise und Glimmerschiefer aus entsprechenden Mineralien des Verwitterungszyklus zusammensetzen, HERITSCH 1978 d. Auch der Lagenbau der Plattengneise ist so zu erklären.

Folgende Möglichkeit wird im Hinblick auf unsere heutigen Kenntnisse zur Diskussion gestellt: Als Ausgangsmaterial liegt ein feinschichtiges Sediment vor, das schon von seiner sedimentären Anlage her Schichten von Illit, Chlorit, Vermiculit, Erz, Kaolinit, Quarz und etwas Plagioklas (L<sub>1</sub>) und Schichten mit Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und etwas Illit (L<sub>2</sub>) aufweist, vgl. Tab. 3. Aus den Schiefen mit Paramorphosen von Cyanit nach Andalusit kann geschlossen werden, daß zunächst eine Metamorphose unter verhältnismäßig niederen Drucken stattgefunden hat, entsprechend etwa der Quarz-Andalusit-Plagioklas-Chlorit-Subfazies oder der Andalusit-Cordierit-Muskowit-Subfazies des Abukuma-Typs, WINKLER 1967. Hier kann man annehmen, daß es zur Sammelkristallisation innerhalb der einzelnen Schichten kommen konnte; das führte einerseits zur Ausbildung großer Andalusitkristalle innerhalb der Schichten mit reichlich Kaolinit (L<sub>1</sub>) oder auch in Quarz-Kaolinit-Schichten; andererseits kam es in Schichten mit reichlich Kalifeldspat- und Plagioklaseinstreuungen (L<sub>2</sub>) zur Entstehung von Augen dieser beiden Mineralien. Die Sammelkristallisation erreichte dabei auch pegmatitischen Charakter. Wesentlich ist, daß hierbei nicht an eine Stoffzufuhr gedacht werden muß. Vielleicht könnte man so diesen Vorgang der Sammelkristallisation mit dem von BECK-MANNAGETTA 1967 vorgeschlagenen Begriff der „venoiden Feldspatung“ in Verbindung bringen und damit eine neue Deutung geben.

Im Rahmen einer weiteren Steigerung der Metamorphosebedingungen gelangt der Gesteinskomplex unter die Bedingungen der Almandin-Cyanit-Muskowit-Subfazies, die nicht nur die Umwandlung des Andalusits in Cyanit bewirkt, sondern überhaupt den jetzigen Mineralbestand der Gneise bis Glimmerschiefer erzeugt. Im Zuge dieser Metamorphose werden die Augenbildungen in manchen Gneisen ausgewalzt, wodurch die hellen Lagen der Plattengneise entstehen, helle Lagen, die eben keiner anatektischen Schmelze in ihrer chemischen Zusammensetzung entsprechen,

HERITSCH 1964, PLATEN & HÖLLER 1966, PACHER & RIEPL 1978. An den Schluß dieser Metamorphose sind jene Reaktionen zu stellen, die man an manchen Cyanitparamorphosen ablesen kann Reaktionssäume von Albit zwischen Quarz und Cyanit und Muskowitbildung als Umhüllung von Cyanitparamorphosen.

In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß es gelungen ist, ein feingeschichtetes Sediment zu finden, das zwar genetisch offenbar nicht direkt vergleichbar ist, aber hinsichtlich des beschriebenen Lagenbaus analoges Verhalten zeigt. Es handelt sich um einen feingeschichteten Tuffit aus einer 350 bis 400 m mächtigen vulkanoklastischen Schichtfolge vom Rechberg bei Frohnleiten, also aus dem Grazer Paläozoikum. Hier wechseln tuffitische Lagen mit vorwiegend tonigen Lagen ab. Chemische Analysen der einzelnen Lagen lassen sich auf den Mineralbestand der Koralpenmetamorphose berechnen. Die tuffitischen Lagen geben dann den Mineralbestand Granat + Muskowit + Biolit + Disthen, die tonigen Lagen jedoch den Mineralbestand Mikroklin + Granat + Biolit + Muskowit, HERITSCH 1980 a; damit ist die Parallele zum Plattengneis gegeben und die oben angeführte genetische Deutung als sedimentär zumindest angelegter Lagenbau unterstützt. Eine Untersuchung des K-Na-Feldspates (Or 80) eines großen Auges aus dem Plattengneis von Gams ergab einen Perthit mit kohärenten und nichtkohärenten Na-reichen Entmischungslamellen nach (601). Dies ergibt für einen angenommenen Druck von 8 — 10 Kb, daß ein einheitlicher Ka-Na-Feldspat von über 600° C abgekühlt wurde, HERITSCH 1980 b.

## Eklogitamphibolit und Amphibolit, Gabbro und Metagabbro

Jede Analyse der Genese dieser schwierig zu deutenden Gesteine muß vor allem ihr geologisches Auftreten berücksichtigen.

KIESLINGER 1928: VII: 403ff. berichtet ausführlich über das geologische Auftreten der Eklogitamphibolite und Amphibolite. Gesteinskörper größeren Umfanges bilden plattenförmige Lager in den umgebenden Gneisen und Schiefen, kleine Körper hingegen haben Linsenform. Eine Verfingung in die Nachbargesteine wird beobachtet, jedoch niemals ein Quergreifen. Auffallend sind dünne Schichtblätter, die sich oft sehr weit, mehrere Kilometer, bei Mächtigkeiten von wenigen Metern in die Nachbargesteine hineinerstrecken, BECK-MANNAGETTA 1961: 440. Es liegt daher nahe, bei großen Stockformen an ursprüngliche Gabbrokörper, bei den wenig mächtigen Eklogitamphibolitplatten an Deckenergüsse oder tuffige Bildungen als Ausgangsmaterial zu denken (vgl. auch BECK-MANNAGETTA 1961).

Ebenfalls sind nach KIESLINGER 1928 im wesentlichen „die sogenannten Eklogite und Amphibolite des Koralpengebietes ein und dasselbe Gestein“. Der Haupttypus ist der körnige Eklogitamphibolit. Eklogit im engeren Sinn (Omphazit und Granat) gibt es nur in unbedeutenden Schlieren. Der Haupttypus enthält immer noch Hornblende und Mineralien der Zoisitgruppe sowie Accessorien und Quarz. Von diesem Haupttypus gibt es durch Amphibolitisierung sämtliche Übergänge bis zu den Amphiboliten bzw. Amphibolschiefen.

KIESLINGER (und nach ihm viele Autoren) wollten durch diese Nomenklatur ausdrücken, daß der Eklogitamphibolit zwischen Eklogit (Omphazit + Granat) und dem Amphibolit oder Amphibolschiefer steht und daß in der Koralpe beobachtbar alle Übergänge zwischen Eklogitamphibolit und Amphibolit (Amphibolschiefer) auftreten. Da man heute wohl allgemein unter Amphibolit einen kristallinen Schiefer

mit den Hauptgemengteilen Amphibol und Plagioklas versteht, könnte in Zukunft der Begriff des „Eklogitamphibolites“ durch „Hornblende- und Zoisit-führender Eklogit“ ersetzt werden.

Gabbro, und zwar aus dem Sulmtal bei Schwanberg (wahrscheinlich aus Geröllen der Sulm) ist erstmalig von WEBER 1941 petrographisch bearbeitet worden. Spätere Untersuchungen (zusammenfassend HERITSCH 1973) stützten sich zunächst auf Gabbromaterial des Blockschuttes von Schwanberg (A. WINKLER 1966 mit älterer Literatur). Derselbe Blockschutt lieferte auch ein Gestein, das nach KIESLINGER 1928 als Diallageklogit bezeichnet wurde (vgl. auch WIESENER 1935) und das auch in dem Fundpunkt Hohl auftritt (KIESLINGER 1928, KÜMEL 1937). HERITSCH z. B. 1973 konnte zeigen, daß in den bei Lenzbauer (Gressenberg) auftretenden Blöcken Stücke gefunden werden können, die in einer Grenzzone von nur wenigen Zentimetern den Übergang von Gabbro zu „Diallageklogit“ erkennen lassen und wählte für den umgewandelten Gabbro den Namen Metagabbro. BECK-MANNAGETTA 1977 fand nun an der Lokalität Bäröfen bei Schwanberg einen mächtigen Felsen von anstehendem Gabbro und die daraus abzuleitenden Metagabbros, HERITSCH 1978 c.

Zusammenfassend ist also festzustellen: Gabbro geht auf kurze Distanz in Metagabbro (Bäröfen, Gressenberg) über; außerdem ist aber die Basis des Metagabbros von Hohl gewöhnlicher Eklogitamphibolit, der erst in einer Höhe von etwa 20 m in Metagabbro übergeht. Aufgrund des geologischen Auftretens der Eklogitamphibolite ist eine Einlagerung des basaltischen Ausgangsmaterials in ein sandig toniges Sediment und gleichzeitige Metamorphose von Sediment zu Gneis und von Basaltmaterial zu Eklogitamphibolit anzunehmen (KIESLINGER 1928: VII, BECK-MANNAGETTA 1961). Aufgrund des innigen Verbandes von Eklogitamphibolit und Metagabbro ist weiterhin anzunehmen, daß auch der Metagabbro seine letzte Prägung gemeinsam mit den Gneisen und Eklogitamphiboliten erhalten hat. Ein weiteres Vorkommen auf dem Rosenkogel bei Stainz (POSTL 1976a) zeigt ebenfalls den Übergang von Gabbro zu Metagabbro und die Vergesellschaftung mit Eklogitamphibolit. Die schlechten Aufschlußverhältnisse ermöglichen jedoch nicht eine direkte Beobachtung einer Berührung von Metagabbro und Eklogitamphibolit.

### Eklogitamphibolit (= Hornblende- und Zoisit-führender Eklogit)

Der Mineralbestand variiert etwas, wie aus Tab. 5 ersichtlich ist. Der Fundpunkt Fürpaß deutet schon auf einen Übergang zu einem Hornblende-Zoisit-Schiefer („Zoisitamphibolit“).

	Hohl	Mauthnereck	Fürpaß
Omphazit + Symplektit	32	43	41
Granat	27	19	22
Hornblende	27	24	28
Zoisit	7	2	2
Quarz	6	11	5
Accessorien	1	1	2

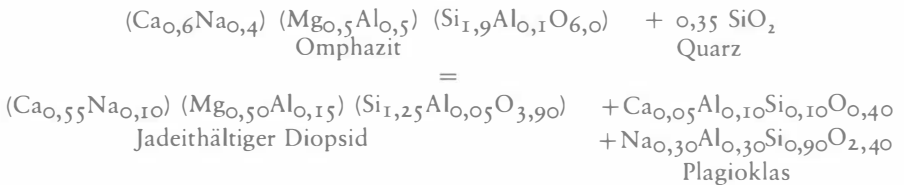
Tab. 5: Mineralbestände von Eklogit-Amphiboliten (=Hornblende und zoisitführender Eklogit).

Zu den Mineralien der Eklogitamphibolite ist zu bemerken:

Von Omphazit liegen chemische Vollanalysen mit Trennung von FeO und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> von den Fundpunkten Hohl (HERITSCH & WITTMANN 1969, HERITSCH 1973) und Stingl (POSTL 1976 a) vor; quantitative Mikrosondenanalysen sind von den Fundpunkten

Hohl, Wernersdorf, Gradischkogel und Mauthnereck durch RICHTER 1973 bekanntgegeben worden. Gitterkonstanten und Raumgruppenbestimmung für Hohl sind bei HERITSCH 1973 ausgewiesen und von weiteren 13 Fundpunkten (teilweise auch von der Saualpe) liegen naßchemisch bestimmte Werte von CaO und Na<sub>2</sub>O, zugehörige Gitterkonstanten und Raumgruppenbestimmungen vor, WALITZI & WALTER 1980. Besonders nach der zuletzt angeführten Untersuchung schwankt Na/(Ca + Na) zwischen 0,28 und 0,42, wobei der Umschlagpunkt der Raumgruppe P<sub>2</sub>/n in C<sub>2</sub>/c, der ursprünglich von HERITSCH 1973 (P<sub>2</sub>) im Vergleich mit diopsidischen Klinopyroxenen der Metagabbros mit etwa 0,27 angenommen wurde, nun mit 0,34 festgelegt ist; auch die Relation der Größe der Gitterkonstanten zur chemischen Zusammensetzung stimmt nach dem Diagramm bei EDGAR et al. 1969 und YOKOYAMA et al. 1976 überein, ebenso ist danach der Umschlagpunkt der Raumgruppe richtig wiedergegeben.

Schon KIESLINGER 1928 deutete den Symplektitsaum um Omphazit als feinste Durchwachsung von Klinopyroxen (Diopsid) und saurem Plagioklas. RICHTER 1973 hat mit der Mikrosonde diese Klinopyroxene der Symplektite als nur Na-ärmere Klinopyroxene bestimmt, d. h. der Natriumverlust führt nicht bis zu Diopsid. In Erweiterung zu HERITSCH 1973: 249 kann der Vorgang dann aber noch immer vereinfacht dargestellt werden:



Das ergibt einen Plagioklas mit etwa An<sub>15</sub>, wie er von HERITSCH 1963 b: 195 optisch bestimmt wurde; durch RICHTER 1973 wird dieser Wert mit Hilfe von Mikrosondenuntersuchungen bestätigt.

Granat. Chemische Analysen mit Gitterkonstanten- und Dichtebestimmungen sind für die Fundpunkte Hohl (Zusammenfassend in HERITSCH 1973) und Stingl (POSTL 1976 a) publiziert, Mikrosondenanalysen von mehreren Fundpunkten der Koralpe hat RICHTER 1973 bekanntgegeben. Nach den Diagrammen von COLEMAN et al. 1965 und SOBOLEW 1964 fallen die Granate der Eklogit amphibolite der Koralpe teilweise in den Bereich der Granate aus Eklogit-Bändern und Linsen in Migmatit- und Gneisgebieten, teilweise in den Bereich aus Eklogit in Verbindung mit alpinotyp metamorphen Gesteinen. Dieses Übergreifen kommt hauptsächlich durch den stark schwankenden Pyropgehalt (24 bis 50 Prozent) auf Kosten des Almandin + Spessartin-Gehaltes zustande, während die Grossular + Andradit-Werte nur wenig (20 bis 28 Prozent) variieren, RICHTER 1973.

Hornblende. Chemische Vollanalysen mit Trennung der beiden Wertigkeitsstufen von Eisen und Wasserbestimmung sowie mit Bestimmung der optischen Konstanten und Gitterkonstanten von Hornblende aus Eklogit amphiboliten liegen vor von den Fundpunkten Mauthnereck, Gradischberg, Schindler, Strametz und Unterlaufenegg (MACHATSCHKI & WALITZI 1961) sowie von Hohl (HERITSCH & WITTMANN 1969, HERITSCH 1973). Außerdem haben von der Hornblende des Fundpunktes Strametz TROJER & WALITZI 1965 eine Strukturbestimmung veröffentlicht. Dazu kommen noch Mikrosondenanalysen von Hornblendenden mehrerer Fundpunkte von RICHTER 1973.

Zur Benennung dieser Hornblenden nach dem Nomenklaturvorschlag von LEAKE z. B. 1978 ist eine Trennung von  $Fe^{2+}$  und  $Fe^{3+}$  notwendig, so daß hier nur die entsprechenden Vollanalysen herangezogen werden können. Das ergibt folgende Benennung, wobei auch Hornblenden von der Saualpe zum Vergleich einbezogen sind:

Tschermakitische Hornblende: Mauthnereck, Gradischberg, Schindler, Unterlaufenegg, Kupplerbrunn.

Pargasitische Hornblende: Strametz (allerdings knapp an der Grenze zur Tschermakitischen Hornblende), Saualpe, Gertrusk.

LEAKE z. B. 1978 schlägt vor, den früher für solche Hornblenden üblichen Namen „Karinthin“ zu streichen, weshalb dieser in der regionalen Literatur so bequem zu verwendende Name durch zwei Namen zu ersetzen sein wird. Es ist außerdem zu erwähnen, daß gerade an einer Pargasitischen Hornblende (Karinthin) von Gertrusk erstmalig die Besetzung der Position A nachgewiesen und festgestellt worden ist, daß in der Fourieranalyse die Peakhöhe von A gegenüber der chemischen Analyse zu klein ist und daß eine statistische Besetzung auf einer vierzähligen Lage um A diesen Effekt erklären kann (HERITSCH 1953: 245, HERITSCH et al. 1956). Dieser Gedanke wurde auch in neueren Strukturbestimmungen von Hornblenden — man möchte fast sagen selbstverständlich — ohne Zitat der ersten Arbeiten darüber aufgegriffen und verwendet (HAWTHORNE & GRUNDY 1977, HAWTHORNE 1978: Fig. 1).

Weiter kommen in den Eklogitamphiboliten Zoisit, Pseudozoisit sowie Klinozoisit vor (vgl. etwa HERITSCH 1973). RICHTER 1973 konnte mit Mikrosondenanalysen zeigen, daß erwartungsgemäß Zoisite eisenärmer sind als Klinozoisite. Die Accessorien Apatit, Rutil, Titanit, Pyrit seien nur erwähnt, wobei auf Vollständigkeit kein Gewicht gelegt wird.

Zu den chemischen Gesteinsanalysen von Eklogitamphiboliten ist zu bemerken: Von den Fundpunkten Mauthnereck (KIESLINGER 1928), Hohl und Fürpaß (HERITSCH & WITTMANN 1969, HERITSCH 1973) sind Vollanalysen veröffentlicht worden und RICHTER 1973 bringt von mehreren Fundpunkten Mikrosondenanalysen. Die Niggli-Werte aller dieser Analysen führen zu gabbroiden bis pyroxen-gabbroiden Magmentypen, BURRI 1959: 95. Im vereinfachten Basalttetraeder nach YODER & TILLEY 1962 liegen die Projektionspunkte mehr oder minder knapp an der kritischen Ebene der  $SiO_2$ -Untersättigung im Teiltetraeder Di-Ab-Fo-En, drei Proben enthalten normativ sehr wenig, nämlich 0,5 bis 0,8 Ne und liegen somit auf der anderen Seite der kritischen Ebene im Teiltetraeder Di-Ab-Fo-Ne, vgl. Abb. 3. Das entspricht der üblichen Ansicht, daß die Eklogitamphibolite von einem basischen Magmatismus abzuleiten sind. Wie oben ausgeführt erscheint es unwahrscheinlich, daß alle Eklogitamphibolite von Gabbros abzuleiten sind, wie das für die Metagabbros beobachtbar ist, man wird auch an Basaltergüsse und eventuell Tuffe und Tuffite denken müssen (KIESLINGER 1928, BECK-MANNAGETTA 1961). Bemerkenswert erscheint auch der regional konstante ungewöhnlich niedere Gehalt an  $K_2O$ , der auch bei anderen ostalpinen eklogitischen Gesteinen beobachtet wurde.

Granat, Omphazit und Hornblende (Karinthin) stehen in einem Gleichgewicht, an dem auch Quarz und Zoisit teilhaben. Es ist aber nicht möglich, aus der bekannten Granat- und Omphazitzusammensetzung der Eklogitamphibolite einen Eklogit zu berechnen, der nur aus diesem Granat und diesem Omphazit besteht. Natürlich läßt sich nach GREEN 1967 aus den Eklogitamphibolit-Analysen eine Eklogit-Norm berechnen (Granat + Klinopyroxen + Quarz + Accessorien), die aber chemisch anders zusammengesetzte Klinopyroxene und Granate erfordert.



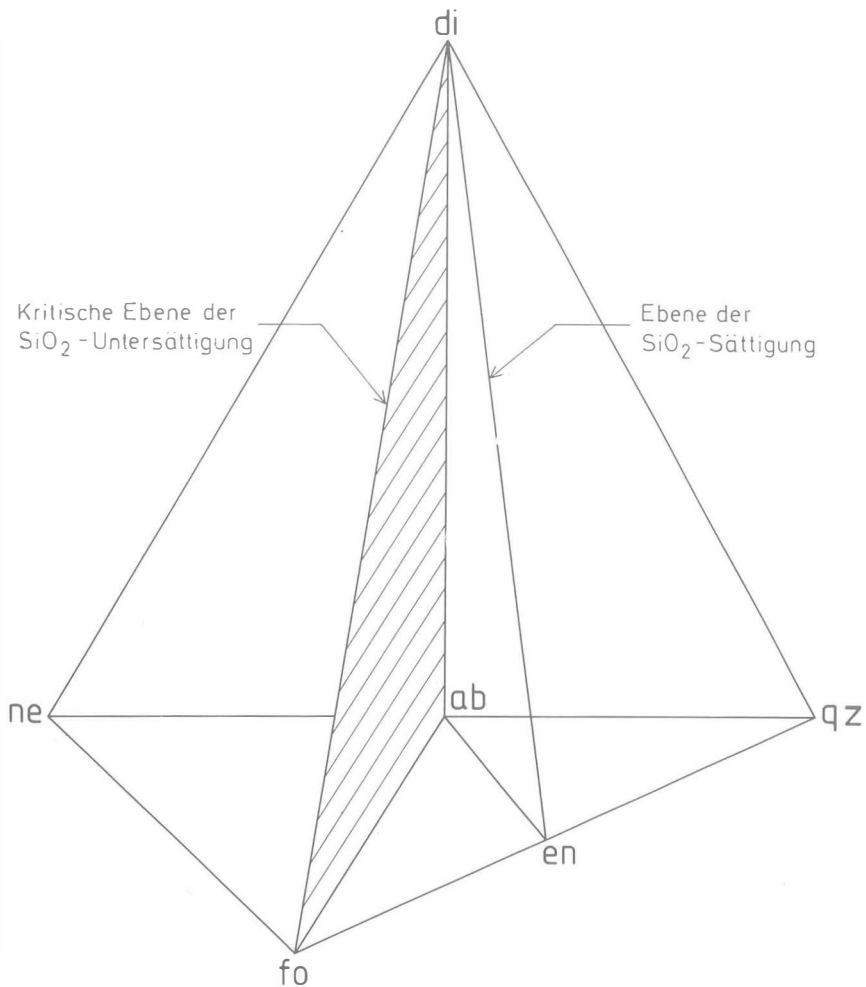


Abb. 3: Vereinfachtes, eisenfreies Basalttetraeder nach YODER & TILLEY 1962: 350. Es bedeutet di — Diopsid, ne — Nephelin, ab — Albit, qz — Quarz, en — Enstatit, fo — Forsterit. Fast alle Eklogitamphibolite der Koralle liegen im Teiltetraeder di—ab—fo—en— nahe der kritischen Ebene der  $\text{SiO}_2$ -Untersättigung, nur drei Proben liegen ganz knapp links in dieser kritischen Ebene im Teiltetraeder di—ab—fo—ne. Die Gabbros und einige Metagabbros liegen im Teiltetraeder di—ab—fo—en, zwei Metagabbros liegen im Teiltetraeder di—ab—en—qz.

### Gabbro und Metagabbro

Drei naßchemische Vollanalysen von gut erhaltenen Gabbros, HERITSCH & BOSSERT 1969, HERITSCH 1973, 1978 c, vgl. Tab. 6 und 7, liefern Niggliwerte für einen gabbroiden bis pyroxengabbroiden Magmatyp nach BURRI 1959. Im vereinfachten Basalttetraeder nach YODER & TILLEY 1962 liegen diese Gesteine im Teiltetraeder Di—Ab—Fo—En, vgl. Abb. 3. Hervorzuheben ist das normative Auftreten von Olivin und daß die drei Analysen in dem System An—Di—Fo nach OSBORN & TAIT 1952 nahe dem

Punkt des angenäherten Eutektikums (bei einer Atmosphäre 1270° C) liegen. Einer sicher gegebenen Variationsbreite, etwa zu plagioklasreichen Typen ist noch nicht weiter nachgegangen worden. Bemerkenswert ist auch, wie bei den Eklogitamphiboliten, der extrem niedrige K<sub>2</sub>O-Wert mit 0,03 bis 0,10 Prozent. Der Mineralbestand der Gabbros ist aus der Tab. 6a zu ersehen. Da makroskopisch die Plagioklase sehr hellgrau und die Pyroxene sehr dunkelbraun bis schwarz gefärbt sind, entsteht ein gesprenkelter Eindruck.

Normativer Mineralbestand (Mittel aus drei chemischen Analysen)		Modaler Mineralbestand in Gewichtsprozenten	
Or	0,4	Plagioklas	40—45 An 72—74
Ab	15,8	Klinopyroxen	40—45
An	36,8	Orthopyroxen	9—12
Di	31,6	Spinell	1—4
Hy	5,1	Erz	1—2
Ol	6,7		
Mt	2,8		
Il	0,7		
Ap	0,1		

Tab. 6a: Mineralbestände von Gabbro von Gressenberg und Bäröfen

	Gressenberg		Hohl		
	Hellgrüner Diopsid	40	14	63	26
Granat	20	14	25	11	5
Hornblende	10	38	—	—	—
Zoisit	17	24	5	32	30
Disthen	8	3	3	14	21
Quarz	4	7	3	14	7
Erz, Apatit	1	—	1	3	2

Tab. 6b: Mineralbestände von Metagabbro von Gressenberg und Hohl in Gewichtsprozenten

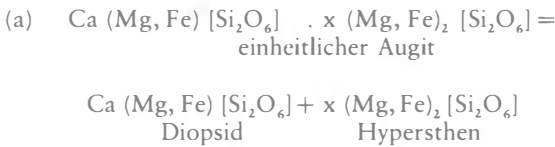
	Gabbro weiß, schwarz gefleckt	Metagabbro grün, rot, weiß gefleckt	amphibolführender Metagabbro grün, rot, weiß gefleckt, mit Säumen schwarzgrüner Hornblende um Diopsid
SiO <sub>2</sub>	49,42	48,91	49,10
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,36	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,28	16,34	15,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	2,96	3,48
FeO	4,06	2,95	2,37
MnO	0,12	0,12	0,12
MgO	10,66	10,28	10,10
CaO	14,43	14,88	14,37
Na <sub>2</sub> O	2,06	1,98	2,74
K <sub>2</sub> O	0,10	0,04	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,03	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,84	1,11	1,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,15	0,12
	100,30	100,11	99,69

Tab. 7: Chemische Analysen aus einer Übergangszone von Gabbro über Metagabbro zu amphibolführendem Metagabbro: die Übergangszone ist nur 12 cm mächtig. Fundpunkt Bäröfen, westlich Schwanberg, Korralpe, Steiermark. Die Textur des Gabbro bleibt im Metagabbro erhalten (HERITSCH 1978 c).

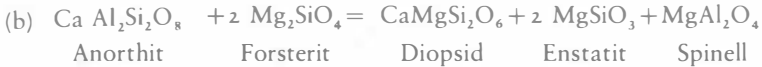
Plagioklas ist Tiefplagioklas oder nahe Tiefplagioklas und meist durch starke mechanische Beanspruchung undulös auslöschend. In günstigen Proben konnte trotzdem an den häufig auftretenden Zwillingstöcken aus drei Individuen das Karlsbad-, Albit- und Albitkarlsbadgesetz bestimmt werden, wobei zwei große Individuen nach dem Albitkarlsbadgesetz verzwillingt sind und schmale Lamellen nach dem Albitgesetz aufscheinen. Nach der Einteilung von GORAI 1951: 888 handelt es sich um C-Zwillinge, die typisch für Plagioklase plutonischer aber auch vulkanischer Gesteine sind.

Klinopyroxen tritt in großen Körnern mit deutlichen Entmischungslamellen parallel (100) und paralleler Orientierung der kristallographischen Y- und Z-Achsen der Klinopyroxene und Orthopyroxene auf, ein Ergebnis, das wegen des geringen Fs-Gehaltes zu erwarten ist, HERITSCH 1973. Aus der Größe der Gitterkonstanten, aus den optischen Daten und aus Mikrosondenuntersuchungen kann der Orthopyroxen mit En<sub>70</sub> bis En<sub>74</sub>, bei geringem Al- und Ca-Gehalt abgeschätzt werden. HERITSCH 1973 schlägt daher folgende Deutung vor:

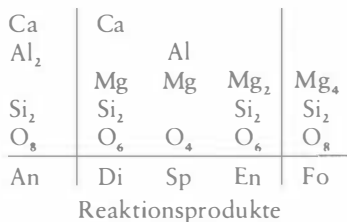
Ein zunächst bei hoher Temperatur einheitlicher Magnesium-reicher Klinopyroxen zerfällt bei Abkühlung in ein cpx-Individuum mit Wo<sub>45</sub> En<sub>43</sub> Fe<sub>12</sub> und opx-Lamellen mit En<sub>70</sub> bis En<sub>74</sub>. Hauptkristall und Lamellen ergeben einen Verteilungskoeffizienten  $K_D = 0,53$  für Magnesium, was auf höheren Druck schließen läßt, KRETZ 1961, 1963, ATKINS 1969. In der Darstellung vereinfachter Formeln ist das



Koronabildungen bestehen aus einer Kernpartie von Orthopyroxenkristallen (En<sub>70</sub>) mit einer Randzone aus diopsidischen Augit; in diesem sind dünne Schläuche von hellgrünem Spinell (40% Al<sub>2</sub>FeO<sub>4</sub>, also Pleonast) eingelagert. Es handelt sich damit um die bekannte Reaktion zwischen Anorthit und Olivin, der anders als im Metagabbro des Utschgrabens bei Bruck a. d. Mur nicht mehr erhalten geblieben ist.



Diese trockene Reaktion läuft in Experimenten (KUSHIRO & YODER 1966) bei hohem Druck von 7 bis 9 Kb und über 1000 °C ab. Es läßt sich diese Reaktion auch in einem räumlichen Schema darstellen:



Durch die beiden trockenen Reaktionen (a) und (b) ist im Gabbro der Koralpe der beobachtete Zustand erreicht.

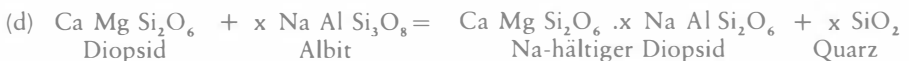
Es konnte zunächst einmal ein Fund des Überganges im Bereich von wenigen Zentimetern von Gabbro (schwarz und weiß gefleckt) in ein Granat+Klinopyroxen+Zoisit+Disthen-Gestein (=Metagabbro, rot, grün und weiß gefleckt) aus dem Blockfeld Gressenberg gefunden und bearbeitet werden, HERITSCH 1965, 1973, HERITSCH & BOSSERT 1969. Weitere Funde folgten und ergaben dann die Gleichheit solcher Metagabbros mit dem Gestein des Fundpunktes Hohl. Schließlich ist BECK-MANNAGETTA 1977 der Fund eines mächtigen Stockes von Gabbro, ebenfalls mit Übergängen zu Metagabbro in der Örtlichkeit Bärofen bei Schwanberg zu verdanken.

Eine detaillierte Untersuchung (HERITSCH & BOSSERT 1969, HERITSCH 1973, 1978c) ergab folgendes:

1. Vorweg ist festzustellen, daß Gabbro und Metagabbro innerhalb der Analysenfehler dieselbe chemische Zusammensetzung haben, wie in der Tab. 7 ausgewiesen wird. Alle folgenden Umwandlungen spielen sich also isochemisch ab. Durch die fortschreitende Umkristallisierung wird das Gefüge nicht geändert, das heißt die Form der Flecken bleibt erhalten, nur ihre Farbe ändert sich, so daß die Umkristallisierung ohne gleichzeitige oder folgende Durchbewegung vor sich gegangen ist.
2. In der Übergangszone beginnen im Plagioklas nadelförmige Zoisite zu wachsen, ihre Menge wird immer reichlicher, und wenige Zentimeter weiter wird der gesamte Plagioklas durch ein feinkörniges, optisch nicht auflösbares Gemenge von Zoisit+Disthen+Quarz ersetzt (Nachweis: Diffraktometer, Mikrosonde). Die Umwandlung erfordert den Zutritt von Wasser nach der Gleichung:

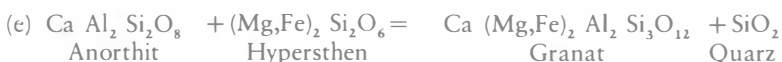


3. Der Albitanteil des Plagioklases geht in den sich neu bildenden Klinopyroxen ein. Dieser apfelgrüne Klinopyroxen ist wesentlich ärmer an Jadeit, weshalb er nicht mehr als Omphazit, sondern als Na-hältiger Diopsid zu bezeichnen ist, HERITSCH 1973. Formelmäßig bedeutet das:

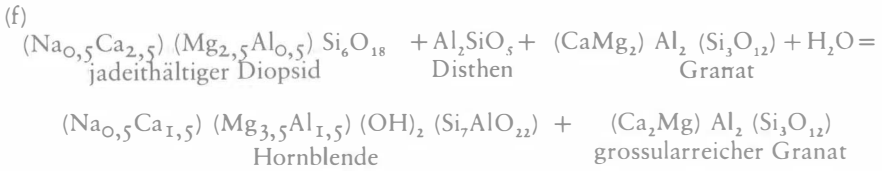


mit etwa  $x = 0,2$ . Der Diopsid stammt natürlich aus dem Diopsidanteil des ursprünglichen, schwarzen Klinopyroxen des Gabbro.

4. Der rote Granat ist wesentlich Pyrop-reicher (Py 39—45) und Almandin-ärmer (Alm 29—35), als der Granat der Eklogitamphibolite, liegt aber immer noch im Feld der Granate aus Linsen und Bändern in Migmatit- und Gneisgebieten. Die Bildung des Granates erfolgt nach der Gleichung:



5. In weiterer Folge wird eine Reaktion eingeleitet, die im wesentlichen die Umwandlung von Klinopyroxen in Amphibol bewirkt, wobei aber auch andere Phasen beitragen. Eine sicher schon sehr stark vereinfachte formelmäßige Darstellung ist folgende:



Die angeführten Reaktionen sind natürlich sehr schematisiert; eine detaillierte Darstellung naturnäherer Reaktionen für die geschilderten Umwandlungen findet man bei HERITSCH 1973: 253. Daneben ist hervorzuheben, daß nur geringe Stoffwanderungen im beschränkten Bereich von Millimetern notwendig sind.

Es sei das Wesentliche dieser Umwandlung noch einmal hervorgehoben:

In einem Gabbro mit Labradorit, Klinopyroxen und Olivin entstehen durch Abkühlung möglicherweise unter höheren Druckbedingungen in trocken ablaufenden Reaktionen im Klinopyroxen durch Entmischung Orthopyroxenlamellen (a) und der Olivin reagiert mit dem Anorthitanteil des Plagioklases zu Orthopyroxen + Diopsid + Spinell (b).

Alle weiteren Reaktionen laufen nun so ab, daß innerhalb weniger Zentimeter zwar die chemische Pauschalzusammensetzung gleich bleibt, der Mineralbestand sich aber komplett ändert. Bei den herrschenden hohen Drucken und hohen Temperaturen ist es völlig ausgeschlossen, daß Unterschiede in diesen beiden Parametern im Bereich von wenigen Zentimetern möglich sind. Es bleibt daher zur Deutung offensichtlich nur übrig, daß diffuser Wasserzutritt die Reaktionen auslöst, umso mehr als für die Bildung von Zoisit (c) Wasser in die Reaktion eintreten muß; für die anderen Reaktionen ist Wasser Katalysator. Dies wird auch dadurch belegt, daß die Reaktionen von den Intergranularen aus im Dünnschliff sichtbar angreifen. Dort wo kein Wasser Zutritt, erfolgt keine Reaktion. Bei weiterem Wasserzutritt beginnt auch die Reaktion (f) abzulaufen, die wieder von Intergranularen aus die Hornblendebildung in Gang bringt.

In dieselbe Richtung weisen kleine, jetzt mit Quarzkörnern erfüllte Gänge, von denen aus folgende Zonen beobachtet werden können: Unmittelbar am Gang grüne Klinopyroxene, von dunklen Hornblenden umrandet + roter Granat + Zoisit + Disthen + Quarz; die nächste Zone besteht aus grünem Klinopyroxen + rotem Granat + Zoisit + Disthen + Quarz; darauf folgt Gabbro mit weißem Plagioklas und schwarzem Pyroxen. Vom Quarzgang bis zum Gabbro ist der Zonenbereich 10 bis 15 cm. Es ist keine Frage, daß von dem kleinen Gang aus Wasser in das Gestein diffundiert ist und eben nicht mehr bis zum erhaltenen Gabbro vorgeedrungen ist.

Die durch die Wasserzufuhr entstehenden Verhältnisse können in einem A-C-F-H<sub>2</sub>O-Tetraeder verfolgt werden, HERITSCH 1973.

Abb. 4: In einem A-C-F-Dreieck sind die wasserfreien Komponenten des Gabbros eingetragen. Alle chemischen Vollanalysen (HERITSCH 1973, 1978 c) liegen innerhalb der Komponenten Anorthit, Diopsid, Hypersthen (bzw. bei SiO<sub>2</sub>-Untersättigung Olivin und Spinell). Die Lage der chemischen Analysen nach RICHTER 1973 ist wegen der mangelnden Trennung von FeO und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nur ungefähr anzugeben, sie liegen aber auch innerhalb der Komponenten Anorthit + Diopsid + Hypersthen.

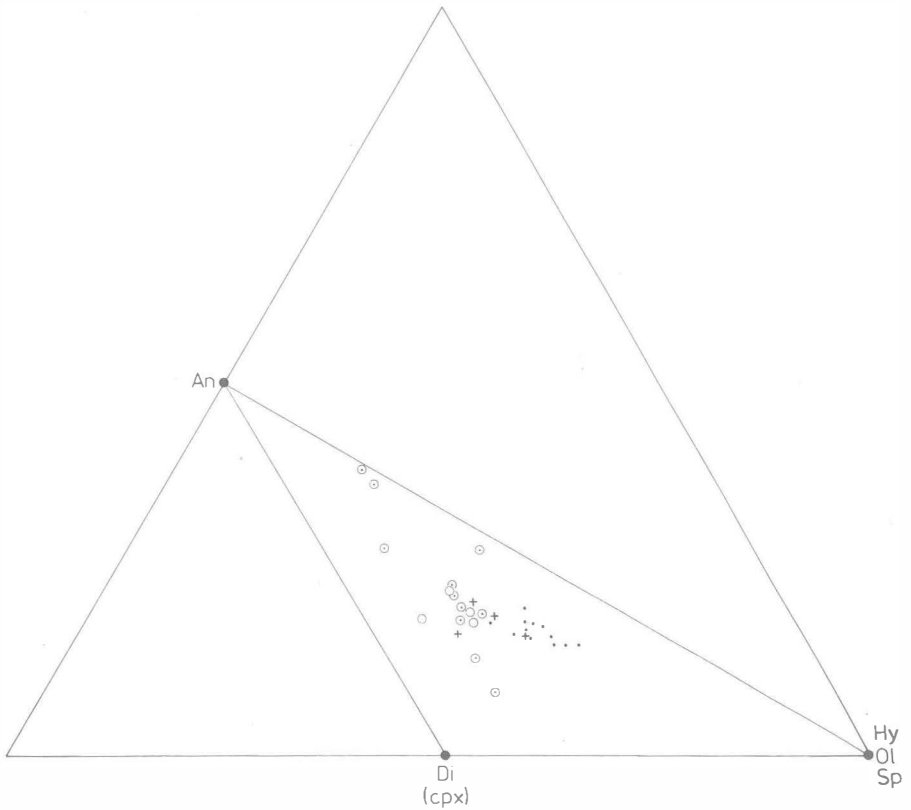


Abb. 4: Diagramm A-C-F für die Komponenten von Gabbro. Es bedeutet An — Anorthit, Di — Diopsid, bzw. Diopsidanteil eines Klinopyroxens, Hy — Hypersthene (Ol — Olivin, Sp — Spinell bei  $\text{SiO}_2$ -Untersättigung), kleiner Kreis — Gabbro, kleiner Kreis mit Punkt — Metagabbro, kleines Kreuz — Egklogitamphibolit, HERITSCH 1963 b, 1973, 1978 c; kleine Punkte — Eklogitamphibolit nach RICHTER 1973, ausgefüllte Quadrate — Grossular führende Gesteine, HERITSCH 1979 (vgl. Abb. 5).

Abb. 5: Für eine echte wasserfreie Eklogitparagenese bei hohem Druck und bei hoher Temperatur müßte man das A-C-F-Dreieck nach YODER & TILLEY 1962: 473 benutzen. Dieses Dreieck unterscheidet sich von Abb. 5 nur durch das Fehlen der Verbindungslinien An—Di. Danach müßten die eklogitischen Gesteine der Koralpe folgende Mineralkombinationen zeigen:

Diopsid (= Omphazit, da der Na-Anteil der Klinopyroxene in dieser Projektion nicht darstellbar ist) + Granat; Diopsid + Granat + Disthen; besonders interessant ist, daß links der Verbindungslinie Di—Ky die Paragenese Diopsid + Grossular + Disthen auftreten müßte. Diese Paragenese wird nun nicht beobachtet. Daher ist es notwendig, eine Verbindungslinie An—Di einzuführen, wodurch niedrigerer Druck gilt, entsprechend der steigenden Druck bedeutenden Reihe granulite facies — transitional — eclogite facies, YODER & TILLEY 1962: 513. Damit sind die Eklogite der Koralpe keine echten Eklogite, sondern stehen in ihren Bildungsbedingungen

zwischen Granulit und Eklogit. Außerdem ist eine Erweiterung zu einem Tetraeder mit der Spitze  $H_2O$  notwendig, da erst damit wasserhältige Phasen darstellbar werden.

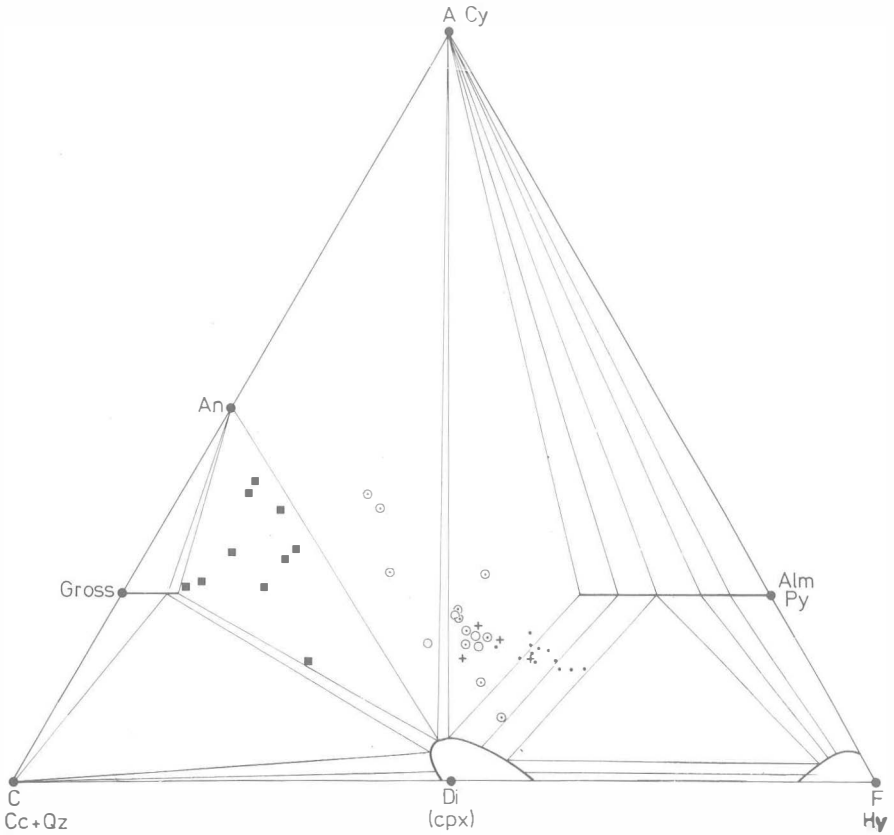


Abb. 5: Diagramm A-C-F für Paragenesen im Übergang (transitional) zwischen Granulit (granulite-facies) und Eklogit (eclogite-facies) nach YODER & TILLEY 1962: 513. Es bedeutet Cy — Disthen, Alm — Almandin, Py — Pyrop, Hy — Hypersthen, Di — Diopsid, Cpx — Klinopyroxen, Cc — Calcit, Qz — Quarz, Gross — Grossular, An — Anorthit. Signaturen für die Gesteine wie in Abb. 4. Zur Erklärung der in der Natur erscheinenden Paragenesen ist das Dreieck der Abb. 5 zu einem Tetraeder mit der Spitze  $H_2O$  zu erweitern, vgl. Abb. 6, 7, 8.

Abb. 6: zeigt, daß bei Wasserzutritt auch für die gerade erwähnten Zusammensetzungen links der Verbindungslinie Di—Cy Grossular nicht entsteht, da die Zusammensetzung in das Teiltetraeder Anorthit-Zoisit-Disthen-Diopsid eintritt und somit die oben unter (c) angeführte Reaktion (Beginn der Umwandlung Gabbro—Metagabbro) darstellt.

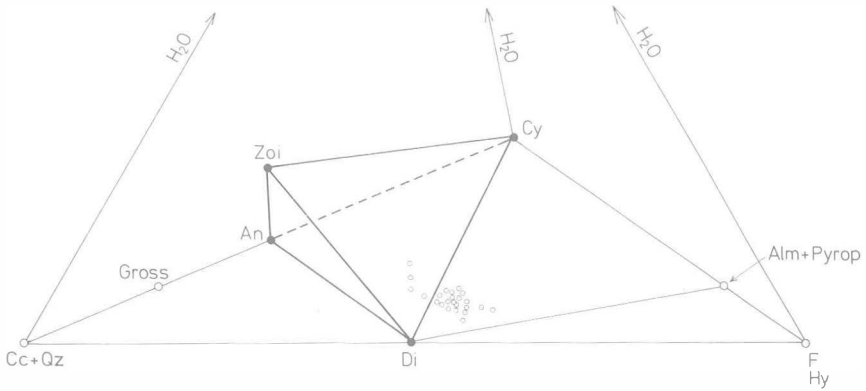


Abb. 6: Im Tetraeder A-C-F-H<sub>2</sub>O besteht ein Teiltetraeder Anorthit — Diopsid — Disthen — Zoisit, in das bei geringem Wasserzutritt die vier Gesteinszusammensetzungen links der Verbindungslinie Diopsid — Disthen (vgl. Abb. 5) eintreten. In der Natur entspricht das dem Beginn der Umwandlung von Gabbro in Metagabbro. Zoi bedeutet Mineral der Zoisitgruppe; übrige Signaturen wie in Abb. 4 und 5.

Abb. 7: Alle Zusammensetzungen, d. h. auch die rechts der Verbindungslinie Cy—Di treten in das Teiltetraeder Diopsid — Almandin + Pyrop — Zoisit — Disthen, womit die Reaktionen (c) und (d) dargestellt sind und der Zustand vieler Metagabbros erreicht ist, da auch noch Reaktion (e) abläuft, vgl. HERITSCH 1973: 244.

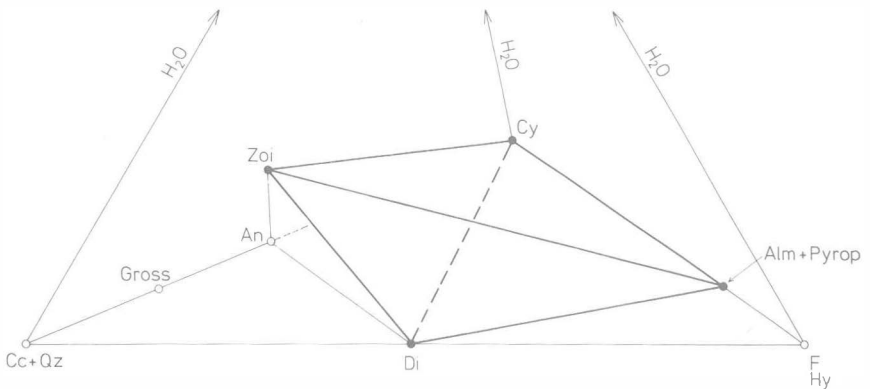


Abb. 7: Im Tetraeder A-C-F-H<sub>2</sub>O besteht das Teiltetraeder Diopsid — Almandin + Pyrop — Disthen — Zoisit, in das bei weiterer Wasserzufuhr alle Gesteinszusammensetzungen eintreten und damit als Metagabbro vorliegen. Signaturen wie in Abb. 4, 5, 6.

Abb. 8: Bei noch weiterem Wasserzutritt gehen alle Zusammensetzungen in das Teiltetraeder Diopsid — Almandin + Pyrop — Zoisit — Hornblende. Den Beginn dieser Reaktion zeigen jene Metagabbrotypen, bei denen die hellgrünen Klinopyroxene nach der oben angeführten Reaktion (f) einen Saum von dunkelgrüner Hornblende zeigen. In den Eklogitamphiboliten ist diese Reaktion völlig abgelaufen



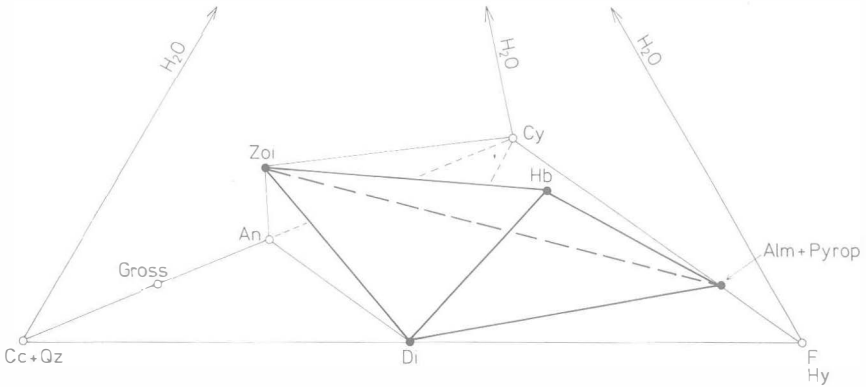


Abb. 8: Im Tetraeder A-C-F-H<sub>2</sub>O besteht ein Teiltetraeder Diopsid — Almandin + Pyrop — Hornblende — Zoisit, in das bei weiterer Wasserzufuhr alle Gesteinszusammensetzungen eintreten und dort als Eklogitamphibolit vorliegen. Es bedeutet Hb — Hornblende. Übrige Signaturen wie in Abb. 4, 5, 6.

und deshalb zeigen sie den bekannten Mineralbestand Omphazit + Granat (vorwiegend Almandin und Pyrop) + Hornblende + Zoisit im Gleichgewicht.

Noch weitere Zufuhr von Wasser bringt die meisten Zusammensetzungen an die Teiltetraederfläche Hornblende + Granat + Zoisit, wodurch dann ein Granat-Zoisit-Hornblendeschiefer („Amphibolit“) entsteht. Weitere Wasserzufuhr ist in den Korallengesteinen nicht zu beobachten.

Die soeben gegebene Darstellung bezieht sich nur darauf, die Abfolge der Phasen durch Wasserzufuhr aus der chemischen Zusammensetzung verständlich zu machen, sie gibt keine Auskunft über die dabei nötigen Druck- und Temperaturverhältnisse. Das kann am besten durch die Bedingungen für jene Reaktionen geschehen, die in den entsprechenden Gesteinen abgelaufen sind. Einen guten Überblick gibt das Diagramm NOCKOLDS et al. 1978 (vgl. HERITSCH 1978 c), dem noch einige Ergänzungen hinzugefügt sind.

Das Diagramm der Abb. 9 enthält nach NOCKOLDS et al. 1978 in der hier verwendeten Bezeichnung die trockenen Reaktionen (a), (b) und (e); daneben ist auf Grund der Naturbeobachtung zu erwarten, daß bei niederen Temperaturen bei der Reaktion (e) Verzögerungserscheinungen auftreten, da ja in jenen Gabbros, die erhalten geblieben sind, nur die Reaktionen (a) und (b) abgelaufen sind.

Weiterhin enthält das Diagramm der Abb. 9 die Reaktionskurven: für die Bildung von Omphazit mit 30 Prozent Jadeit extrapoliert nach KUSHIRO 1969, für die Reaktion (c) 4 Anorthit + H<sub>2</sub>O = 2 Zoisit + 1 Cyanit + Quarz nach BEST & GRAHAM 1978, für die Umwandlung von P<sub>2</sub>/n in C<sub>2</sub>/c Omphazit, vgl. HERITSCH 1973, CARPENTER 1980, WALITZI & WALTER 1980, für die Stabilitätsfelder der Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Modifikationen nach ALTHAUS 1967, 1969 a, b, und nach RICHARDSON et al. 1968, 1969, für die Anatexis der Schiefergneise nach PLATEN & HÖLLER 1966, für die Grenzkurve der Metamorphose gabbroider Gesteine unter Wassereinfluß P<sub>total</sub> = P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>; rechts der Kurve beherrscht Teilaufschmelzung, links der Kurve treten wasserhältige Phasen, besonders Hornblende auf.

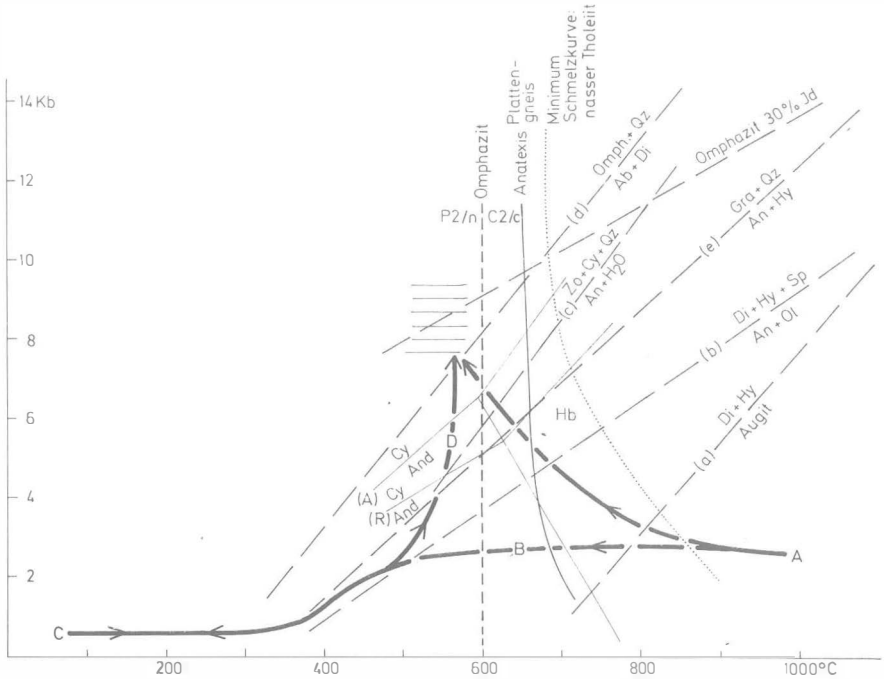


Abb. 9: Druck-Temperaturfeld einiger für die Metamorphose gabbroider Gesteine in der Korralpe relevante Reaktionen (a) Augit = Diopsid + 2 Hypersthen, (b) Anorthit + 2 Olivin = Diopsid + 2 Hypersthen + Spinell, (c) Anorthit + 2 Hypersthen = Granat + Quarz, (d) Albit + Diopsid = Omphazit + Quarz, Minimum-Schmelzkurve eines nassen Tholeiites NOCKOLDS et al. 1978; (e) 4 Anorthit +  $H_2O = 2$  Zoisit + Disthen + Quarz BEST & GRAHAM 1978; Bildung von Omphazit mit 30% Jadeit KUSHIRO 1969; Umwandlung von P2/n in C2/c Omphazit bzw. umgekehrt HERITSCH 1973, CARPENTER 1980, WALITZI & WALTER 1980; Anatexis des Plattengneises PLATEN & HÖLLER 1966; Stabilitätsfelder der  $Al_2SiO_5$ -Modifikation (A) ALTHAUS 1967, 1969 a, b; (R) RICHARDSON et al. 1968, 1969. Folgende Möglichkeiten der Metamorphose werden in der Abbildung diskutiert.

I. Bei  $1000^\circ C$  und entsprechendem Druck (Punkt A) ist wasserfreies gabbroides Magma völlig erstarrt. Bei weiterer Abkühlung laufen die Reaktionen (a) und (b) ab, wodurch der Zustand des in der Korralpe erhalten gebliebenen Gabbros erreicht ist (Punkt B). Bei weiterer Abkühlung und Druckentlastung kann aber die trockene Reaktion (e) wegen zu geringer Temperatur nicht ablaufen. Bei Punkt C ist der Gabbro im Sediment (neben basaltischen Lavaergüssen) eingebettet. Bei anschließender Metamorphose wird bei steigenden Druck- und Temperaturbedingungen der Punkt D erreicht, wobei die Reaktionen (e), (c) bzw. (d) unter Wasserzufuhr ablaufen und dadurch der Mineralbestand eines Metagabbros: Granat — jadeithaltiger Diopsid — Zoisit — Disthen erreicht ist. Bei weiterer Wasserzufuhr im schraffierten Bereich entsteht aber der Mineralbestand des Eklogit amphibolites: Granat — Omphazit — Zoisit — Hornblende, da links der Minimum-Schmelzkurve des nassen Tholeiites Hornblende stabil ist.

II. Bei Intrusion von gabbroidem Material während der Metamorphose wird von Punkt A aus der wahrscheinliche (schraffierte) Druck- und Temperaturbereich direkt etwa auf der eingezeichneten Kurve erreicht. Der Druck für Punkt A ist nicht bekannt; A kann aber nicht bei extrem hohen Drucken liegen, vgl. auch YODER & TILLEY 1962: 498.

Aus dem Diagramm läßt sich folgendes ablesen, je nachdem, in welcher Art der Gabbro in den Sedimentkomplex der Schiefergneise aufgenommen wird. Es sollen hier zwei Grenzfälle besprochen werden.

I. Gabbroides Magma intrudiert und erstarrt im noch nicht metamorphen Tonschieferkomplex bei verhältnismäßig niedrigem Druck. Bei unter 1200 °C ist völlige Verfestigung eingetreten, Punkt A. Bei weiterer Abkühlung und Druckminderung läuft die Reaktion (a) ab, Augit wird zu Diopsid und Hypersthen. Nach Punkt B folgt die Reaktion (b) nämlich Anorthit + Forsterit wird zu Diopsid + Hypersthen + Spinell. Bei Punkt C ist Temperatur- und Druckgleichheit mit den umgebenden Tonschiefern erreicht und Gabbro ist im Tonschiefer eingelagert. Ebenso sind auch basaltische Laven und Tuffe im Tonschiefer vorhanden.

Bei der nun folgenden Metamorphose geht der Gabbro etwa längs der in Abb. 9 eingezeichneten Kurve nach Punkt D. Aus der Naturbeobachtung ist bekannt, daß dabei Gabbro allein ohne jede Zufuhr von Wasser nicht verändert wird. Tritt jedoch Wasser hinzu, so läuft einmal die Reaktion (c), Anorthit + H<sub>2</sub>O wird zu Zoisit + Disthen + Quarz, ab. Außerdem läuft gleichzeitig die an und für sich wasserfreie Reaktion (e) Anorthit + Hypersthen wird zu Granat + Quarz unter Wirkung von Wasser als Katalysator ab. Damit ist die Mineralkombination der Metagabbros Granat + Diopsid + Zoisit + Disthen + Quarz erreicht. Tritt weiter Wasser hinzu, so entsteht noch Hornblende, weil der Punkt D für die punktierte Minimum-Schmelzkurve der gabbroiden Gesteine unter Wassereinfluß links dieser Kurve liegt, wo alles fest und Hornblende stabil ist. Damit ist die Reaktion (f), jadeithältiger Diopsid + Disthen + Granat wird zu Hornblende + grossularreichem Granat, eingetreten, und, wenn der gesamte Disthen verbraucht ist, die Mineralkombination der Eklogitamphibolite Omphazit + Granat + Hornblende + Zoisit + Quarz erreicht, wobei entsprechend der chemischen Zusammensetzung P<sub>2</sub>/n Omphazit stabil ist.

II. Unter der Annahme, daß gabbroides Magma während der Metamorphose in einen schon basaltisches Material von Lavaergüssen enthaltenden Tonschieferkomplex eingebracht wird, kann derselbe Endpunkt längs einer Kurve von A aus direkt erreicht werden. Die Aufeinanderfolgende der Reaktionen ist dieselbe wie unter I geschildert.

Zusammenfassend kann eigentlich gesagt werden, daß es sich für den Übergang von Gabbro zu Metagabbro um ein Beispiel einer wasserdefizitären Metamorphose innerhalb der Amphibolitfazies handelt (vgl. NOCKOLDS et al. 1978: 402, bzw. WILCOX & POLDERVAART 1958), allerdings mit der Besonderheit, daß dieser Übergang vom Edukt (Gabbro) zum metamorphen Gestein (Metagabbro) auf engstem Raum (einige Zentimeter) beobachtet werden kann. Die Eklogitamphibolite hatten dagegen bei der Metamorphose reichlich Wasser zur Verfügung. Allerdings muß bei völliger Wassersättigung ein Granat-Zoisit-Hornblendeschiefer (Granat-Zoisit-Amphibolit) entstehen.

Die ablesbaren Bedingungen der Metamorphose sind etwa 500 bis 600 °C, 6 bis 8 Kb, höhere Drucke sind möglich, HERITSCH 1973, 1978c, d. Aus Verteilungsquotienten für verschiedene Mineralpaare schließt HERITSCH 1973 auf 500 bis 550 °C (max. 600 °C) und 8—10 Kb, RICHTER 1973 auf 460 bis 640 °C und 5 bis 8, 5 Kb.

## Marmore

Von den Marmorvorkommen ist nur das des Steinbruches Gupper bei Deutschlandsberg an der Straße aus dem Wildbachgraben nach Freiland petrologisch

bearbeitet. Über die reichliche und oft interessante Mineralführung in den Marmoren im allgemeinen unterrichtet eine tabellarische Darstellung bei HERITSCH 1963 b: 183f. Im Sinne einer paragenetischen Deutung ist hervorzuheben, daß gerade hier im Steinbruch Gupper erstmalig Forsterit-reicher Olivin und Klinohumit nachgewiesen werden konnten (HERITSCH 1963 a).

Für das gesamte Folgende ist HERITSCH 1978 b heranzuziehen. Eine Linse aus Marmor und Kalksilikatschiefern ist im Steinbruch Gupper in einer mächtigen Wand aufgeschlossen. Die Linse selbst steckt in Plattengneisen bzw. Glimmerschiefern, BECK-MANNAGETTA 1975. Dies ist deshalb wichtig, weil damit die Bedingungen der Genese der Gneise, besonders der Plattengneise in ihrer Anatexis (PLATEN & HÖLLER 1966), berücksichtigt werden müssen. Die Linse zeigt einen komplizierten Aufbau mit dem reinsten Kalzitmarmor im Zentrum. Nach außen zu nimmt in wechselnder Menge die Führung verschiedener Silikate zu, so daß auf mineralreiche Marmore dann Kalksilikatschiefer folgen. Im mittleren Bereich erscheint, offensichtlich in geringer Mächtigkeit, ein Dolomitmarmor mit Olivin und Klinohumit. In einer kurzen Charakteristik ist festzuhalten,

Kalzitmarmor: der Calcit enthält 2 Mol%  $MgCO_3$ ,

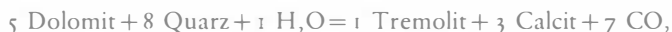
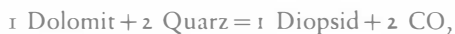
Mineralreicher Marmor: Um Quarzkörner erscheint, allerdings selten beobachtbar, ein Reaktionssaum von Diopsid oder Tremolit. Hiermit sind Reaktionen abgebildet, die offenbar aus Mangel an zur Verfügung stehendem Dolomit nicht zu Ende gelaufen sind. Weiterhin treten auf: Phlogopit, Biotit, Mikroklin, Zoisit.

Kalksilikatschiefer: Diopsid, Tremolit, Biotit (Phlogopit), Zoisit, Mikroklin und wenig Calcit.

Dolomitmarmor: Koexistierender Dolomit (49 Mol%  $MgCO_3$ ) und Calcit (5,5 bis 6 Mol%  $MgCO_3$ ), Olivin (89 bis 90 Mol% Forsterit) häufig in Serpentin umgesetzt, Klinohumit, in kleinen Linsen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich Diopsid, farbloser Chlorit, Phlogopit.

Zur genetischen Deutung kann aus den koexistierenden Karbonaten nach GOLDSMITH & HEARD 1961, bzw. GOLDSMITH & NEWTON 1969 unter Annahme des Gleichgewichtes eine Temperatur von 530 bis 560° C erschlossen werden, eine Temperatur, die natürlich keineswegs mit der Temperatur, unter der die Reaktionen im Marmor komplex abgelaufen sind, ident sein muß.

Weiterhin können die in Reaktionsräumen beobachtbar abgelaufenen Reaktionen



herangezogen werden. Der naheliegende Gedanke, daß die Reaktionen (8 und 4 nach WINKLER 1976: 112f.) nahe des isobar invarianten Punktes II Dolomit + Calcit + Quarz + Diopsid + Tremolit, d. h. also bei hohem Partialdruck von  $CO_2$  abgelaufen sind, ist nicht möglich. Die Druck-Temperaturabhängigkeitskurve des Punktes II schneidet nämlich die Anatexiskurve des Plattengneises (PLATEN & HÖLLER 1966) bei etwa 650° C und 6 Kb. Die Anatexis wurde aber nicht erreicht (HERITSCH 1964, PLATEN & HÖLLER 1966). Bei niedrigerem Druck und bei niedriger Temperatur kann aber Disthen, der in den benachbarten Gneisen erscheint, nicht gebildet werden, vgl. Abb. 10. Betrachtet man allerdings die beiden Reaktionen für sich und nicht nur in der Nähe des isobar invarianten Punktes, so können sie bei niedrigerem Partialdruck von  $CO_2$  auch bei sehr viel niedrigeren Temperaturen abgelaufen sein, vgl. SKIPPEN 1974: 499.

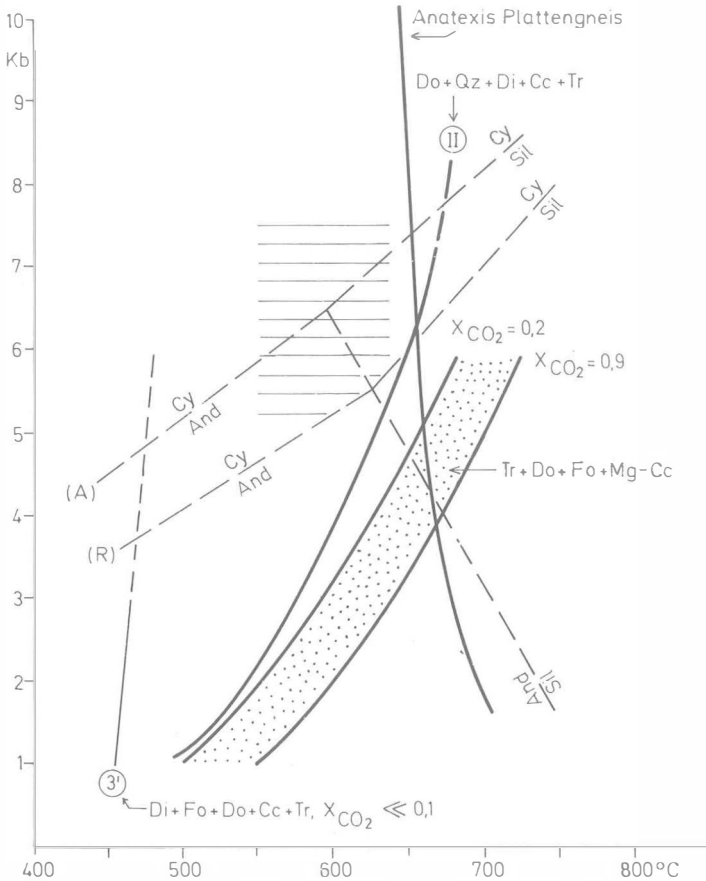


Abb. 10: P-T-Diagramm einiger für Paragenesen in Marmoren der Koralmpe relevanter Reaktionen. Es bedeuten: Gleichgewichtskurven für die  $Al_2SiO_5$ -Modifikation (And — Andalusit, Cy — Disthen, Sil — Sillimanit), (A) ALTHAUS 1967, 1969 a, b und (R) RICHARDSON et al. 1968, 1969: experimentelle Anatexis des Plattengneises, PLATEN & HÖLLER 1966; Kurve des isobar invarianten Punktes Dolomit + Quarz + Diopsid + Calcit + Tremolit bei hohem  $X_{CO_2}$ , II, METZ & TROMMSDORFF 1968 bzw. WINKLER 1976, 2, SKIPPEN 1974; Kurve des isobar invarianten Punktes Diopsid + Forsterit + Dolomit + Calcit + Tremolit für niedrigeres  $X_{CO_2}$ , 3, SKIPPEN 1974; der punktierte Bereich entspricht den Gleichgewichtsbedingungen der Mineralkombination Tremolit + Dolomit + Forsterit + Mg-haltiger Calcit zwischen  $X_{CO_2} = 0,2$  bis  $0,9$  nach Gleichung II, 1 Tremolit + 11 Dolomit = 8 Forsterit + 13 Calcit + 9  $CO_2$  + 1  $H_2O$ , METZ 1976; wahrscheinliche Druck- und Temperaturbedingungen der Metamorphose der Marmor-Kalksilikatschiefer-Linse des Steinbruches Gupper im schraffierten Bereich sind unter Heranziehung der P-T-Bedingungen der umgebenden Gneise eingetragen, höhere Drücke sind möglich. Die Reaktionen in den mineralreichen Marmoren müssen unter geringem  $X_{CO_2}$  kleiner als  $0,1$  abgelaufen sein.

Das erste Auftreten von Forsterit wird in kieselligen Dolomiten durch die Reaktion



kontrolliert, die von METZ 1976 untersucht wurde. Ihre Abhängigkeit von Druck,

Temperatur und Partialdruck von  $\text{CO}_2$  ist in der Abb. 10 wiedergegeben. Daraus folgt, daß im Bereich des Molenbruches  $X_{\text{CO}_2} = 0,2 - 0,9$  gleichzeitige Bildung von Forsterit im kieseligen Dolomitmarmor und Disthen in den umgebenden Plattengneisen unmöglich ist. Dies würde Temperaturen erfordern, bei denen der Plattengneis bereits weitgehend aufgeschmolzen wäre.

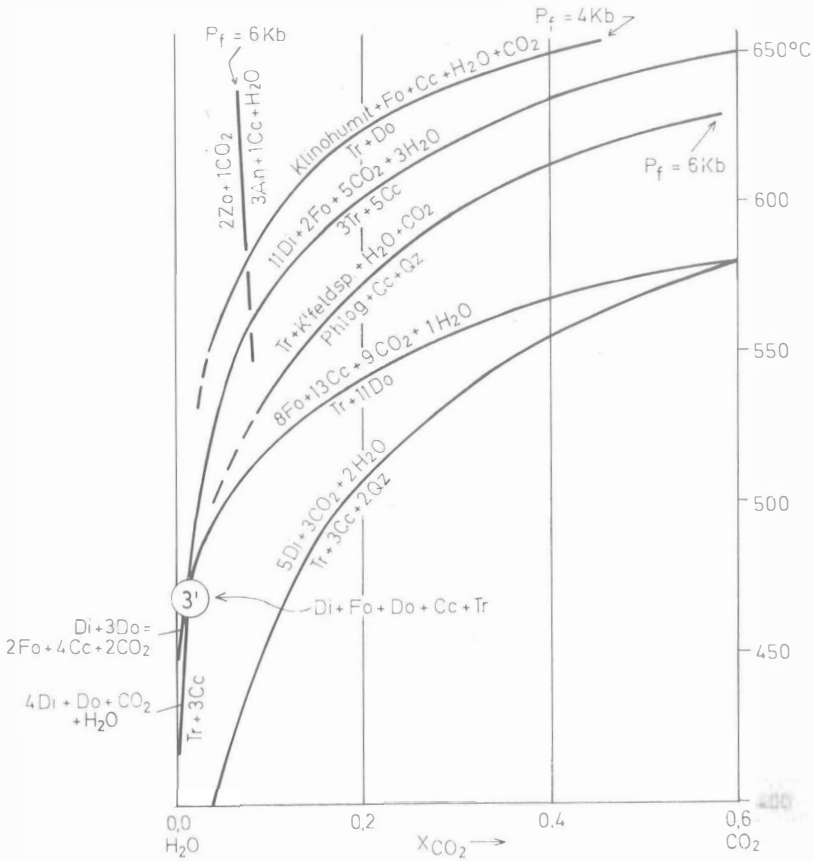


Abb. 11: T- $X_{\text{CO}_2}$ -Diagramm bei niedrigen Werten von  $X_{\text{CO}_2}$  für: Reaktionen in kieseligen Dolomiten bei  $P_f = 3 \text{ Kb}$ , isobar invarianter Punkt Diopsid + Forsterit + Dolomit + Calcit + Tremolit für niedriges  $X_{\text{CO}_2}$ , SKIPPEN 1974; die Reaktion 5 Phlogopit + 6 Calcit + 24 Quarz = 3 Tremolit + 5 Kalifeldspat + 2  $\text{H}_2\text{O}$  + 6  $\text{CO}_2$ , HOSCHEK 1973; die Reaktion (F,OH)-Tremolit + Dolomit = (F,OH)-Klinohumit + Forsterit + Calcit +  $\text{H}_2\text{O}$  +  $\text{CO}_2$ , BECKER & HOSCHEK 1973; die Reaktion 2 Zoisit + 1  $\text{CO}_2$  = 3 Anorthit + 1 Calcit + 1  $\text{H}_2\text{O}$ , STORRE & NITSCH 1972. Während der Metamorphose der Paragenese im Steinbruch Gupper verliefen die Reaktionen in der Nähe des isobar invarianten Punktes 3' mit  $X_{\text{CO}_2}$  kleiner als 0,1; eine Temperaturaussage ist wegen des steilen Verlaufes der Kurven nicht zu machen.

Gegen hohes  $X_{\text{CO}_2} = 1$  ist nach SKIPPEN 1974 keine wesentliche Änderung gegeben.

Gegen niedrigeres  $X_{\text{CO}_2} < 0,2$  tritt dagegen die Reaktion bei bedeutend niedrigeren Temperaturen ein, SKIPPEN 1974: 499. Es sind daher in Abb. 10 für  $X_{\text{CO}_2} < 0,2$  Kurven zu denken, die weit links von dem punktierten Band der Reaktion liegen und somit in die Werte des schraffierten Bereiches der möglichen Bildungsbedingungen von Forsterit in Dolomitmarmor des Steinbruches Gupper reichen. Nimmt man an, daß die Bildung von Forsterit durch Reaktionen nahe dem isobar invarianten Punkt Forsterit + Diopsid + Tremolit + Calcit + Dolomit bei niedrigem Molenbruch von  $\text{CO}_2$ , 3' nach SKIPPEN erfolgt, so ist das bei niedrigen Temperaturen und  $X_{\text{CO}_2} < 0,1$  möglich, vgl. Abb. 10 und 11. Die Druck- und Temperaturkurve des isobar invarianten Punktes 3' ist in Abb. 10 nach SKIPPEN 1974 bis 3 Kb wiedergegeben und für höhere Drucke extrapoliert. Eine Temperaturentwicklung ist wegen der steil verlaufenden Kurve weder aus Abb. 10 noch aus Abb. 11 zu machen.

Die im Calcitmarmor des Steinbruches Gupper zu beobachtende Paragenese von sich berührendem Quarz + Zoisit + Calcit ist nach WINKLER 1976: 141, 144 bei 2 Kb nur bei sehr kleinem Molenbruch  $X_{\text{CO}_2} < 0,02$  und unter  $500^\circ\text{C}$  zwischen den Reaktionen



möglich. Bei höherem Druck bleibt die Lage der Reaktion  $2 \text{ Zoisit} + 1 \text{ CO}_2 = 3 \text{ Anorthit} + 1 \text{ Calcit} + 1 \text{ H}_2\text{O}$  prinzipiell gleich, verschiebt sich jedoch bis zum Druck von 7 Kb gegen  $X_{\text{CO}_2}$  etwas unter 0,1, STORRE & NITSCH 1972. Nimmt man an, daß die beiden angeführten Reaktionen auch bei höherem Druck (z. B. bis 7 Kb) ihre Lage zum isobar invarianten Punkt, III WINKLER 1976: 142, prinzipiell beibehalten, so deutet die Paragenese Zoisit + Quarz + Calcit  $X_{\text{CO}_2} < 0,1$  an. Zur selben Aussage kommt man aufgrund der beiden folgenden Reaktionen

(F,OH)-Tremolit + Dolomit = (F,OH)-Klinohumit + Forsterit + Calcit +  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$   
und



nach BECKER & HOSCHEK 1973 und HOSCHEK 1973.

Das im Dolomitmarmor des Steinbruches Gupper beobachtete räumlich eng verbundene Auftreten von Forsterit und Klinohumit kann bei niedrigem Partialdruck von  $\text{CO}_2$  und bei entsprechend zu erwartenden Drucken und Temperaturen ebenso erklärt werden, wie die Bildung von Kalifeldspat und Calcitmarmor neben Phlogopit.

Der wahrscheinliche Bildungsbereich der Mineralien des Steinbruches Gupper ist in Abb. 10 schraffiert angegeben und nur in Analogie mit dem gesamten Gesteinskomplex mit etwa  $500$  bis  $600^\circ\text{C}$  bei Drucken von mehr als 4 Kb nach RICHARDSON et al. 1968, 1969, bzw. über 6 Kb nach ALTHAUS 1967, 1969 a, b, anzugeben; höhere Drucke sind möglich. Aus Abb. 10 und 11 folgt weiterhin, daß die Metamorphose bei kleinem Partialdruck  $X_{\text{CO}_2} < 0,1$  vor sich gegangen ist.

## Grossularführende Gesteine

Im Bereich der Koralpe wurde Grossular erstmalig als Mineralfund durch WEISSENSTEINER 1970, 1975 festgestellt. POSTL 1976 b hat dann von solchem Material eine chemische Analyse und physikalische Daten veröffentlicht.

Da zur Beurteilung der gesteinsmäßigen Paragenesen Grossular führender Gesteine die entsprechenden A-C-F-Dreiecke nach YODER & TILLEY 1962: 513 für den Bereich der Korralpenmetamorphose geeignet sind, hat HERITSCH 1978 a, 1979 die Grossular führenden Gesteine der damals bekannten Fundpunkte: südlich Glashütten bei Fuchs, südlich Pfeiferstocker und Kasperlekogel bearbeitet. In der Abb. 5 sind die A-C-F-Werte in das Dreieck transitional zwischen den Dreiecken für granulite facies und eclogite facies eingetragen: sämtliche 10 chemischen Analysen fallen in den Bereich Anorthit-Grossular-Diopsid. Wie für die eklogitischen Gesteine, HERITSCH 1973, 1974, der Korralpe ist es notwendig, das Dreieck zum Tetraeder mit der Spitze  $H_2O$  zu erweitern, vgl. Abb. 12. Dann fallen sämtliche Analysen der Grossular führenden Gesteine in das Teiltetraeder Anorthit-Grossular-Diopsid-Zoisit. Dies steht in völliger Übereinstimmung mit den berechneten und beobachteten Mineralbeständen, wie aus Tab. 8 zu ersehen ist. Der Plagioklas ist  $An_{90}$  bis  $An_{100}$ . Eine Detailuntersuchung zeigt ferner, daß die Mineralbestände mit der Lage im Teiltetraeder übereinstimmen. So liegen z. B. Plagioklas-freie Paragenesen Granat + Zoisit + Diopsid tatsächlich in oder nahe der entsprechenden Teiltetraederfläche.

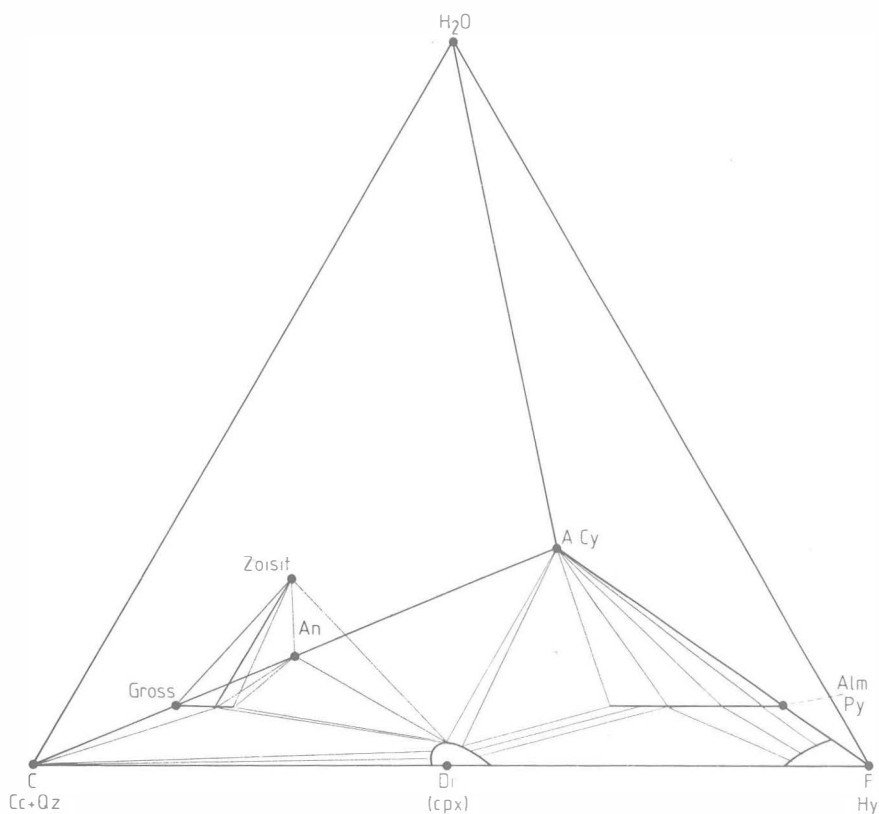


Abb. 12: Darstellung des A-C-F- $H_2O$ -Tetraeders (HERITSCH 1979). Bezeichnungen wie in Abb. 5 bis 8. Die zehn chemischen Analysen Grossular führender Gesteine liegen im Teiltetraeder Grossular — Diopsid — Anorthit — Zoisit und zeigen auch die entsprechenden Mineralbestände der Tab. 8.



	Südlich Glashütten bei Fuchs					Südlich 16 Pfeifer- stocker		Kasperlekogel		
	3	5	9	10	14	16		1'	2'	3'
Granat	12,0	57,7	7,6	24,9	80,8	32,0	11,0	34,4	8,7	35,6
Plagioklas	48,1	—	—	27,6	—	—	61,7	—	—	—
Zoisit	8,5	11,1	46,4	5,5	4,2	29,7	9,8	23,2	44,8	3,6
Diopsid	12,8	7,2	3,8	11,9	7,0	8,3	6,3	11,5	10,7	30,6
Quarz	11,8	22,1	34,8	24,3	5,2	23,7	2,6	22,0	27,5	18,9
Titanit	1,3	1,2	1,4	1,7	1,6	1,8	0,8	1,8	1,2	2,2
Apatit	0,3	—	0,8	0,1	—	0,5	0,1	0,4	0,3	0,5
Erz	5,2	0,7	5,2	4,0	1,2	4,0	2,5	4,2	5,3	3,0
Calcit	—	—	—	—	x	—	—	—	—	—
Alkali- feldspat	—	—	—	—	—	—	5,2	2,5	1,5	5,6
Granat a [Å]	11,839	11,849	n. b.	11,844	11,843	11,838	11,837	11,844	11,846	11,842
Stand. dev. 0,005										
Granat n	1,740	1,741	1,743	1,741	1,740	1,740	1,741	1,742	1,740	1,741

Tab. 8: Aus den chemischen Analysen berechnete Mineralbestände Grossular enthaltender Gesteine der Koralpe sowie Angaben über Gitterkonstanten und Brechungsquotienten des Grossulars (HERITSCH 1979).

Zu den Bildungsbedingungen kann herangezogen werden, daß im System  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  die Paragenese Zoisit + Grossular + Anorthit + Quarz + Calcit (Bezeichnung III bei WINKLER 1976: 142) isobar invariant ist, in ihrer P-T-Abhängigkeit von STORRE untersucht und bei WINKLER 1976: 142 bekanntgegeben worden ist. Diese Kurve kann nun mit der experimentell untersuchten Kurve der Anatexis der Plattengneise (PLATEN & HÖLLER 1966) in Zusammenhang gebracht werden: Abb. 13.

Da die Anatexis in den Plattengneisen nicht erreicht wurde, können die Grossular enthaltenden Gesteine bei höchstens etwas über 5 Kb und 650°C metamorph geworden sein; selbstverständlich sind niederere Drucke und Temperaturen entsprechend der Kurve der Abb. 13 möglich. Dabei muß außerdem der Partialdruck für  $\text{CO}_2$  sehr klein gewesen sein,  $X_{\text{CO}_2}$  unter 0,1, wie aus der Darstellung des Systems  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  bei WINKLER 1976: 141 hervorgeht, wobei allerdings, wie auch bei den Marmoren, von 2 Kb auf höhere Drucke zu extrapolieren ist. Bei so niedrigen Partialdrucken von  $\text{CO}_2$  kann auch Diopsid durchaus bei Temperaturen unter 600°C gebildet werden (SKIPPER 1974, WINKLER 1976: 121). Hinsichtlich der Bildungsbedingungen ist somit eine sehr gute Vergleichsmöglichkeit mit der Paragenese des Steinbruches Gupper gegeben.

Bezüglich des vor der Metamorphose vorliegenden Ausgangsmaterials ist einmal festzustellen, daß an den Fundpunkten Fuchs und Kasperlekogel nur Blöcke auftreten, die nicht anstehen und keine Beziehung zum Nachbargestein erkennen lassen. Jedoch kommen im Fundpunkt Pfeiferstocker Graphit führende Proben vor, in denen Graphit in schwarzen Lagen von oft mehr als ein Zentimeter Mächtigkeit auftritt. Die Verbindung mit Graphit legt eine Beziehung zum sedimentären Zyklus nahe, da ja in den Plattengneisen ebenfalls Graphit vertreten ist.

Es scheint daher als Deutung wahrscheinlich, daß ursprünglich ein Mergel vorlag. Eine Berechnung des Mittels der chemischen Analysen zeigt, nach Tab. 9, daß ein Gemenge von Karbonat (Calcit und etwas Dolomit), Tonsubstanz (als Kaolin oder Montmorillonit gerechnet) und Quarz vorgelegen sein kann. Nach FUCHTBAUER &

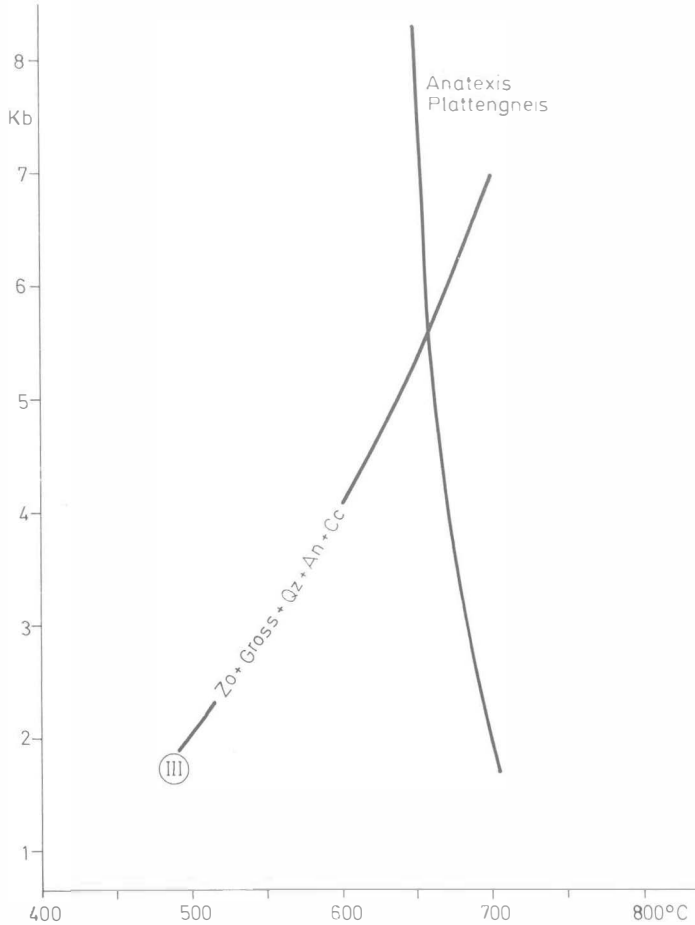


Abb. 13: Der im System  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  isobar invariante Punkt III: Zoisit + Grossular + Quarz + Anorthit + Calcit ist nach WINKLER 1976: 142 in seiner P- und T-Abhängigkeit dargestellt. Da die Plattengneise der Koralpe keine Anatexis zeigen, kann die Kurve der experimentell bestimmten Anatexis (PLATEN & HOLLER 1966) nicht erreicht worden sein. Daraus sind die maximalen Bedingungen der Metamorphose Grossular enthaltender Gesteine der Koralpe mit etwa 5 Kb und 650°C gegeben.

MÜLLER 1977: 9 handelt es sich dabei um Sandmergel bzw. Tonmergel oder eine Mischung von beiden; die Graphit führenden Typen von Pfeiferstocker entsprechen bituminösen Mergeln. Man wird also an die Umwandlung von Mergel (vgl. WINKLER 1976: 139ff.) im Rahmen der regionalen Dynamo- und Thermometamorphose der Koralpe denken müssen, wenn auch die Deutung als Reaktionsskarn (vgl. HERITSCH 1978 a) möglich ist; eine Entscheidung können nur Aufschlüsse von anstehendem Material bringen.

	a)	b)
Calcit	25,7	23,9
Dolomit	6,9	6,5
Kaolinit	35,9	—
Montmorillonit	—	55,9
Quarz	25,8	8,3
Apatit	0,2	0,2
Rutil	0,5	0,5
Eisenerz	5,0	4,7

Tab. 9: Berechnung des Mittels der chemischen Analysen von Grossular enthaltenden Gesteinen auf wahrscheinliche ursprüngliche Sedimente (Gew.-%) (HERITSCH 1979).

## Literatur

- ALKER, A. (1975): Über die Mineralkluft im Amphibolit von Burgegg, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 105: 21—24.
- ALTHAUS, F. (1967): The Triple Point Andalusite-Sillimanite-Kyanite. — Contr. Miner. Petrol. 16: 29—44.
- (1969a): Experimental evidence that the reaction of Kyanite to form Sillimanite is at least bivalent. — Amer. J. Sci. 267: 273—277.
- (1969b): Das System  $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. — N. Jb. Miner. Abh. 111: 74—161.
- KAROTKE, E., NITSCH, K. H. & WINKLER H. G. F. (1970): An Experimental Re-examination of the Upper Stability Limit of Muscovite plus Quarz. — N. Jb. Miner. Mh. 1970: 325—336.
- ANGEL, F. (1940): Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — Wiss. Jb. Univ. Graz 1940: 251—304.
- MEIXNER, H. & WALTER, L. (1939): Über den Lehrausflug zur Kristallinsel von Radegund bei Graz, 26. August 1938. — Fortsch. Miner. Krist. Petr. 23: XLVII—LIV.
- ANGEL, F. & TROJER, F. (1953): Der Ablauf der Spatmagnetit-Metasomatose. — Radex Rundschau, 1953: 315—334.
- ATKINS, F. B. (1969): Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. — J. Petrol. 10: 222—249.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1941): Die Geologie des Einzugsgebietes der Lafnitz (Weststeiermark). — Mitt. Geol. Ges. Wien 34: 1—37.
- (1949): Die „wurzellose“ venitische Metamorphose des Korallenkristallins. — Anz. math. naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien 1949: 10—12.
- (1961): Zur Deutung der Eklogite im Korallenkristallin (Zentralalpen). — Tschermarks Min. Petr. Mitt. 7: 437—450.
- (1967): Die „venoiden“ Genese der Korallenpneise. — Miner. Mitthl. Joanneum, Graz 1967: 6—10.
- (1970): Über den geologischen Aufbau der Koralpe. — Verh. Geol. Bundes-Anst., Wien 1970: 491—496.
- (1975): Der geologische Aufbau des steirischen Anteils der Koralpe: Grundlagen für Wasserversorgungswirtschaftliche Planungen in der Südweststeiermark, 2. Teil. — Ber. Wasserwirtschaftliche Rahmenplanung, Amt der Steierm. Landesregierung, 31: 8—41.
- (1977): Ein neues Vorkommen von Eklogit-Gabbro in der Koralpe. — Anz. math. naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien 1977: 1—3.
- BECKER, L. P. (1976): Gefügetektonische Studien an pegmatoiden Gneisen mit Plattengneistextur aus dem Gebiet östlich des Wölkerkogels (Stubalm, Steiermark). — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 106: 39—49.
- BECKER, P. & HOSCHIEK, G. (1973): Experimentelle Bildung von Klinohumit. — N. Jb. Min. Mh. 1973: 281—287.
- BEST, N. F. & GRAHAM, C. M. (1978): Redetermination of the reaction  $2 \text{Zoisite} + \text{Quarz} + \text{Kyanite} = 4 \text{Anorthite} + \text{H}_2\text{O}$ . — Progress in experim. Petrology, 4 th Rep. 1975—1978: 153—154.
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel—Stuttgart: Birkhäuser.
- CARPENTER, M. A. (1980): Mechanisms of Exsolution in Sodic Pyroxenes. — Contr. Miner. Petrol. 71: 289—300.

- CHATTERJEE, N. D. (1972): The Upper Stability Limit of the Assemblage Paragonite + Quartz and Its Natural Occurrences. — *Contr. Miner. Petrol.* 34: 288—303.
- COLEMAN, R. G., LEE, D. E., BEATTY, L. B. & BRANNOCK, W. W. (1965): Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. — *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76: 483—508.
- EDGAR, A. D., MOTTANA, A. & MACRAE, N. D. (1969): The chemistry and cell parameters of omphacites and related pyroxenes. — *Miner. Mag.* 37: 61—74.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): *Sediment-Petrologie, Teil II, Sedimente und Sedimentgesteine*. — 3. Auflage, E. Schweizerbart, Stuttgart.
- FLÜGEL, H. (1963): *Das steirische Randgebirge*. — Sammlung geol. Führer, 43, Borntraeger, Berlin.
- FRANK, W., FREY, I., JUNG, G., ROETZL, R. & THÖNI, M. (1979): Jahresbericht 1979 des geochronologischen Labors. — *Jb. 1979, Hochschulforschungsschwerpunkt S 15, Heft 1: 1—7*, Leoben.
- GOLDSMITH, J. R. & NEWTON, R. C. (1969): P-T-X relations in the System  $\text{CaCO}_3$  —  $\text{MgCO}_3$  at high temperatures and pressures. — *Amer. J. Sci.* 267A: 160—190.
- GOLDSMITH, J. R. & HEARD, H. C. (1961): Subsolidus phase relations in the system  $\text{CaCO}_3$  —  $\text{MgCO}_3$ . — *J. Geol.* 69: 45—74.
- GORAI, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. — *Amer. Min.* 36: 884—901.
- GREEN, T. H. (1967): An Experimental Investigation of Sub-solidus Assemblages Formed at High Pressure in High-alumina Basalt, Kyanite Eclogite and Grosspyrite Compositions. — *Contr. Miner. Petrol.* 16: 84—114.
- HAWTHORNE, F. C. (1978): The crystal chemistry of the amphiboles. IV. The stereochemistry of the octahedral strip. — *Canad. Miner.* 16: 37—52.
- HAWTHORNE, F. C. & GRUNDY, H. D. (1977): The crystal chemistry of the amphiboles. III: Refinement of the crystal structure of a sub-silicic hastingsite. — *Miner. Mag.* 41: 43—50.
- HAYDARI, F. (1980): Beiträge zur Petrologie einiger pelitischer Metamorphite der Koralpe, Steiermark. — *Diss. Univ. Graz*.
- HERITSCH, H. (1953, erschienen 1956): Bemerkungen zur Schreibweise der kristallchemischen Formel der Hornblende. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 5: 242—245.
- (1963a): Olivin und Klinohumit aus einem Dolomitmarmor der Koralpe, Steiermark. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 9: 95—101.
- (1963b): Exkursion in das Kristallin der Koralpe. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark* 93: 178—198.
- (1964): Vorbericht über Untersuchungen am Stainzer Plattengneis, Weststeiermark. — *Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien* 1964: 317.
- (1965): Vorbericht über Untersuchungen an Eklogiten der Koralpe. — *Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien* 1965: 313—316.
- (1973): Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogitamphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 19: 213—271.
- (1974): Eine neue Variante des A-C-F-H<sub>2</sub>O-Tetraeders, angewendet auf Eklogitamphibolite, Metagabbros und ihre Begleitgesteine aus dem Kristallin der Koralpe, Steiermark. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 21: 70—84.
- (1978a): Bericht über Grossular führende Gesteine der Koralpe, Steiermark. — *Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien* 1978: 31—34.
- (1978b): Regionalmetamorphose eines Marmor-Kalksilikatschiefer-Komplexes unter geringem Partialdruck von CO<sub>2</sub> in der Koralpe, Steiermark. — *N. Jb. Miner. Abh.* 133: 41—52.
- (1978c): Ein weiteres Beispiel für den Übergang von Gabbro in Metagabbro auf kürzestem Raum aus der Koralpe, Steiermark. — *Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. d. Wiss., Wien* 1978: 129—134.
- (1978d): Die Metamorphose des Schiefergneis-Glimmerschiefer-Komplexes der Koralpe, Steiermark. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark* 108: 19—30.
- (1979): Entstehung und Bildungsbedingungen Grossular enthaltender Gesteine der Koralpe. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark* 109: 17—24.
- (1980a): Ein feinschichtiger Tuffit vom Rechberg bei Frohnleiten, Steiermark, und die Berechnung seiner Metamorphose in der Cyanit-Almandin-Muskowit-Subfazies. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, im Druck*.
- (1980b): Ein perthitisch entmischer Alkalifeldspat aus dem Plattengneis der Koralpe, Steiermark. — *Mittbl. Miner. Abt. Joanneum, Graz, im Druck*.
- PAULITSCH, P. & WALITZ, F. M. (1956): Die Struktur von Karinthin und einer barroisitischen Hornblende. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 6: 215—225.

- & HÖLLER, H. (1963): Graphit im Plattengneis der Koralpe. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 93: 302—304.
- & BOSSERT, F. (1969): Chemische Analysen gabbroider und eklogitischer Gesteine und ihrer Mineralien vom Fundpunkt Lenzbauer in Gressenberg bei Schwanberg, Koralpe, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 99: 5—17.
- & WITTMANN, R. (1969): Chemische Analysen eklogitischer Gesteine und ihrer Mineralien vom Fundpunkt Hohl bei Wies, Koralpe, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 99: 18—29.
- & MÖRTL, J. (1977): Die Bildungsbedingungen eines Disthen-Chloritoid-Stauroolith-Granatglimmerschiefers mit wesentlichem Paragonitgehalt von der Roßhütte, südliche Koralpe. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 107: 15—23.
- & HAYDARI, F. (1980): Die Anwendung des Granat-Biotit-Geothermometers auf einige pelitische Metamorphite der Koralpe, Steiermark. — Miner. Mittbl. Joanneum, Graz, im Druck.
- HÖLLER, H. (1959): Ein Spodumen-Beryll-Pegmatit und ein mineralreicher Marmor im Wildbachgraben bei Deutschlandsberg. — Miner. Mittbl. Joanneum, Graz 1967: 19.
- HOMANN, O. (1962): Das kristalline Gebirge im Raume Pack-Ligist. — Miner. Mittbl. Joanneum, Graz, 1962: 21—62.
- HOSCHEK, G. (1973): Die Reaktion Phlogopit + Calcit + Quarz = Tremolit + Kalifeldspat + H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub>. — Contr. Miner. Petrol. 39: 231—237.
- KANTOR, J. & FLÜGEL, H. (1964): Altersbestimmungen an Gesteinen steirischen Kristallins. — Anz. math.-naturwiss. Klasse, Österr. Akad. Wiss., Wien 1964: 225—226.
- KIESLINGER, A. (1926, 1927a, 1928): Geologie und Petrographie der Koralpe, I—IX. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Klasse, Abt. I, 135: 1—42, 135: 479—497, 136: 79—94, 136: 95—104, 137: 101—111, 137: 123—142, 137: 401—454, 137: 455—480, 137: 491—532.
- (1927b): Paramorphosen von Disthen nach Andalusit. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Klasse, Abt. I, 136: 13—14.
- KLEINSCHMIDT, G. & RITTER, U. (1976): Geologisch-petrographischer Aufbau des Korallenkristallins südlich von Soboth/Steiermark-Kärnten (Raum Hühnerkogel-Laaken). — Carinthia II, 166/86: 57—91.
- KRETZ, R. (1961): Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable compositions. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene und orthopyroxene-garnet. — J. Geol. 69: 361—387.
- (1963): Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. — J. Geol. 71: 773—785.
- KÜMEL, F. (1937): Über basische Tiefengesteine der Zentralalpen und ihre Metamorphose. — Tschermarks Min. Petr. Mitt. 49: 415—441.
- KUSHIRO, I. (1969): Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures. — Min. Soc. Amer. Spec. Pap. 2: 179—191.
- & YODER, H. S. (1966): Anorthite-Forsterite and Anorthite-Enstatite Reactions and their bearing on the Basalt-Eclogite Transformation. — J. Petrol. 7: 337—362.
- LEAKE, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles. — Amer. Min. 63: 1023—1052.
- MACHATSCHKI, K. & WALITZI, E. M. (1961): Hornblendens aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe. — Tschermarks Min. Petr. Mitt. 8: 140—151.
- METZ, P. (1976): Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites, III. — Contr. Miner. Petrol. 58: 137—148.
- MÜLLER, G. & SCHNEIDER, A. (1971): Chemistry and Genesis of Garnets in Metamorphic Rocks. — Contr. Miner. Petrol. 31: 178—200.
- NOCKOLDS, S. R., KNOX, R. W. O'B. & CHINNER, G. A. (1978): Petrology for Students. — University Press, Cambridge.
- OSBORN, E. F. & TAIT, D. B. (1952): The system diopside-forsterite-anorthite. — Amer. J. Sci., Bowen volume: 413—433.
- PACHER, F. (1977): Petrologische Untersuchungen an einigen Plattengneisen der Koralpe (Steiermark). — Diss. Univ. Graz.
- PACHER, F. & RIEPL, K. (1978): Über die chemische Zusammensetzung von Gneisen und Glimmerschiefen der Koralpe, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 108: 45—54.
- PERCHUK, L. L. (1967): The Biotite-Garnet Geothermometer. — Doklady Akad. Nauk SSSR. Vol. 177: 411—414.
- PETTIJOHN, F. J. (1975): Sedimentary Rocks, 3. Edit. — Harper & Row, New York—Evanston—San Francisco—London.
- PLATEN, H. v. & HÖLLER, H. (1966): Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 Kb H<sub>2</sub>O-Druck. — N. Jb. Miner. Abh. 106: 106—130.

- POSTL, W. (1976a): Petrologische Untersuchungen an gabbroiden und eklogitischen Gesteinen von der Koralpe — Fundpunkt Rosenkogel, Höller und Stingel, Steiermark. — Mittbl. Abt. Miner. Joanneum, Graz 44:14—34.
- (1976b): Über einen Grossular aus der Koralpe, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 106:35—37.
- & GOLOB, P. (1979): Ilmenorutil (Nb-Rutil), Columbit und Zinnstein aus einem Spodumenpegmatit im Wildbachgraben, Koralpe (Steiermark). — Mittbl. Abt. Miner. Joanneum, Graz 1979: 27—35.
- RICHARDSON, S. W., BELL, P. M. & GILBERT, M. C. (1968): Kyanite-sillimanite equilibrium between 700 und 1500 C. — Amer. J. Sci. 266: 513—541.
- GILBERT, M. C. & BELL, P. M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. — Amer. J. Sci. 267: 259—272.
- RICHTER, W. (1973): Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. — Tschermaks Min. Petr. Mitt. 19: 1—50.
- RIEPL, K. (1978): Petrologische Untersuchungen an einigen Gneisen der südlichen Koralpe (Steiermark). — Diss. Univ. Graz.
- SKIPPER, G. (1974): An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. — Amer. J. Sci. 274: 487—509.
- SOBOLEW, N. W. (1964): Parageneticeskije Tipij Granatow. — Akad. Nauk SSSR. Sibir. Otd. Inst. Geol. Geophys.
- STORRE, B. & KAROTKE, E. (1971): Experimentelle Anatexis von Glimmerschiefern in Modellsystemen. — Fortschr. Miner. 49, Beih. 1: 56—58.
- & NITSCH, K. H. (1972): Die Reaktion  $2 \text{Zoisit} + 1 \text{CO}_2 = 3 \text{Anorthit} + 1 \text{Calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$ . — Contr. Miner. Petrol. 35: 1—10.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1. — Franz Deuticke, Wien.
- TROJER, F. & WALITZI, E. M. (1965): Strukturuntersuchungen an einer Hornblende aus dem eklogitischen Gestein von Stramez, südliche Koralpe. — Tschermaks Min. Petr. Mitt. 10: 233—240.
- WALITZI, E. M. & WALTER, F. (1980): Über die Raumgruppensymmetrie von Omphaziten aus eklogitischen Gesteinen der Kor- und Saualpe (Steiermark, Kärnten). — N. Jb. Miner. Mh., im Druck.
- WEBER, A. (1941): Gabbro und Gabbroabkömmlinge von der Koralpe (Steiermark). — Zentralbl. Min. Geol. Pal. Abt. A, 1941: 209—216.
- WEDEPOHL, K. H. (1969): Handbook of Geochemistry. Vol. I. — Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- WEISSENSTEINER, G. (1970): Neue Mineralfunde aus dem Bereich der Kor- und Saualpe, Steiermark und Kärnten. — Der Karinthin 63: 183—186.
- (1975): Hessonit und Vesuvian in der Koralpe. — Die Eisenblüte, Mittbl. Ver. Steir. Mineraliensammler 1: 11—12.
- WICKMANN, K. H. (1954): The „total“ amount of sediments and the composition of the „average igneous rock“. — Geochim. Cosmochim. Acta 5: 97—110.
- WIESENER, H. (1935): Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. — Tschermaks Min. Petr. Mitt. 46: 174—211.
- WILCOX, R. E. & POIDERVAART, A. (1958): Metadolerite dike swarm in Bakersville, Roan Mountain area, N. C. — Bull. Geol. Soc. America 69: 1323—68.
- WINKLER, A. (1966): Die Verbreitung der eklogitischen Gesteine von Gressenberg bei Schwanberg, Weststeiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark 96: 112—126.
- WINKLER, H. G. F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine, 2. Aufl. — Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg—New York.
- (1976): Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 4. Edit. — Springer-Verlag, New York—Heidelberg—Berlin.
- YODER, H. S. & TILLEY, C. E. (1962): Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. — J. Petrol. 3: 342—532.
- YOKOYAMA, K., BANNO, S. & MATSUMOTO, T. (1976): Compositional range of P2/n omphacite from eclogitic rocks of Central Shikoku, Japan. — Miner. Mag. 40: 773—779.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Haymo HERITSCH, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz, Österreich.

## Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums

Fritz EBNER, Alois FENNINGER & Hans-Ludwig HOLZER, Graz

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

Das Grazer Paläozoikum umfaßt ein Gebiet von ca. 1250 km<sup>2</sup>, lagert im W, N und E dem mittelostalpinen Kristallin (Steirischer Kristallinbogen, Radegunder Kristallin) auf, wird im W teilweise von der Kainacher Gosau und gegen S und SE durch neogene Sedimente überlagert. Es setzt sich im S im Sausal und Remschnigg fort und läßt aufgrund weniger Obertagsaufschlüsse und Bohrungen (EBNER 1978 a) seine Fortsetzung gegen E über die südburgenländische Schwelle in das Paläozoikum des südlichen Burgenlandes erkennen.

In den letzten Jahren erschienen mehrere summarische Darstellungen des Grazer Paläozoikums (FLÜGEL 1975, TOLLMANN 1977, SCHONLAUB 1979), die den Kenntnisstand dieses Raumes dokumentieren.

In diesem Rahmen wird von einer schwerpunktmäßigen Darstellung des Kenntnisstandes der laufenden Arbeiten über Fazies und Biostratigraphie der Schichtfolge der Rannach-Fazies ausgehend auch auf die Problematik der Gesamtentwicklung des Grazer Paläozoikums hingewiesen.

### Zur Stellung des Grazer Paläozoikums

Zur Klärung der allgemein anerkannten Allochtonie des Paläozoikums von Graz kommt der Raasbergfolge und deren Äquivalenten (N Weiz, St. Radegund, Voitsberg-Köflach, Breitenau) im Liegenden des Paläozoikums eine Schlüsselstellung zu. Aufgrund von lithostratigraphischen Vergleichen werden diese Schichtfolgen ohne jeglichen chronostratigraphischen Anhaltspunkt seit FLÜGEL & MAURIN 1957 mehr oder minder fraglich dem mittelostalpinen bzw. zentralalpinen Mesozoikum (? Trias) zugeordnet. Die Problematik um die Raasberg-Folge wurde zuletzt durch Überlegungen von FLÜGEL 1980a und BECKER 1977, 1980 erweitert. FLÜGEL 1980a beschreibt aus dem Raum Breitenau im Hangenden von Grünschiefern mit Einschaltungen von Marmorbändern, gut gebankte mehr als 20 m mächtige Serizitquarzite, in denen eine Dolomitlinse eingeschaltet ist. Er betrachtet diese Gesteine, die sich bis in den Raum des Ederkogel (CLAR et al. 1929) fortsetzen, als ein für das Grazer Paläozoikum fremdes Element. Nicht geklärt ist, ob es sich dabei um ein aufgeschupptes mittelostalpines Mesozoikum handelt.

Die bisherigen Altersbestimmungen (Glimmeralter, 100 Mill. J.) sind noch nicht interpretierbar (FLÜGEL 1980a).

BECKER 1977, 1980 deutet die Möglichkeit an, daß der Marmorzug im Hangenden des Koralmkristallin (Basismarmor sensu PLESSMANN 1954) „als Reibungsteppich anzusehen ist und im Zusammenhang mit der von H. W. FLÜGEL und MAURIN in mehreren Arbeiten beschriebenen triasverdächtigen „Raasberg-Folge“ des Köflach-Voitsberger Raumes steht.“

Die paläogeographische Einbindung des Grazer Paläozoikums stößt insofern auf Schwierigkeiten, als zur Zeit noch keine Abgrenzung von alpidischen und variszischen Ereignissen möglich erscheint.

Die von FLÜGEL 1977 und SCHÖNLAUB 1979 vorgelegten Modellvorstellungen unterscheiden sich wesentlich.

Während NEUBAUER 1979 zeigt, daß das Altpaläozoikum südlich und westlich von Murau sowohl Bezüge zu dem bis in den Remschnigg und Sausal reichenden Mittelkärntner Paläozoikum (vgl. FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972) als auch zur Rannachfazies des Grazer Paläozoikums aufweist, weist FLÜGEL 1980 auf die ähnliche lithologische Entwicklung im Szendrő-Gebirge hin.

Unklar ist derzeit sowohl die Mannigfaltigkeit der Fazies als auch deren primäre Anordnung im Grazer Paläozoikum. Während FLÜGEL 1975 (cum lit.) in der Rannach-, Hochlantsch- und Tonschiefer-Fazies die Hauptelemente und in der Hochschlag-Folge eine Entwicklung der Tonschiefer-Fazies im Liegenden der Schöckelkalke sieht, trennt TOLLMANN 1977 die Schöckelkalke und die dazu liegenden Striatoporenkalke als Schöckelkalk-Fazies von der Tonschiefer-Fazies ab und bezeichnet letztere als Hochschlag-Fazies.

Die Ursache für diese unterschiedlichen Auffassungen liegt einerseits in den ungeklärten tektonischen Verhältnissen und andererseits in den problematischen Zuordnungen verschiedener Schichtgruppen, wie den basalen Schieferinheiten (Passailer Phyllite, Untere- und Obere Schiefer, Taschenschiefer, Heilbrunner Phyllite etc.) und den Kalk/Schiefer-Abfolgen zu einzelnen Fazies und deren chronostratigraphische Stellung.

EBNER et al. 1979 bestätigen am NW-Rand des Grazer Paläozoikums die Verzahnung von Gesteinen der Rannach-Fazies mit Kalkschieferentwicklungen, die der Hochlantsch-Fazies zugerechnet werden. Dies steht im Gegensatz zu der von BOICK 1951 vertretenen Meinung, daß die dominant Karbonatgesteine führende Entwicklung am Hochlantsch (Hochlantsch-Kalk, *Quadrigenium*-Kalk, *Calceola*-Schichten) noch der Rannach-Fazies (Hochlantsch-Deckscholle = Rannach-Decke) angehören und lediglich die durch ihren schieferigen Habitus gekennzeichneten Folgen („Kalkschiefer“) der Hochlantsch-Decke zuzuordnen sind. Demgegenüber vertritt FLÜGEL 1975 (cum lit.) die Meinung, daß „die geschlossene stratigraphische Aufeinanderfolge der Schichten von den basalen Kalkschiefern bis zum Hochlantschkalk stark gegen die Durchlegung eines größeren tektonischen Schnittes“ sprächen. Gleichzeitig verweist er im Raum des Hochlantsch auf das Auftreten von lithologischen Elementen, die der Rannach-Fazies entsprechen und sich mit der Kalkschiefer-Entwicklung verzahnen (Osser-Entwicklung). Im Gegensatz zu BOICK 1951 deutet daher FLÜGEL 1972 die Möglichkeit eines faziellen Zusammenhanges von Rannach- und Hochlantsch-Fazies (inclusive *Calceola*-Schichten, *Quadrigenium*-Kalke und Hochlantsch-Kalke) an. Eine Lösung dieses Problemkreises ist erst zu erwarten, wenn der stratigraphische Umfang der Kalkschieferentwicklung erfaßbar wird. Die derzeit laufenden Untersuchungen zeigen, daß die als „Kalkschiefer im Allgemeinen“ (vgl. FLÜGEL 1960) erfaßten Schichtglieder verschiedenen tektonischen und faziellen Einheiten angehören.



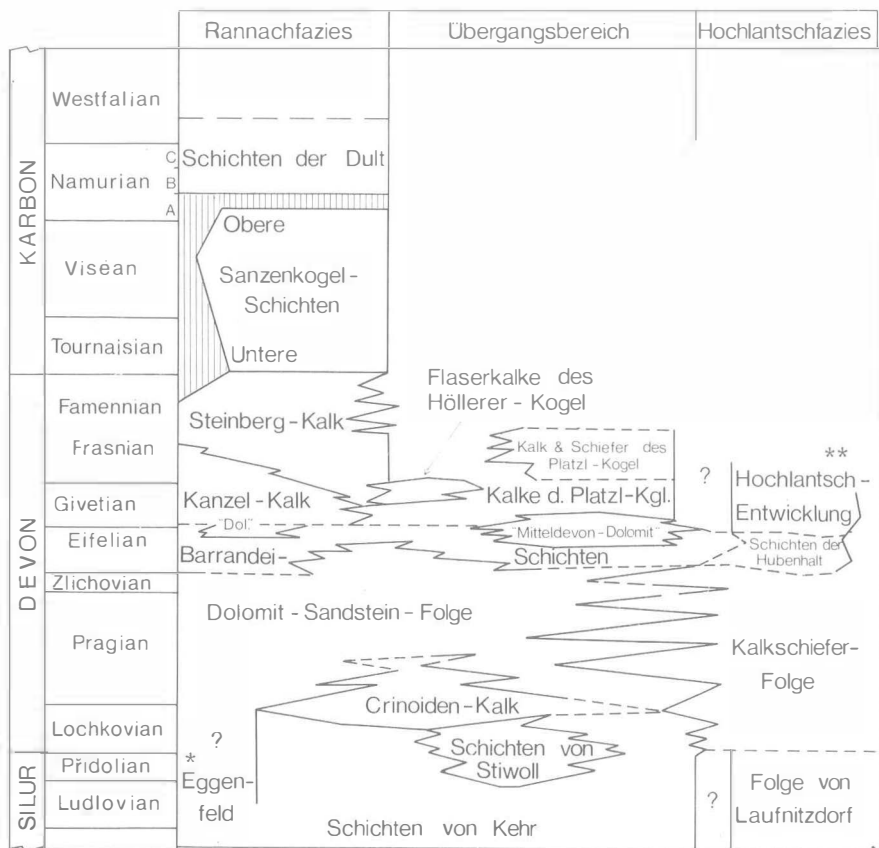


Abb. 1: Stratigraphie der Schichten in der Rannach-Fazies und im Übergangsbereich Rannach-Fazies — Hochlantsch-Fazies.  
 (x): Die Stellung der von EBNER 1976 beschriebenen Entwicklung im Raume Eggenfeld ist nicht gesichert.  
 (xx): Im Gang befindliche Untersuchungen lassen neue Daten zur Entwicklung der Hochlantsch-Fazies erwarten.

## Die Schichtfolge der Rannach-Fazies

Diese am besten durchgearbeitete Fazies im Grazer Paläozoikum, deren Abfolge in der näheren Umgebung von Graz bekannt gemacht wurde, ist biochronostratigraphisch vom höheren Silur bis ins Namur/? Westfal (FLUGEL 1975, TOLLMANN 1977, SCHÖNLAUB 1979) nachgewiesen.

### Schichten von Kehr (? Ordoviciem — Unterdevon)

Als stratigraphisch tiefstes Bauglied findet sich diese überwiegend klastische, einige 100 m mächtige Einheit, die einen tieferen, vorwiegend vulkanogenen („Untere Schichten von Kehr“) und einen überwiegend sandig-kalkigen höheren Anteil

(„Obere Schichten von Kehr“) unterscheiden läßt. Während die tiefere Einheit, bestehend aus einer unterschiedlich tektonisch beanspruchten und z. T. metamorphosierten Wechsellagerung von gelblich-grünen, mergelig-tonigen Schiefern, Tuffiten, Tuffen und Diabasen, bisher keine chronostratigraphischen Anhaltspunkte lieferte, zeigen die hangenden Anteile der Oberen Schichten von Kehr ein Alter zwischen Ludlowium und Lockovium an (FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1971, EBNER & WEBER 1978, EBNER et al. 1979). Diese chronostratigraphischen Anhaltspunkte lieferten v. a. einige 10 m mächtige Flaserkalke (früher als „Ashgill-Kalke bezeichnet), die Schiefern und Siltsteinen eingeschaltet sind.

Eine Sonderentwicklung innerhalb der oberen Schichten von Kehr stellen die Schichten von Stiwill dar, in deren dolomitisch-sandigen Sedimenten eine Brachiopoden-, Korallen- und Trilobiten-Fauna höheres Lockovium andeuten.

Von bisher nicht abzusätzender paläogeographischer Bedeutung dürfte ein von EBNER 1976 neu bearbeitetes und mithilfe von Conodonten in den Zeitraum oberstes Silur bis tiefstes Devon eingestuftes Profil im Raume Eggenfeld nördlich von Graz sein. Zu den oben erwähnten faziellen Gegebenheiten tritt hier eine vulkanogen beeinflusste (Diabase, Tuffite), kalkig-dolomitische Abfolge mit einer reichen Makrofauna [Brachiopoden (PŁODOWSKI 1976), Korallen, Orthoceren, Crinoiden]. Die Stellung dieses Profiles im Gesamtrahmen ist zur Zeit noch ungeklärt.

Zusammenfassend sei erwähnt, daß lediglich die als Schichten von Kehr bezeichneten Schieferfolgen der Rannach-Fazies zugewiesen werden. Alle übrigen, vornehmlich klastischen, z. T. vulkanogen beeinflussten basalen Schichtfolgen unterschiedlichen Metamorphosegrades werden unterschiedlichen Faziesbereichen bzw. tektonischen Einheiten zugeordnet (v. a. Folge von Laufnitzdorf, Passailer Phyllite, Passailer Gruppe, Semriacher Schiefer, Taschenschiefer, Untere- und Obere Schiefer etc.). Ihre Begriffsinhalte sind teilweise dieselben bzw. unscharf abgegrenzt und in ihrer Bedeutung wechselnd.

Aus diesen Schieferarealen sind lagerstättenkundlich vor allem die ehemals abgebauten und nach WEBER 1974 — 1978 als vulkano-sedimentär gedeuteten Blei-Zink-Vorkommen interessant.

Neben biochronostratigraphischen Anhaltspunkten aus den hangenden Anteilen der Kehler Schichten sind solche noch aus der Folge von Laufnitzdorf bekannt geworden.

Wie FLÜGEL 1961 zeigt, kommt diesen basalen Schichtfolgen bei der tektonischen Auflösung des Internbaues des Grazer Paläozoikums eine eminente Bedeutung zu.

### Crinoiden-Schichten (unt. Pragmaum)

1874 trennte STACHE „Crinoiden-Kalke und *Bythotrephid*-Schiefer“ als eigenes Element des Grazer Paläozoikums ab, während CIAR 1874 nur darauf hinweist, daß innerhalb der Kalkschiefer Horizonte, die „ziemlich reich an Crinoidengliedern“ sind, auftreten. FLÜGEL 1958, 1960 greift diesen Terminus (Crinoiden-Bank) wieder auf und stuft diese Gesteine ins Unterdevon ein. Diese Einstufung beruht vor allem auf die Revision der bekannten Korallenfauna mit dem Nachweis von *Syringaxon zimmermanni* WEISSERMEL.

Conodontenstratigraphische Untersuchungen von SCHÖNLAUB (in FLÜGEL 1975 : 39) im Raume von Stiwill lassen eine Einstufung in das tiefere Pragmaum vermuten.

In den letzten Jahren durchgeführte Untersuchungen ließen keine weitere Abgrenzung zu und lieferten lediglich Faunenelemente des oberen Silur-Unterdevon. Es zeigte sich aber, daß die Crinoiden-Schichten keine faziell einheitliche Entwicklung darstellen, sondern daß plattige, teilweise Crinoiden-führende, sandige

Kalke und Dolomite, die im Allgemeinen im Liegenden der Dolomitsandstein-Folge liegen, unter dem Sammelbegriff Crinoiden-Schichten zusammengefaßt werden. Einerseits liegen sie direkt den tuffogen stark beeinflussten Unteren Schichten von Kehr auf, andererseits können vergleichbare Gesteine in der Dolomit-Sandstein-Folge eingeschaltet sein.

Die Mächtigkeit der Crinoiden-Schichten ist stark schwankend und kann bis zu 150 m betragen. Eingeschaltet in diese Plattenkalke sind bisweilen geringmächtige Lagen kalkiger Schiefer, die reich an *Scalarituba* (*Bythotrephis*) sind.

### Dolomit-Sandstein-Folge (? Gedinne — Emsium bzw.? Givet)

Um Graz  $\pm$  500 m und im NW über 1000 m mächtige Gesteinsabfolgen, die zwischen den unterlagernden Crinoiden-Schichten bzw. diese ersetzend und überlagernden Barrandei-Kalken vorliegen und durch einen lateral wie vertikal wechselnden lithologischen Aufbau von Sandsteinen, Dolomitsandsteinen, Dolomitschiefern, Dolomiten, Kalken und vulkanogenen Sedimenten charakterisiert werden können, sind in ihrem chronostratigraphischen Umfang nicht gesichert. Sollte es sich bei dem Profil Eggenfeld (vgl. S. 48) N von Graz bei den überlagernden Dolomiten bereits um Anteile der Dolomit-Sandstein-Folge handeln, und keine tektonische Grenze dazwischen liegen, so würde der tiefste chronostratigraphische Anhaltspunkt der Dolomit-Sandstein-Folge im untersten Devon liegen. Aus den hangendsten Anteilen konnte durch Conodonten ein Ems-Alter nachgewiesen werden (BUCHROITHNER 1978); andererseits reicht nach FLÜGEL 1956 diese Folge bis in das Givet.

Während in der näheren Umgebung von Graz (Plabutsch-Buchkogel, Göstingberg) eine Gliederung dieser lithostratigraphischen Einheit durch Einschaltung von vulkanogenen Horizonten in eine darunter liegende Dolomitsandstein-Bank und eine überlagernde Dolomitbank mit hellen und dunklen Dolomiten in der Literatur Eingang gefunden hat (FLÜGEL 1975 cum lit.), ist bei Fehlen dieser Vulkanite und faziellerm Ausgleich eine solche stratigraphische Gliederung kaum vorzunehmen.

Mit FENNINGER & HOLZER 1978 ist neben dem Übereinander auch ein Nebeneinander der einzelnen Fazieszonen zu erwarten.

### Die Dolomitsandstein-Bank

Der Übergang vom unterliegenden Crinoidenkalk ist fließend; die Grenze manchmal durch Auftreten von Tonschiefern, Tonmergeln und Sandsteinen charakterisiert. Auf ihren Schichtflächen finden sich die auch aus anderen Niveaus bekannt gemachten Spurenfossilien [*Scalarituba* (WELLER, 1899), in der älteren Literatur als *Bythotrephis*-Schiefer bezeichnet], deren Morphologie durch Neufunde im Bereich des Stübinggrabens (FENNINGER & HOLZER 1978) eingehender behandelt wurde.

Die Dolomitsandstein-Bank (siehe auch EBNER et. al. 1980b) baut sich aus vertikal wie lateral wechselnden Dolomit(quarz)sandsteinen, tonigen Dolomitsandsteinen bis Dolomitschiefern (mit Lagen von *Scalarituba*) und Biogenschuttdolomiten auf. Sedimentstrukturen, wie Parallel-, Rippel- und Flaserschichtung, die zyklische Abfolge von Biogenschuttlagen, siltig-feinsandigen Dolomiten oder Dolomitschiefern und Dolomitsandsteinen, ebenso wie andere fazielle Aspekte stellen diese Gesteine im Faziesmodell nach FENNINGER & HOLZER 1978 in den Bereich der Barriere-Sande.

Die seit ANGEL 1929 bekannt gemachte Schwermineralführung der Dolomitsandsteine schien darauf hinzudeuten, daß es sich aufgrund des Fehlens von Hornblende und Granat um ein plutonisches Liefergebiet handeln könnte.

Die auf zahlreiches Probenmaterial gestützten Angaben in FENNINGER & HOLZER 1978 zeigen, daß sich zu einer Rutil begleiteten Zirkon-Turmalin-Gruppe, eine Granat-Hornblende-Klinozoisit-Epidot-Gruppe, begleitet von Titanit, gesellt, wobei letztere Gruppe auf ein metamorphes Liefergebiet hinweist.

Neben Angaben von Korallenfunden in dieser Schichteinheit ist auch der einzige Arthrodiren-Rest aus dem Grazer Devon, *Grazosteus hoernesii* GROSS, erwähnenswert.

### „Diabastuff“ — Horizont

Die meist in mehreren Lagen zwischen Dolomiten bzw. Sandsteinen als Aschentuffe bzw. -tuffite oder Lapillituffe vorliegenden Gesteine schwanken in Zahl der Lagen und Mächtigkeit beträchtlich. Sie sind bunt gefärbt (violett-rötlich bzw. grünlich). Eine Neuuntersuchung ist im Gange (vgl. jüngere Angaben in EBNER & WEBER 1978).

### Dolomitbank

Eine in der Umgebung von Graz mögliche Trennung in liegende helle und hangende dunkle Dolomite ist nicht überall durchzuführen.

Bei den hellen Dolomiten handelt es sich in großen Arealen um massige Gesteine mit hackigem Bruch und typischen grusigen Verwitterungsercheinungen.

Im Bereich des Pfaffenkogels bei Stübing (vgl. EBNER et al. 1980b) lassen sich neben gebankten Typen, die durch Lamination, Stromatolithenführung, Fenstergefüge, Trockenrisse und Pisoidlagen charakterisierbar sind, Einschaltungen von grobgebankten bis massigen, grobkristallinen Dolomiten unterscheiden. Diese faziellen Eigenheiten fügen sich zu einem Ablagerungsbild in einem supra- bis subtidalen Environment.

Die dunklen Dolomite sind eine Wechselfolge von plattigen, massigen und laminierten, bituminösen Dolomiten und Dolomitschiefern, in denen Amphiporenrasen ein auffallendes Element darstellen. Mikrofaziell handelt es sich einerseits um laminierte, biogen- oder/und pelletführende, Amphiporen-führende oder strukturlose Mudstones mit Fenstergefügen, andererseits um Resedimente und um Dolomitschiefer. Diese Merkmale sprechen zusammen mit lokalem Auftreten von Ca-Sulfaten, konglomeratischen Lagen, detritischem Quarz und Erosionsdiskordanzen für eine vom offenen Meer durch eine Barriere (vgl. S. 49) geschützte Lagunenfazies.

Die unterschiedliche Dolomitkörnung der einzelnen Faziestypen — ausgenommen die grobkristallinen, Amphiporen führenden Mudstones sind die übrigen kryptokristallin — zeigen eine verschiedenzeitige Dolomitisierung der Schichtfolge an.

Während früher die Amphiporenlagen als Hinweis für den hangendsten Anteil der Dolomit-Sandstein-Folge gewertet wurden, kann dies aufgrund von Bohrkernuntersuchungen des Plabutsch-Zuges nicht mehr aufrecht erhalten bleiben.

### Schichtfolge bei Rein

Zu den oben erwähnten Abfolgen tritt im Raum von Rein/Graz (Lokalität Treffenberg) eine Folge von Dolomitmergeln, und -schiefern mit Flaserschichtung, welliger Wechschichtung und Linsenschichtung mit gelegentlich erkenntlicher Bioturbation. In diesen Gesteinen finden sich linsenförmige Einschaltungen von

Echinodermaten führenden Dolomiten. Bemerkenswert ist der Fund einer geflaserten Sandstein-Feinkieslinse, deren Komponenten ein magmatisches Gestein darstellen, das fast zur Gänze aus Mikrolin und untergeordnet aus Orthoklas besteht (am ehesten vergleichbar mit einem Syenitaplit).

Die faziellen Merkmale lassen an Ablagerungen in einer Gezeitebene denken.

Ausgehend von der seit langem bekannten Flachwassernatur dieser Einheit (FLÜGEL 1975 cum lit.) wurde durch detaillierte fazielle Analysen von Profilabschnitten, die den Gesteinsbestand der Dolomit-Sandstein-Folge zu erfassen suchten, versucht, diese peritidale Entwicklung zu einem lateral/vertikalen Faziesmodell zu vereinen (FENNINGER & HOLZER 1978), wobei sich die mangelnde chronostratigraphische Detailkenntnis und ungenaue Kenntnis der lateralen Verbreitung der einzelnen Faziestypen als erschwerende Faktoren für eine Modellerstellung erweisen (vgl. Abb. 2).

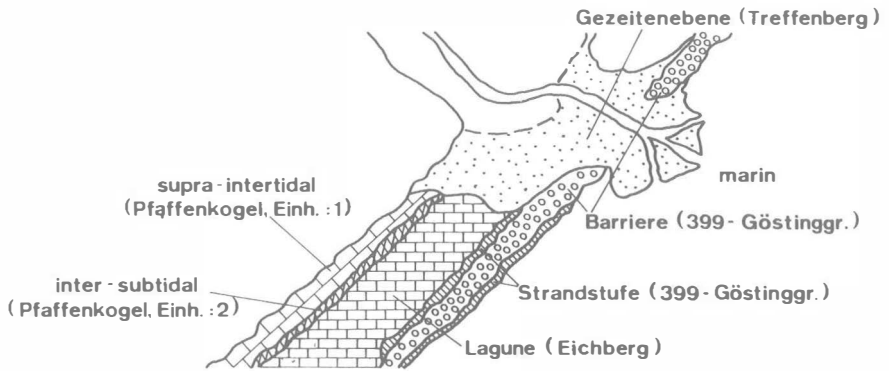


Abb. 2: Schematisches Modell der Faziesentwicklung der Dolomit-Sandstein-Folge des Grazer Paläozoikums (aus FENNINGER & HOLZER 1978).

EBNER et al. 1979 weisen im NW der Rannach-Fazies in Form eines Übergangsbereiches die Verzahnung der Dolomitsandstein-Folge mit den Kalkschiefern der Hochlantschfazies nach, ebenso wie sie in diesem Bereich einen chronostratigraphischen Fixpunkt durch Conodonten (Oberems) erstellen.

Abschließend sei noch auf den allgemeinen transgressiven Charakter hingewiesen, der sich im Großablauf der Sedimentation widerspiegelt und sich bis an die Wende Unterkarbon/Oberkarbon fortsetzt.

Im Zusammenhang mit der faziellen Entwicklung der Dolomit-Sandstein-Folge sieht WEBER 1979 auch die Genese der Blei/Zink-Mineralisation des Raudnerkogels von Stiwill. Die Sonderstellung dieser Lagerstätte unter den Pb/Zn-Lagerstätten des Grazer Paläozoikums zeigt sich schon darin, daß die Vererzung nicht in den vulkanogenen Schichten von Kehr, sondern im darübergeschobenen Dolomit zu liegen kommt. Die primäre Schwermetallanreicherung in den Dolomiten sieht WEBER 1979 im Zusammenhang mit Strandseifenbildung. Nach Aufschiebung der Dolomite auf stark pigmentierte, örtlich Pyrit führende Kehler Schichten erfolgte dann durch vadose Wässer eine Reduzierung des in den Dolomiten in (chloridischer?) Komplexform eingebauten Pb bzw. Zn zu PbS und ZnS.

## Barrandei-Schichten (Eifelium)

Im Hangenden der Dolomit-Sandstein-Folge, teilweise aus ihr hervorgehend, aber auch mit ihr verzahnend, tritt eine im allgemeinen unter 100 m mächtige Folge vorwiegend blaugrauer biomikritischer Kalke und Biogenschuttkalke auf, die relativ häufig Korallen, Stromatoporen, Brachiopoden und Crinoidenreste führt. Vor allem Korallen und Stromatoporen treten bank- und rasenbildend in Erscheinung. Die Korallenfauna ist durch Arten der Gattungen *Tryplasma*, *Thamnophyllum*, *Grypophyllum*, *Disphyllum*, *Sociophyllum*, *Acanthophyllum*, *Favosites*, *Thamnopora*, *Striatopora*, *Alveolites*, *Aulopora*, *Syringopora*, *Chaetetes* und *Heliolites* gekennzeichnet. An Stromatoporen treten unter anderem Vertreter der Gattungen *Actinostroma*, *Anostylostoma*, *Stromatoporella*, *Stromatopora* und *Amphipora* auf. Unter den Algen findet sich die Dasycladaceae *Zeapora gracilis* PENECKE.

Die Barrandekalke, die lokal spätdiagenetisch dolomitisiert sind, lassen sich in einzelnen Profilen gliedern, und zwar in  $\pm$  fossilarme mudstones, in fossilreiche Biostromhorizonte, in denen die Autochthonie der Fossilien erkennbar ist und in Biogenschuttkalke, die vorwiegend aus umgelagerten Stromatoporen- und Crinoidenresten aufgebaut sind und teilweise einen massigen Habitus besitzen. In mehreren Horizonten treten Schillagen der Brachiopodengattung *Zdimir* auf. Diese Lagen veranlaßten HERITSCH 1935, der an deren Niveaubeständigkeit glaubte, die Barrandei-Schichten in einen liegenden Korallenkalk und einen hangenden *Pentamerus*-Kalk zu gliedern. Wenngleich diese Gliederung für einige Profile zutrifft, scheint sie keine generelle Bedeutung zu haben.

Eingeschaltet in den Barrandei-Kalken treten lokal, meist nur wenige Meter mächtig, graue bzw. rosarote, gelbliche Tonschiefer und Kalkschiefer auf, die seit PENECKE 1894 als Chonetenschiefer bezeichnet werden, und die neben Brachiopoden auch Trilobiten führen. Aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes besitzt diese Fauna keine stratigraphische Bedeutung.

Daneben sind auch fossilere weiße, rötliche Tone eingeschaltet, die wegen ihres Hauptminerals Illit, als Illit-Schiefertone bezeichnet werden (HANSELMAYER 1957). Untergeordnet führen sie Quarz.

In den hangenden Bereichen der Barrandei-Schichten ändert sich häufig der für sie charakteristische Habitus sowie die Gesteinsfarbe. Die Barrandei-Schichten werden zunehmend hellgrau, wodurch die Abgrenzung zu den Kanzel-Kalken, dort wo deren basale Dolomitentwicklung fehlt, unklar wird.

Die Einstufung der Barrandei-Schichten in das Eifelium stützt sich vor allem auf die Korallenfauna. Spärliche Conodontenfunde erbrachten lediglich den Nachweis von Mitteldevon.

Eine örtlich mögliche Einstufung der basalen Barrandei-Schichten in das Oberems (BUCHROITHNER 1978) ist nicht erwiesen, da die für diese Aussage maßgebliche Lokalität innerhalb der Kalk-Schiefer-Folge zu liegen kommt. Die Barrandei-Schichten scheinen aus der lagunären Fazies der Dolomitsandstein-Folge hervorzugehen und stellen eine Ablagerung des Sublitorals dar.

## „Mitteldevon-Dolomit“

Im Hangenden der Barrandei-Schichten und teilweise sich mit diesen verzahnend, was sich in der relativen Mächtigkeitzunahme bzw. -abnahme ausdrückt, tritt im Grazer Paläozoikum eine maximal 20 m mächtige Entwicklung dunkelgrauer, spätdiagenetisch gebildeter Dolomite auf, die bisweilen Amphiporen führen. Ihre

Grenze zu den Barrandei-Schichten ist stets scharf, auch zu den hangenden Kanzel-Kalken ist sie deutlich. Bisweilen sind an der Grenze oder im Grenzbereich zu den Kanzelkalken dunkelgraue Siltschiefer eingeschaltet.

Während die Mikrofazies der basalen dolomitischen Folgen der Kanzelkalke für einen Inter-supratidalen Ablagerungsraum spricht, zeigen die Mitteldevon-Dolomite subtidale Bedingungen an. Zur Zeit ist noch unklar, ob letztere das marine Äquivalent der basalen Kanzelkalke darstellen.

### Kanzel-Kalk (Givetium — mittl. Oberdevon I)

Die Barrandei-Schichten bzw. die örtlich auftretenden Mitteldevon-Dolomite werden von den massigen bis dickgebankten, hellgrauen Kanzel-Kalken überlagert. Ihre Fossilführung ist abgesehen von einigen biohermalen Bänken mit *Rugosa*, *Tabulata* und *Stromatoporoidea* gering. Mikrofaziell handelt es sich meist um stark verwühlte Mikrite bis Biomikrite mit nestartiger Anreicherung von Echinodermen oder um Pelletkalke.

Als Typusprofil der Kanzelkalke wurde bisher immer die Entwicklung im Steinbruch Dennig nördlich von Graz betrachtet. Die Abbauarbeiten der letzten Jahre zeigten in diesem Profil jedoch tektonische Komplikationen (EBNER 1978 d). Über einer tektonischen Liegendeinheit aus Barrandei-Schichten und Kanzelkalken folgt über einer quer den Steinbruch durchschneidenden tektonischen Fläche eine weitere aufrecht gelagerte Einheit von geringmächtigen Barrandei-Schichten und Kanzel-Kalken. Die Mächtigkeit der Kanzel-Kalke beträgt in der tektonisch amputierten Liegendeinheit um 100 m, in der Hangeneinheit, deren Schichtfolge sich nördlich des Pailgrabens bis in die oberkarbone Dultfolge fortsetzt, jedoch nur um 70 m.

In der stratigraphischen Einstufung der Kanzel-Kalke ergeben sich besonders mit der Fixierung der Liegendgrenze Schwierigkeiten. Diese resultieren einerseits aus den nur unbefriedigend zu datierenden unterlagernden Schichten (Barrandei-Schichten oder Mitteldevon-Dolomite) und andererseits aus der Conodontenarmut der Kanzel-Kalke. Nach dem bisherigen Kenntnisstand dürfte die Liegendgrenze der Kanzel-Kalke im unteren Givet zu suchen sein. Auf die Probleme der heterochronen Hangendgrenze im Nahbereich der Mitteldevon/Oberdevon-Grenze wird noch näher eingegangen.

FLÜGEL (1972, 1975, 1977) sieht in den Kanzel-Kalken stark durchwühlte und weitgehend homogenisierte lagunäre Bildungen eines Flachwasserkomplexes, der im Givet in der Rannach- und Hochlantsch-Fazies  $\pm$  zeitgleich eine weite Verbreitung hatte. *Calceola*-Schichten, *Quadrigeminum*-Bänke in der Hochlantsch-Fazies und Kanzel-Kalke in der Rannach-Fazies dürften innerhalb dieser Karbonatplattform nur faziell verschiedene, mehr oder minder gleichzeitige Bildungen darstellen.

Ein weiteres Zeitäquivalent zu den Kanzel-Kalken stellen im Verzahnungsbereich Rannach-Fazies — Hochlantsch-Fazies die bis zu 75 m mächtigen und nur einige wenige Korallen führenden Kalke des Platzl-Kogel (EBNER et al. 1979) dar. Aufgrund ihrer Mikrofazies können diese Kalke als Bildungen eines offenen Plattformbereiches angesehen werden. Unterschiedlich und möglicherweise faziesweisend sind auch die Conodontenfaunen der Kanzel-Kalke und der Kalke des Platzl-Kogels. Die spärlichen Conodontenfaunen der Kanzel-Kalke mit einigen wenigen Polygnathen stehen einer reicheren *Polygnathus/criodus*-Vergesellschaftung in den Kalken des Platzl-Kogel gegenüber. Nach einem auf die Grazer Verhältnisse anwendbaren Conodonten-Biofazies-Modell (CHATTERTON 1976) könnten die fehlenden bzw. nur spärlichen Faunen auf einen leicht eingeschnürten, nur mäßig bewegten Flachwasserraum

deuten, während die *Polygnathus/Leiodus*-Vergesellschaftung aus den Kalken des Platzl-Kogel auf einen bewegteren, offen marinen Flachwasserraum deuten (vgl. dazu auch EBNER 1980a).

Ein weiteres verbindendes Element in den höher mitteldevonen Flachwassersedimenten der Rannach- und Hochlantsch-Fazies könnten Vulkanite darstellen. In der Rannach-Fazies wurden Tuffe aus dem Niveau der Kanzel-Kalke von einer Lokalität an der Kanzel (CLAR 1932) bekanntgemacht, während östlich von St. Pankrazen durch EBNER et al. 1979 ein bisher nicht näher untersuchter Tuff-Fund aus den Kalken des Platzl-Kogel gemeldet wurde. In der Hochlantsch-Fazies treten mit Diabasen innerhalb der *Calceola*-Schichten weitverbreitet basische Vulkanite auf.

Eine abweichende nicht näher untersuchte Entwicklung aus dem Niveau der Kanzel-Kalke und teilweise mit ihnen verzahnend wurde von MEGGENDORFER 1944 als „Sandsteinfazies“ aus dem Raum Gratwein/Au beschrieben. Sie ist dadurch charakterisiert, daß mit den Kanzel-Kalken gelblichweiße und braune, grobspätige, sich teilweise sandig anfühlende Dolomite und/oder? Ankerite wechsellagern, in denen auch häufig Verquarzungen auftreten. Das unregelmäßige Auftreten dieser Gesteine in teilweise fossilführenden Kanzel-Kalken könnte eventuell auch auf eine metasomatische Umwandlung des Kanzel-Kalkes deuten.

Jüngste geochemische Untersuchungen von EBNER & WEBER 1980 zeigen, daß in bestimmten Bereichen der Kanzel-Kalke bzw. ihren metasomatischen Umwandlungsprodukten wie auch in Bereichen der Kalke des Platzl-Kogel erhöhte Hg-Werte festzustellen sind. Die Anomalien liegen um die bekannten Zinnoberfundpunkte (Tallak-Kogel, Schneiderlucke, Gratkorn Hausberg). Die Zinnobervererzung kann somit als schichtgebunden an die Kanzel-Kalke betrachtet werden.

## Steinbergkalk (Oberdevon)

Im dm/do-Grenzbereich stellt sich das Environment von einem flachen Sublitoral mit Crinoidenrasen, Algen-, Korallen- und Stromatoporen-Biostromen zu einer an Cephalopoden und Conodonten reichen Fazies um, die, durch örtliche Schichtlücken unterbrochen, bis in das tiefe Namur A andauerte. Die oberdevonen Anteile dieser pelagischen Abfolge werden als Steinbergkalke, die karbonen Anteile seit NÖSSING 1974 b als Sanzenkogel-Schichten bezeichnet.

HERITSCH 1927 wies erstmals darauf hin, daß dieser Fazieswechsel bereits örtlich im höchsten Givet erfolgte. Dies war für ihn die Veranlassung, die höchst mitteldevonischen, teilweise Cephalopoden führenden Flaserkalke als „Goniatitenbank“ von den übrigen Steinbergkalken abzutrennen. Conodontenuntersuchungen unterstrichen den heterochronen Charakter dieser Faziesgrenze. FLAJS 1966 wies die Zugehörigkeit der Goniatitenbank in die *varcus*-Zone nach, während EBNER 1977a, 1980a und BUCHROITHNER 1979 zeigen konnten, daß Kanzel-Kalke auch noch im tiefen do I auftreten können.

Auch im Übergangsbereich Rannach-Fazies/Hochlantsch-Fazies treten im Givet Styliolinen führende Flaserkalke (Flaserkalke des Höllerer-Kogel) auf (EBNER et al. 1979).

In der Rannach-Fazies fällt somit die dm/do-Grenze mit keiner eindeutig erkennbaren lithologischen Grenze zusammen und ist nur mit biostratigraphischen Methoden zu fixieren. Aufgrund der nur spärlich auftretenden Cephalopoden würden sich besonders Conodonten dazu eignen, die allerdings in ausreichender Häufigkeit nur in den pelagischen Entwicklungen auftreten.



Kompliziert wird die dm/do-Grenzziehung aber auch dadurch, daß auch international noch keine Einigung darüber besteht (ZIEGLER 1979). Nach HOUSE & ZIEGLER 1977 kommen dafür folgende Niveaus und folgende Tiergruppen in Frage:

1. Basis der *lunulicosta*-Zone (Cephalopoden)
2. Basis der *hermanni-cristatus*-Zone (Conodonten)
3. Basis der unteren *asymmetricus*-Zone (Conodonten)

Für die Gegebenheiten innerhalb der Rannach-Fazies bedeutet dies:

1. In dem von FLAJS 1966 an der Kanzel bei Graz untersuchten Grenzprofil fällt die *lunulicosta* Grenze entsprechend der Korrelation Cephalopoden-Orthochronologie/Conodonten-Parachronologie von HOUSE & ZIEGLER 1977: Tab. 4 unter oder in tiefe Anteile der Goniatitenbank. Diese wäre dann zum Teil oder ganz ins Oberdevon zu stellen. Im letzten Fall könnte dann der Ausdruck Goniatitenbank zugunsten der Priorität (ROLLE 1856) besitzenden Bezeichnung Steinbergkalk eingezogen werden.
2. Die *hermanni-cristatus*-Zone konnte bisher in der Rannach-Fazies in kontinuierlichen Profilen noch nicht nachgewiesen werden (einziger Nachweis bei BUCHROITHNER 1979 von einer isolierten Lokalität). Auch die Durchsicht des Materials von FLAJS 1966 zeigte, daß diese damals noch unbekannt Fauna nicht vorhanden ist. Das bedeutet, daß die Position dieser Grenze ebenfalls wie (1) innerhalb oder gar unter der Goniatitenbank zu suchen ist.
3. Die *asymmetricus*-Grenze entspricht der Grenzziehung, wie sie von FLAJS 1966 gehandhabt wurde und auf der die heute noch übliche Abgrenzung Goniatitenbank/Steinbergkalk erfolgt.

Die stark variierende Färbung der Steinbergkalke wurde nach BUCHROITHNER et al. 1979 als eine Funktion des  $Fe_2O_3$ -bzw. Fe-Gesamtgehaltes dargestellt. Der Farbumschlag von „kalten“ (grauen) Farbtönen zu „warmen“ (rötlich, braun, gelb) erfolgt dabei im Bereich von 0,7 Prozent Fe gesamt.

Ein Vergleich biostratigraphisch durchgearbeiteter Profile am Forstkogel (SURENIAN 1977, BUCHROITHNER et al. 1979), im Bereich westlich von Gratwein (EBNER 1980 a) und am Eichkogel bei Rein (NOSSING et al. 1977) zeigte jedoch, daß eine auf der Färbung der Steinbergkalke basierende Gliederung keine regionale Beständigkeit besitzt. Eine Gliederungsmöglichkeit mit dem unlöslichen Rückstand wurde bisher noch nicht regional getestet. An der Typuslokalität konnte in stratigraphisch tiefen Anteilen (*asymmetricus*- bis *rhomboidea*-Zone) ein rückstandsreicherer (bis 14 %) von einem rückstandsärmeren Anteil (bis 8 %) abgetrennt werden, wobei das Minimum in der *velifer*-Zone zu suchen ist. Die Durchschnittswerte von Mn liegen bei Extremwerten von 75 und 1240 ppm um 500 ppm.

Die Mikrofazies (örtlich verwühlte Mikrite bis Mikrosparrite mit maximal 5 Prozent pelagischen Faunenelementen, Energieindex 1/2 nach PLUMLEY et al. 1962), der Faunencharakter (Cephalopoden, bis ins do I Tentakuliten, Conodonten), sowie die sedimentchemischen Untersuchungen gestatten eine Interpretation des Bildungsraumes als einen sauerstoffreichen Stillwasserraum mit Bodenleben unterhalb der durchlichteten Zone und der Wellenbasis (BUCHROITHNER et al. 1979). Korallen wurden bisher nur in einem einzigen Exemplar (*Neaxon* sp.) in den Steinbergkalken innerhalb der *styriacus*-Zone gefunden (FLÜGEL 1980b).

Der schwankende Mn-Gehalt kann, rezenten (HARTMANN 1964, MARCHING 1974) und fossilen Untersuchungen (BUGGISH 1972, TUCKER 1973, LUTKE 1976) folgend, auf bathymetrische Unterschiede bzw. Schwankungen innerhalb des Ablagerungsraumes

zurückgeführt werden. Mn-Gehalte zwischen 500 und 1200 ppm entsprechen danach durchaus Werten, wie sie für Cephalopodenkalke, die auf Schwellen gebildet wurden, charakteristisch sind. Werte unter 500 ppm sprechen nach LÜTKE 1976 für einen flacheren Ablagerungsraum, der im Fall der Steinbergkalke aufgrund des Faunencharakters jedoch unter der durchlichteten Zone liegen muß. Dies entspricht durchaus bathymetrischen Angaben (60—300 m) von NÖSSING 1974 b, 1975 für die Sanzenkogel-Schichten, die örtlich ohne Hiatus über den Steinberg-Kalken folgen und mit diesen in fazieller Hinsicht vergleichbar sind.

Eine bathymetrische Interpretation der Mn-Gehalte innerhalb der Steinbergkalke zeigt von der dm/do-Grenze bis in die *crepida*-Zone (do II  $\alpha$ ) eine Eintiefung des Ablagerungsraumes, auf die bis in die *styriacus*-Zone (do IV/V) eine Verflachung folgt, die abermals von einer bis in den cu/co-Grenzbereich fortschreitenden Vertiefung abgelöst wird.

Aufgrund palökologischer Modellstudien mit Conodonten (SANDBERG 1976) entspricht die innerhalb der *styriacus*-Zone auftretende Conodontenfauna der Steinbergkalke einer durch die Gattungen *Palmatolepis* und *Polygnathus* charakterisierten Biofazies, für die eine Ablagerung im „flachen bis mäßig tiefen Wasser am Kontinentalschelf“ angenommen wird.

Tab. 1 zeigt die Mächtigkeitsschwankungen, die an der Typuslokalität innerhalb der einzelnen Conodontenzonen auf engstem Raum auftreten und bis zum Ausfall ganzer Zonen führen können. Verantwortlich könnten dafür submarine Strömungen sein. Ein weiterer Faktor für die unterschiedlichen Mächtigkeiten der Steinbergkalke (20—70 m) sind Schichtlücken, die in den östlichen Bereichen der Rannach-Fazies zwischen dem Oberdevon und Unterkarbon auftreten. Aus der räumlichen Verbreitung wie auch dem stratigraphischen Umfang dieser Lücken mit generell nach E zunehmenden stratigraphischen Umfang läßt sich im Oberdevon eine W-E gerichtete Regression und anschließend entgegengerichtete Transgression rekonstruieren (EBNER 1978 e, 1980 a: Abb. 3). In Bereichen der lückenhaften Entwicklungen, wo in einem schmalen Kanal (Gratwein/Kalvarienberg, Frauenkogel, Dultausgang), Steinbergkalke ebenfalls sehr hoch hinaufreichen (mittleres do VI bis do III/IV), treten, verglichen mit der Typuslokalität, jedoch relativ geringmächtige Zonenmächtigkeiten auf (Tab. 1):

	Forstkogel/ Steinberg	Profil Weihermühle
<i>Protognathodus</i> -Biofazies	15	
<i>costatus</i> -Zone	bis > 900	220 (+ 70)
<i>styriacus</i> -Zone	* — 2000	300 (+ 200)
<i>velifer</i> -Zone	* — 1500	140 (+ 140)
<i>marginifera</i> -Zone	300—1400	520 (+ 340)
<i>rhomboidea</i> -Zone	* — 2400	620 (+ 290)
<i>crepida</i> -Zone	* — 1100	350 (+ 90)
<i>P. triangularis</i> -Zone	160—> 350	100
<i>gigas</i> -Zone	180—> 700	240 (+ 70)
<i>A. triangularis</i> -Zone	220—> 500	320 (+ 70)
<i>asymmetricus</i> -Zone	90	Kanzel-Kalkentwicklung

Tab 1: Vergleich der Mächtigkeiten (in cm) der Conodontenzonen in Steinbergkalken des Steinbergs und im Profil Weihermühle. Die Klammerwerte geben den möglichen Maximalumfang einer Zone an. \*Zone nicht nachgewiesen.

Neben der pelagischen Entwicklung der Steinbergkalke in der Rannach-Fazies existiert im Verzahnungsbereich zur Hochlantsch-Fazies in Form der Kalk/Schiefer-Wechsellagerung des Platzl-Kogel im do I auch noch eine Flachwasserentwicklung (EBNER et al. 1979).

### Sanzenkogel — Schichten (Tournai — Namur A)

Unterkarbonkalke wurden im Paläozoikum von Graz erstmals durch FLÜGEL & ZIEGLER 1957 biostratigraphisch nachgewiesen und aufgrund der in ihnen dominierenden Conodontengattung als „*Gnathodus*-Kalke“ bezeichnet und dem Visé zugeordnet. Als es dann NÖSSING 1974 a, b gelang, in den westlichen Bereichen der Rannach-Fazies in einer den Steinbergkalken und *Gnathodus*-Kalken entsprechenden Lithologie das gesamte Tournai nachzuweisen, wurde, da die Gattung *Gnathodus* erst ab dem obersten Tournai auftritt, der Ausdruck *Gnathodus*-Kalk verworfen und die Gesamtheit der bis ins Namur A andauernden pelagischen Karbon-Karbonatentwicklung als Sanzenkogel-Schichten bezeichnet (NÖSSING 1975, EBNER 1978 e).

Zu gliedern sind die Sanzenkogel-Schichten ausgezeichnet mit Conodonten (NÖSSING 1975, EBNER 1977 c). Die Grenze zu den Steinbergkalken ist nur mikropaläontologisch faßbar und am besten in einer invers gelagerten Abfolge im Steinbruch Trolp am Sanzenkogel aufgeschlossen (NÖSSING 1975, EBNER 1980 b). Erschwert wird die Fixierung der Devon/Karbon-Grenze dadurch, daß in diesem Profilabschnitt anscheinend eine *Protognathodus*-Biofazies vorliegt, in der der weltweit für die Grenzziehung maßgebliche Conodont *Siphonodella sulcata* nur spärlich auftritt (EBNER 1980 b). Cephalopodenaufsammlungen in diesem Profilabschnitt, die einen wertvollen Beitrag zur Klärung teilweise noch bestehender Unklarheiten in der Korrelation Cephalopoden-Orthochronologie/Conodonten-Parachronologie und der Definition der Devon/Karbon-Grenze leisten könnten, sind geplant.

NÖSSING 1975 gliedert die Sanzenkogel-Schichten in die unteren und oberen Sanzenkogel-Schichten. Im Steinbruch Trolp wird dabei die Basis der oberen Sanzenkogel-Schichten im obersten Tournai durch einen für bathymetrische Aussagen wichtigen, ca. 20 cm mächtigen Schiefer-Lydit-Phosphorit-Horizont (Bildungstiefe nach NÖSSING 1975 60—300 m) markiert. Weitere aus der Rannach-Fazies bekannte und ursprünglich dem Oberdevon zugeordnete Phosphorithorizonte (MEGGENDORFER 1944, HÖLLER 1957) haben sich mittlerweile ebenfalls als in den Sanzenkogel-Schichten liegend erwiesen (EBNER 1978 e).

Die bis 1975 dauernde Unkenntnis dieser tiefstkarbonen Kalke und die Annahme einer generellen Schichtlücke zwischen den Steinbergkalken und den *Gnathodus*-Kalken seit den erstmals in der Rannach-Fazies Conodonten-Mischfaunen nachweisenden Untersuchungen von KODSI 1966 ist darauf zurückzuführen, daß die unteren Sanzenkogel-Schichten nur auf einige wenige Lokalitäten (Eichkogel bei Rein, NÖSSING 1974b, NÖSSING et al. 1977; Sanzenkogel/Forstkogel, NÖSSING 1974 a, b, 1975, SURENIAN 1978, BUCHROITHNER et al. 1979; Tobelbad BUCHROITHNER 1979) beschränkt sind und nur äußerst geringe Mächtigkeiten (ca. 320 cm) aufweisen.

Die Mächtigkeit der oberen Sanzenkogel-Schichten in den östlichen Bereichen der Rannach-Fazies beträgt zwischen 0 und 32 m. Sie wird einerseits durch den stratigraphischen Umfang der hier zwischen Steinbergkalken und Sanzenkogel-Schichten auftretenden Schichtlücken und andererseits dem über ihnen liegenden Relief, das im höchsten Namur A angelegt wurde, bestimmt.

Die Bedeutung solcher Mischfaunen oder „Geisterfaunen“ zur Klärung fazieller Probleme stellt erstmals KREBS 1964 anschaulich dar. Er unterscheidet dabei zwei

Großtypen von Mischfaunen, die er rückgreifend auf BRANSON & MEHL 1933, 1934 als stratigraphic admixtures (ältere Conodonten in jüngeren Schichten) und als stratigraphic leaks (jüngere Conodonten in älteren Schichten) bezeichnet.

Abb. 3 zeigt schematisch die innerhalb der Rannach-Fazies im Karbon auftretenden Conodontenmischfaunen.

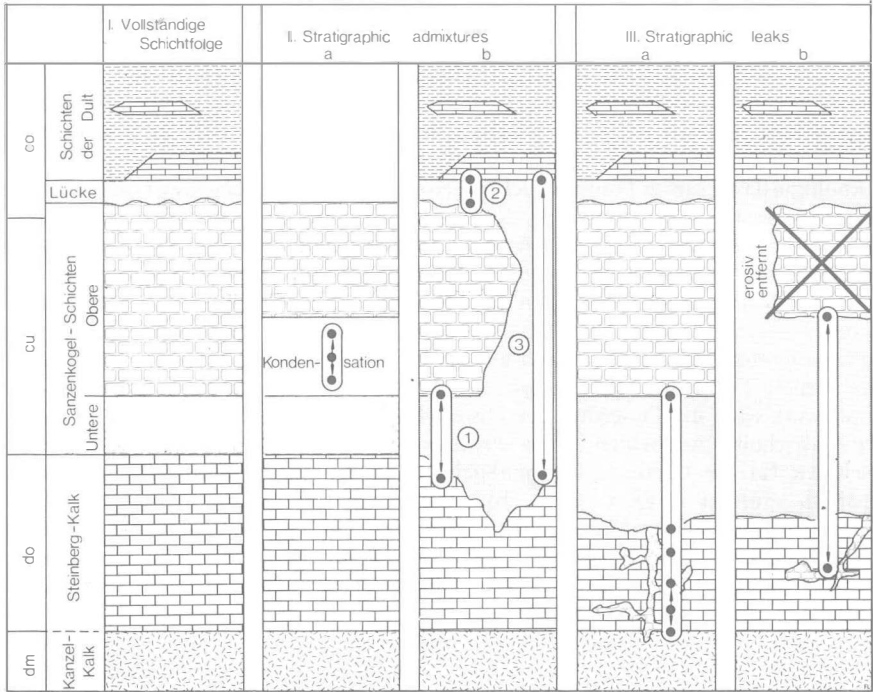


Abb. 3: Schematische Darstellung der Mischfaunenmöglichkeiten im hohen Devon und Karbon der Rannach-Fazies. Dargestellte Beispiele:

- I: Sanzenkogel, Forstkogel, Eichkogel/Rein
- II a: Tobelbad (Morré-Schlössl)
- II b 1: Profil Hartbauer
- II b 2: Profil Hahngraben
- II b 3: Profil Hahngraben und NNE Kloster Dult
- III a: Profil Hartbauer
- III b: NNE Kloster Dult

I: stellt dabei die ideale Schichtfolge mit der Abfolge Kanzel-Kalk, Steinbergkalk, Sanzenkogel-Schichten, Folge der Dult dar. In den östlichen Bereichen treten zwischen den Steinbergkalken und den Sanzenkogel-Schichten unterschiedlich lange Schichtlücken auf, ebenso ist zwischen den oberen Sanzenkogel-Schichten und der Folge der Dult im obersten Namur A eine Schichtlücke anzunehmen.

II: stratigraphic admixtures

Eine von BUCHROITHNER 1979 beschriebene Faunemischung in den Sanzenkogel-Schichten bei Tobelbad mit Faunenelementen des cu II/α — cu III β/γ kann als stratigraphische Kondensation infolge fehlender oder äußerst geringer Karbonatsedimentation interpretiert werden (II/a).

Stratigraphic admixtures, die auf Aufarbeitung des Untergrundes rückgeführt

werden können, treten in zahlreichen Profilen an die do/cu-Schichtlücken gebunden auf (II/b). Die Mischfaunen setzen sich stets nur aus Elementen der direkten Oberdevonunterlage und der unmittelbaren Unterkarbonüberlagerung zusammen. Elemente aus dem Intervall der Lücke fehlen. Lithologisch sind die Mischfaunenbereiche nicht kenntlich. Nur in einigen wenigen Fällen sind sie an feinkristalline Kalklagen gebunden.

### III: stratigraphic leaks

Besondere Aussagekraft haben do/cu-Mischfaunenbereiche, die sich in unregelmäßigen Nestern in älteren Gesteinen eingelagert finden und im Extremfall bis in den dm/do Grenzbereich hinabreichen (III/a). Sie treten nur in Profilen auf, in denen zwischen Steinbergkalken und Sanzenkogel-Schichten eine Schichtlücke vorliegt. An Faunenelementen enthalten sie wieder nur Elemente, die dem Top der Steinbergkalke und der Basis der Sanzenkogel-Schichten des jeweiligen Profils entsprechen. Zusätzlich kommen dazu noch Elemente, die den Zeitumfang der über dem Mischfaunenbereich bis zur Schichtlücke auftretenden Steinbergkalke repräsentiert.

Ein Sonderfall einer Spaltenfüllung (III/b) liegt in einem Profil NNE des Klosters Dult vor, wo Steinbergkalke erosionsbedingt von Kalken der Dult (Namur B) überlagert werden. Reste der hier intranamurisch erosiv entfernten Sanzenkogel-Schichten sind nur mehr anhand von Mischfaunen ca. 4 m unter der Erosionsfläche, lithologisch nicht zu erkennen, in den Steinbergkalken des do III/IV zu finden.

Große Bedeutung für die Interpretation der Schichtlücken besitzen vor allem die Spaltenfüllungen (stratigraphic leaks), die aufgrund ihrer Mischfaunenzusammensetzung deutliche genetische Beziehungen zu den im Profil über ihnen liegenden und direkt an die Schichtlücke gebundenen stratigraphic admixtures zeigen. Aus dem Fehlen von Faunenelementen des Lückenintervalls kann auf Nichtsedimentation geschlossen werden. Die unregelmäßige Form der tiefliegenden Spaltenfüllungen und Schlotten und ihre Mischfaunen deuten in Richtung eines wiederum marin verfüllten Karstreliefs (EBNER 1979).

Derart interpretiert fielen im Oberdevon und Unterkarbon die östlichen Teile der Rannach-Fazies infolge von Meeresspiegelschwankungen oder syndementärer Tektonik trocken und wurden vor einer abermaligen marinen Überflutung intensiv verkarstet. Aufgrund der gefundenen Spaltenfüllungen ist in diesen Karstgebieten mit Niveauunterschieden von mindestens 16—20 m zur Vorflut hin zu rechnen.

Störend bei dieser Interpretation wirken lediglich das Fehlen von Flachwassersedimenten, die aus entsprechenden Zeiträumen der Rannach-Fazies unbekannt sind, und daß in den westlichen Bereichen mit kontinuierlicher Sedimentation bisher keine Mischfaunen als Ausdruck des Abtrags im Osten gefunden wurden.

In ihrer Lithologie weisen die oberen Sanzenkogel-Schichten regional und oft in kurzer streichender Entfernung wechselnde Ausbildung auf. In Bereichen lückenloser Abfolgen oder Bereichen kleiner Schichtlücken im westlichen Teil der Rannach-Fazies sind im Zeitraum cu II  $\beta$  /  $\gamma$  — cu III mehrere oft Meter mächtige Einschaltungen von rötlichbraunen Lyditen und dünnblättrigen, violett-roten kieseligen Schiefen vorhanden. Der Nachweis von Radiolarien in Kalkschliffen aus der unmittelbaren Nachbarschaft dieser Kieselgesteine deutet dabei auf ehemalige Radiolariensedimente. Die Hauptverbreitung dieser kieseligen Schiefer und Lydite liegt am Sanzenkogel, um Gratwein/Au und am Ausgang des Hofgrabens N Gratkorn. In den östlichen Bereichen der Rannach-Fazies tritt nur ein einziger bis zu 2 m mächtiger Lydithorizont  $\pm$  niveaubeständig im cu II  $\delta$  auf.

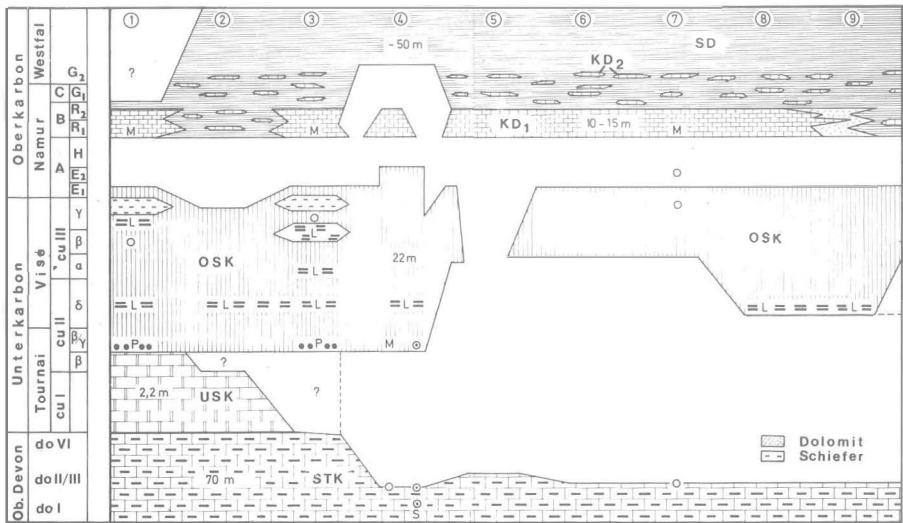


Abb. 4: Das Karbon in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. (Aus EBNER 1978 e). Profile:

- 1 Steinberg
- 2 Eichkogel
- 3 Gratwein/Au
- 4 Hartbauer
- 5 NNE Kloster Dult
- 6 Schraußberg
- 7 Hahngraben
- 8 Hahngraben Pkt. 519
- 9 Höchkogel

- SD Schiefer der Dult
- KD<sub>2</sub> Kalke der Dult (Hangendkalke)
- KD<sub>1</sub> Kalke der Dult (Basiskalke)
- OSK Obere Sanzenkogel-Schichten
- L Lydite
- USK Untere Sanzenkogel-Schichten
- STK Steinbergkalk
- M Conodontenmischfauna (Zeitpunkt der Bildung)
- Komponenten der Mischfauna
- P Phosphoritknollen
- S Spaltenfüllung
- ⊙ Komponenten der Spaltenfüllung

### Dult-Schichten (Namur B — ? Westfal)

Über den Sanzenkogel-Schichten folgt nach einer Erosionsdiskordanz die marine Flachwasserentwicklung der Dult-Schichten. In den bis zu 15 m mächtigen und örtlich brekziös ausgebildeten karbonatischen Basisbildungen (Kalke der Dult) treten Conodontenmischfaunen (stratigraphic admixtures) auf. Ihre Faunenzusammensetzung mit autochthonen Elementen des Namur B und allochthonen Elementen des Namur A, Visé und Oberdevon (EBNER 1977 a, 1978 e) entspricht dabei exakt dem in den Geländeaufschlüssen erkannten Tiefgang dieser Erosionsfläche.

Über den Basiskalken der Dultfolge und teilweise mit ihnen verzahnd folgen die Schiefer der Dult, die in ihren liegenden Anteilen geringmächtige Einschaltungen von Kalkschiefern und Birdseyekalke zeigen, deren weiße Calcit-erfüllte Schrumpfung-

poren ursprünglich als die Korallengattung *Cladochonus* beschrieben wurden (HERITSCH 1930 a). Die hangendsten Anteile der Dult-Schichten sind in einer Mächtigkeit von mindestens 50 m in Form ebenflächig brechender, dunkler Tonschiefer ausgebildet.

Spärliche Conodontenfaunen aus den hangenden Kalkeinschaltungen der Dult-Schichten (Hangendkalke sensu EBNER 1978 e) deuten auf ein mögliches Alter Namur C —? Westfal A; für die hangendsten Schiefer kann somit ein ? Westfal-Alter angenommen werden. (Ein schlecht erhaltener Pflanzenrest, der aus den Schiefen der Dult stammt, wurde ursprünglich von HERITSCH 1930 a als eine das Westfal anzeigende Calamitenart bestimmt, stellt nach TENCHOV jedoch nur einen nicht näher bestimmbareren Pflanzenrest dar).

Trockenrißbildungen in den Kalkschiefern, Kalkbrekzien, Birdseye-Strukturen, aufgearbeitete Schiefer in Schiefer/Karbonat-Wechselfolgen, Hämatitkrusten und faziell bedingte spärliche Conodontenfaunen weisen auf einen äußerst flachen, örtlich sogar immer wieder trockenfallenden marinen Ablagerungsraum.

Wesentlich und abweichend zu früheren Ansichten ist für die Rannach-Fazies der Nachweis einer lediglich durch Erosionslücken unterbrochenen Schichtfolge bis in den Zeitraum Namur/Westfal.

Die noch mit SCHOUPE 1946 angenommenen gefügeprägenden Phasen (bretonisch und sudetisch) wurden mit Zunahme biostratigraphischer Detailuntersuchungen mit Conodonten immer unwahrscheinlicher, bis sie letztlich nach dem Nachweis der unteren Sanzenkogel-Schichten (NÖSSING 1974 a, b, 1975) und der nur erosionsdiskordanten Auflagerung der Dult-Schichten (EBNER 1977 e) ganz fallengelassen werden mußten.

Daraus ergeben sich für die Auflösung der Interntektonik der Rannach-Fazies neue Aspekte, deren Tragweite erst nach noch durchzuführenden Detailkartierungen abzusehen ist. Die Deckscholle des Höchkogels (CLAR 1932) erwies sich z. B. als eine aufrechte Deckeneinheit, deren Schichtbestand vom Grenzbereich Kanzel-Kalk/Steinbergkalk bis in die Schichten der Dult reicht, die Deckeneinheit des Marxkogels scheint hingegen zumindest zum Teil invers gelagert zu sein (EBNER 1977 d). Weiters zeigten die biostratigraphischen Untersuchungen in der Rannach-Fazies, daß inverse Abfolgen, teilweise infolge isoklinarer Verfallung, weit verbreitet sind (NÖSSING et al. 1978, SURENIAN 1977, BUCHROITHNER et al. 1979).

## Literatur

Neben den in der Arbeit zitierten Literaturstellen wird versucht, die seit FLÜGEL 1975 die Rannach-Fazies betreffende Literatur anzuführen:

- ANGEL, F.: Dolomitsandsteine des Grazer Paläozoikums. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 64/65, 136—149, Graz 1929.
- BECKER, L. P.: Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Steiermark) mit einem Vergleich seiner Position zur nordöstlichen Saualpe (Kärnten). — Carinthia II, 167/87, 113—125, 3 Abb., Klagenfurt 1977.
- BECKER, L. P.: Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt 162, Köflach. — Geol. Bundes-Anst., Wien 1980 (im Druck).
- BOIGK, H.: Zum Bau der Grazer Decken. — Z. dt. geol. Ges., 102, 247—271, Hannover 1951.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: Conodont studies No. 1. Introduction. — Univ. Missouri Stud., 8, 5—17, Columbia/Mo. 1933.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: Conodont studies No. 4. Conodonts from the Bushberg sandstone and equivalent formations of Missouri. — Univ. Missouri Stud., 8, 265—299, Columbia/Mo. 1934.

- BUCHROITHNER, M. F.: Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 108, 77—93, 2 Abb., 1 Taf., Graz 1978.
- BUCHROITHNER, M. F.: Das Paläozoikum von Tobelbad bei Graz. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 109, 63—70, 1 Abb., Graz 1979.
- BUCHROITHNER, M. F., EBNER, F. & SURINIAN, R.: Die Entwicklung der Steinbergkalke (Oberdevon, Grazer Paläozoikum) an ihrer Typuslokalität. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 109, 71—84, 3 Abb., 6 Tab., Graz 1979.
- BUGGISCH, W.: Zur Geologie und Geochemie der Kellerwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (unteres Oberdevon). — Abh. hess. Landesamt. Bodenforsch., 62, 68 S., 19 Abb., 6. Tab., 13 Taf., Wiesbaden 1972.
- CHATTERTON, B. D. E.: Distribution and paleoecology of Eifelian and Early Givetian Conodonts from western and northwestern Canada. — Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap., 15, 143—157, 5 Abb., Waterloo 1976.
- CLAR, E.: Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 70, 1—23, 1 Geol. Karte, Graz 1933.
- CLAR, E., CLOSS, A., HERITSCH, F., HOHL, O., KUNTSCHNIG, A., PETRASCHECK, W., SCHWINNER, R. & THURNER, A.: Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 64/65, 3—28, Karte 1:25.000, Graz 1929.
- EBNER, F.: Der Nachweis von Namur im Paläozoikum von Graz. — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 112, 119—125, Wien 1975.
- EBNER, F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld — ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 37, 3—23, 2 Abb., 5 Tab., 5 Taf., Graz 1976.
- EBNER, F.: Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1976, 65—93, 3 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wien 1977 a.
- EBNER, F.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum von Graz auf Blättern 163, Voitsberg und 164, Graz. — Verh. geol. Bundes-Anst., A 154—156, Wien 1977 b.
- EBNER, F.: Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten. — Jb. geol. Bundes-Anst., 120, 449—493, 1 Abb., 3 Tab., 6 Taf., Wien 1977 c.
- EBNER, F.: Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 107, 35—53, 4 Abb., Graz 1977 d.
- EBNER, F.: Bericht 1976 über stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum von Graz auf Blatt 163, Voitsberg. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1977, A 137—A 138, Wien 1977 e.
- EBNER, F.: Bericht 1976 über stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum von Graz auf Blatt 164, Graz. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1977, A 139—A 141, Wien 1977 f.
- EBNER, F.: Biostratigraphische Untersuchungen im Grazer Paläozoikum (Rannachfazies). — Verh. geol. Bundes-Anst., 1977, A 173—A 174, Wien 1977 g.
- EBNER, F.: Der paläozoische Untergrund in der Bohrung Waltersdorf 1 (S Hartberg, Oststeiermark). — Mitt. Österr. geol. Ges., 68, 5—11, 1 Abb., 2 Tab., Wien 1978 a.
- EBNER, F.: Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich. — Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe Erdwiss. Komm., 3, 179—190, Wien 1978 b.
- EBNER, F.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 163, Voitsberg. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1978, A 128—129, Wien 1978 c.
- EBNER, F.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatt 164, Graz. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1978, A 129—164, Wien 1978 d.
- EBNER, F.: Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz. — Mitt. österr. geol. Ges., 69, 163—196, 7 Abb., 4 Tab., Wien 1978 e.
- EBNER, F.: The Devonian Carboniferous Boundary in Austria. — Abstr., IX. Int. Congr. Carbonif., 1 S., Washington 1979.
- EBNER, F.: Steinbergkalke und Sanzenkogel-Schichten im Kalvarienbergzug W von Gratwein. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 111, 3 Abb., Graz 1980 a.
- EBNER, F.: Conodont Localities in the Surroundings of Graz/Styria. — Abh. Geol. B.A., 35, 100—127, 11 Abb., 8 Tab., 2 Taf., Wien 1980 b.
- EBNER, F. & GRAF, W.: Die erdgeschichtliche Entwicklung des Grazer Raumes. In „850 Jahre Graz“, 19—48, 3 Abb., 2 Tab., Graz (Styria) 1978.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies — Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum) im Raume St. Pankrazen — Großstübing. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 109, 85—95, 2 Abb., 5 Tab., Graz 1979.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Geotraverse B in Austria — Location and Models of Documentation. — IGCP No. 5 Newsletter, 2, 109—120, 7 Abb., 2 Tab., Padua 1980 a.



- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER H.-L.: Führer zu ausgewählten Profilen in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 93—105, 4 Abb., 2 Tab., Graz 1980 b.
- EBNER, F. & WEBER, L.: Erweiterung geochemischer Prospektionsarbeiten von Quecksilbervererzungen in mitteledevonen Serien des Grazer Paläozoikums. — Unveröff. Ber. 16 S., 6 Geol. Karten, Graz/Wien 1980.
- EBNER, F. & WEBER, L.: Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Röttschgraben (Grazer Paläozoikum). — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 108, 95—113, 3 Abb., Graz 1978.
- FENNINGER, A.: Die Fazies der Dolomit-Sandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. — Mitt.-Bl. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum, 42, 285—286, Graz 1975.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. — Mitt. österr. geol. Ges., 69, 109—162, 11 Abb., 8 Tab., 10 Taf., Wien 1978.
- FLAJŠ, G.: Die Mitteldevon/Oberdevon-Grenze im Paläozoikum von Graz. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 124, 221—240, 2 Abb., 4 Taf., Stuttgart 1966.
- FLÜGEL, H.: Die „Sandsteinfazies“ des Mitteldevons von Graz. — Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 94, 45—57, Wien 1956.
- FLÜGEL, H.: 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 88, 51—78, Graz 1958.
- FLÜGEL, H.: Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon- und der Silur/Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. — Prager Arbeitstag. Silur u. Devon 1958, 115—121, Prag 1960.
- FLÜGEL, H. W.: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes. — Maßstab 1:100.000 (Geol. Bundes-Anst.) Wien 1961.
- FLÜGEL, H. W.: Das Paläozoikum von Graz. — Ex.-Führer, 42. Jahrestagung Paläont. Ges., 117—140, 7 Abb., Graz 1972.
- FLÜGEL, H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes (2. Aufl.). — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, Sh. I, 288 S., 47 Tab., 6 Abb., Graz 1975 (cum lit.).
- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variscikums. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977, 659—674, 4 Abb., Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H. W.: Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. — Mitt. Österr. Geol. Ges., 71, Wien 1980 a.
- FLÜGEL, H. W.: *Neaxon* sp. aus der Goniclymenia-Stufe von Gratwein bei Graz. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 111, 2 Abb., Graz 1980 b.
- FLÜGEL, H. & MAURIN, V.: Aufnahmen 1956 auf den Blättern Graz (164), Weiz (165), Passail (134) und Birkfeld (135). — Verh. geol. Bundes-Anst., 1957, 18—21, Wien 1957.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums. — Mitt. geol. Ges. Wien, 63, 142—148, Wien 1971.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums in Österreich. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1972, 187—198, 1 Taf., Wien 1972.
- FLÜGEL, H. & ZIEGLER, W.: Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 87, 25—60, 4 Taf., Graz 1957.
- HANSELMAYER, J.: Der devonische Illit-Schieferton vom Kollerkogel bei Graz. — Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 95, 127—139, Wien 1957.
- HARTMANN, M. et. al.: Oxidation of organic matter in recent marine sediments. — „Meteor“ Forsch. Ergebnisse, C., 12, 74—86, 5 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1973.
- HERITSCH, F.: Eine neue Stratigraphie des Paläozoikums von Graz. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1927, 223—228, Wien 1927.
- HERITSCH, F.: Caradoc, Mitteldevon und Karbon bei Gratwein-Rein (Blatt Köflach-Voitsberg). — Verh. geol. Bundes-Anst., 1930, 136—137, Wien 1930 a.
- HERITSCH, F.: Karbon in der Dult bei Gratwein (Paläozoikum) von Graz. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1930, 160—162, Wien 1930 b.
- HERITSCH, F.: Oberstes Unterdevon und unteres Mitteldevon bei Graz. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 144, 187—197, Wien 1935.
- HÖLLER, H.: Phosphoritknollen im Grazer Paläozoikum. — Mitt.-Bl. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum, 1958/1, 35—36, Graz 1958.
- HOUSE, M. & ZIEGLER, W.: The Goniatic and Conodont sequences in the Early Upper Devonian at Adorf, Germany. — Geologica et Paleontologica, 11, 69—108, 4 Abb., 6 Tab., Marburg/Lahn 1977.
- KODSI, M. G.: Zur Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 415—427, Stuttgart 1967.

- KREBS, W.: Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. — Senckenberg. Leth., 45, 245—284, Abb., Frankfurt/Main 1964.
- KROLL, A. & HELLER, R.: Die Tiefbohrung Afling U 1 in der Kainacher Gosau. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1978, 23—34, 3 Abb., Wien 1978.
- LUTKE, F.: Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Genese der Fliinzfazies im Harz (Givet und Oberdevon). — Z. dt. geol. Ges., 127, 499—508, 4 Abb., Hannover 1976.
- MARCHING, V.: Zur Geochemie rezenter Sedimente des Indischen Ozeans, II. Arabisches Meer, afrikanischer Kontinentalrand und Vergleich mit dem indisch-pakistanischen Kontinentalrand. — „Meteor“ — Forschungsergebnisse, C, 18, 1—35, Stuttgart 1974.
- MEGGENDORFER, I.: Das Paläozoikum der Rannachdecke bei Gratwein. — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 32 S., 1 Geol. Karte, Graz 1944.
- NEUBAUER, F.: Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). — Jb. geol. Bundes-Anst., 122, 455—511, 12 Abb., 8 Taf., 8 Taf., Wien 1979.
- NOSSING, L.: Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. — Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 111, 39—41, Wien 1974 a.
- NOSSING, L.: Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons und Unterkarbons des Grazer Paläozoikums. — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 103 S., 1 Geol. Karte, Graz 1974 b.
- NOSSING, L.: Die Brachiopoden des Silur/Devon-Grenzprofils (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. — Mitt. naturw. Ver. Stmk., 105, 79—92, Graz 1975.
- NOSSING, L., EBNER, F. & FLÜGEL, H. W.: Zur Geologie des Eichkogels bei Rein nordwestlich von Graz. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 107, 81—88, 2 Tab., 2 Abb., Graz 1977.
- PENECKE, K. A.: Das Grazer Devon. — Jb. geol. Reichsanst., 43, 567—616, 6 Taf., Wien 1894.
- PLESSMANN, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westrand der Grazer Bucht. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1954, 295—310, Stuttgart 1954.
- PLODOWSKI, G.: Die Brachiopoden des Silur/Devon-Grenzprofils von Eggenfeld (Grazer Paläozoikum). — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 37, 36—49, 20 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Graz 1976.
- PLUMLEY, W. J., RISLEY, G. A., GRAVES, R. W. jr. & KALFY, M. E.: Energy index for limestone interpretation and classification. In: Classification of carbonate rocks. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, 84—107, 1962.
- POLEGEG, S. & CEIPEK, N.: Geochemische Untersuchung auf Quecksilber bei Stift Rein/Steiermark. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 122, 64—66, Wien 1977.
- ROLLE, F.: Geologische Untersuchungen in dem Theile Steiermarks zwischen Gratz, Obdach, Hohenmauthen—Marburg. — Jb. geol. Reichsanst., 7, 219—250, Wien 1853.
- SANDBERG, C. A.: Conodont Biofacies of Late Devonian *Polygnathus styriacus* Zone in Western United Staates. — Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap., 15, 171—186, 2 Abb., 2 Tab., Waterloo 1976.
- SCHONLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. — Abh. Geol. Bundes-Anst., 33, 124 S., 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien 1979.
- SCHOUPPE, A.: Eine Visé-Transgression am Steinberg bei Graz. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1946, 81—101, Wien 1946.
- STACHE, G.: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. — Jb. geol. Reichsanst., 24, 137—273, Wien 1874.
- SURENIAN, R.: Biostratigraphie und Sedimentologie der Steinbergkalke (Oberdevon) des Steinberges westlich Graz. — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 139 S., 4 Taf., 1 Geol. Karte, Graz 1977.
- SURENIAN, R.: Die Conodontenfauna des Steinbergkalkes (Oberdevon, Paläozoikum von Graz). — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., 108, 121—135, 4 Taf., Graz 1978.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. — Bd. 1, 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.
- TUCKER, M. E.: Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142, 320—350, 24 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1973.
- WEBER, L.: Die Geologie der Umgebung der Blei-Zinklagerstätten von Haufenreith-Arzberg, Burgstall, Peggau-Taschen, Schrems, Thalgraben und Rechberg, Oststeiermark. — Unveröff. Bericht, 49 S., 2 Geol. Karten, Wien 1974.
- WEBER, L.: Die Geologie des Grazer Paläozoikums zwischen Rabenstein, Guggenbach und Deutschfeistritz unter besonderer Berücksichtigung der lithofaziellen Stellung der Blei-Zinkvererzungen. — Unveröff. Ber., 53 S., 1 Geol. Karte, Wien 1975 a.
- WEBER, L.: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Bergbaurevier von Haufenreith und die obertägigen Kartierungsarbeiten in der nordöstlichen Fortsetzung der Lager. — Unveröff. Ber. Wien 1975 b (1975 b).

- WEBER, L.: Zur Geologie des Grazer Paläozoikums zwischen Übelbachtal und dem Stübinggraben unter besonderer Berücksichtigung der stratiformen Blei-Zink- und Pyritvererzungen. — Unveröff. Ber., 67 S., Geol. Karte, Wien 1976.
- WEBER, L.: Die Stellung der stratiformen Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum, beleuchtet an Hand der Lagerstätten Schrems-Rechberg, sowie Kaltenberg-Burgstall (Oststeiermark). — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 38, 123—141, 3 Abb., Graz 1977.
- WEBER, L.: Die geologischen Verhältnisse des Nordostteils des Grazer Paläozoikums unter besonderer Berücksichtigung der Vererzungen. — Unveröff. Ber., 50 S., 2 geol. Karten, Wien 1978.
- WEBER, L.: Fortsetzung von Untersuchungen an Blei-Zinklagerstätten im Bereich von Stiwill-Kher (Steiermark) unter Einbeziehung der Zinnober-Lagerstätte von Gratwein-Eisbach. — Unveröff. Ber., 74 S., 1 Geol. Karte, Wien 1979.
- ZIEGLER, W.: Historical subdivisions of the Devonian. — In: „The Devonian System“, Spec. Pap. Palaeont., 23, 24—47, 7 Abb., London 1979.



Project: Prevariscic and variscic events of the alpine mediterranean mountain belts.

Anschriften der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. Fritz EBNER, Landesmuseum Joanneum, Abt. f. Geologie, Paläontologie und Bergbau, Raubergasse 10, A-8010, Graz, Österreich.

Univ.-Doz. Dr. Alois FENNINGER, Univ.-Doz. Dr. Hans Ludwig HOLZER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.



# Die Geologie des Murauer Raumes — Forschungsstand und Probleme

Franz R. NEUBAUER, Graz

Mit 2 Abbildungen, 1 geol. Karte (als Beilage)\*

## 1. Einleitung

Der Murauer Raum liegt in der „altkristallinen“ Zentralzone der Ostalpen und wird v. a. durch das metamorphe „Murauer Paläozoikum“ gekennzeichnet, welches hier als Nordteil der Gurktaler Decke muldenförmig dem Kristallin auflagert.

Die Erforschungsgeschichte dieses Raumes ist in drei Phasen gliederbar: In einer frühen Phase wurde teils durch Zufallsbeobachtungen teils durch systematische Übersichtsaufnahmen der Stoffbestand einer ersten Gliederung unterworfen. Vom Kristallin der Zentralzone wurden durch HAIDINGER 1845 (fide THURNER 1958) „Übergangskalke“, Tonschiefer und Grauwacken abgetrennt; ROLLE 1854 erkennt das Paaler Konglomerat und setzt es mit dem pflanzenführenden oberkarbonen Königstuhlkonglomerat gleich.

Eine erste, allerdings nicht veröffentlichte Karte dieses Gebietes wurde von GEYER aufgenommen (siehe GEYER 1891a, b), welcher auch als erster — aufbauend auf einem Crinoidenfund in der Grebenze (TOULA 1893) — eine stratigraphische Gliederung des schwachmetamorphen, phyllitischen Altpaläozoikums versucht, indem er z. B. die Grebenzenkalke ins Silur stellt (GEYER 1893).

In der zweiten Erforschungsphase hielt mit TORNUST 1917a, b, 1921 die Deckentheorie Einzug in dieses Gebiet, wobei er v. a. an der Basis des Paläozoikums eine Deckenbahn annimmt. Aber erst durch THURNER wurde zwischen 1929—1975 der gesamte Murauer Raum einer Detailkartierung unterworfen (siehe THURNER 1958 cum lit., 1970 cum lit.) und damit die Grundlagen aller späteren Deutungsversuche geschaffen.

Auf diesen Detailkartierungen aufbauend versucht THURNER einerseits eine Prostratigraphie des Altpaläozoikums und dessen fazieller Aufsplitterung zu geben. Er nimmt — abgesehen von anfänglichen Versuchen (THURNER 1935) — innerhalb des Murauer Paläozoikums durchgehende Profile an, und ist nur mit einer Abscherung des Paläozoikums vom Altkristallin einverstanden.

Auf der anderen Seite wurde bereits von ihm selbst die dritte, bis heute andauernde Entwicklungsphase eingeleitet. 1935 verfolgt er — ausgehend vom Hansnock — einen Streifen fraglich mesozoischer Gesteine (Quarzite — „Quarzkeratophyre“, Rauhacken, Dolomite) bis zur Stolzalpe und betrachtet diese Zone als Basis einer im wesentlichen aus Altpaläozoikum (Metadiabasserie) bestehenden Decke, welche über der ebenfalls altpaläozoischen „Murauer Phyllit-Kalk-Serie“ liegt.

\*Erweiterter Ausschnitt aus der unter der Leitung von Prof. H. W. FLÜGEL angefertigten Manuskriptkarte 1 : 100.000 der Steiermark.

Diese Idee wurde von STOWASSER 1947, 1956 in Zusammenhang mit der Gurktaler Decke des westlichen Gurktaler Raumes gebracht und von TOLLMANN 1959, 1963, 1977 und FLUGEL 1960 in den großregionalen Rahmen eingebaut. Da dieses oben angeführte fragliche Mesozoikum östlich Murau endet, wurde vor allem in der „gelben Serie von Mühlen“ (HABERFELLNER 1933, PLOTENY 1957, THURNER 1964) und im Oberwölzer Dolomit (METZ 1965, Karte) eine denkbare Ostfortsetzung dieses Mesozoikums gesehen.

TOLLMANN arbeitet eine Zweiteilung der Gurktaler Decke in diesem Gebiet heraus (Murauer und Stolzalpentildecke), wobei die Abtrennung der tieferen Murauer Einheit („Murauer Decke“) vom mittelostalpinen Kristallin z. B. von CLAR 1975, SCHÖNLAUB 1979 in Abrede gestellt wird.

Zusätzliche ungelöste Komplikationen wie z. B. die Stellung des Ackerkristallins, welches im Zusammenhang mit mesozoischen Gesteinen und dem Paaler Konglomerat am Westrand der Gurktaler Decke auftritt, und die Frage der Grenze zwischen mittelostalpinem Kristallin und Murauer Paläozoikum veranlaßten weitere Arbeiten, deren bisherige Ergebnisse im folgenden zusammengefaßt werden. Diese Übersicht baut auf Arbeiten von THURNER (v. a. THURNER 1958, 1970) auf und beschränkt sich auf Gebiete mit neueren Ergebnissen.

## 2. Stratigraphische Gliederung

### 2.1. Mittelostalpinen Kristallin

Die Basiseinheit innerhalb des Murauer Raumes bildet „mittelostalpinen Kristallin“. Es setzt sich aus mehreren Einheiten zusammen. Das Liegende bilden nach THURNER 1958 die Wölzer Granatglimmerschiefer, die an der Basis in Hornblendegneise übergehen bzw. mit Granit- und Augengneisen (Ostausläufer der Schladminger Tauern — vgl. THURNER 1976) verbunden sind.

Ein eher tieferes Paket der Wölzer Granatglimmerschiefer ist von Amphibolitzügen durchschwärmt, während zahlreiche Marmorlinsen v. a. das Gebiet des Wadschobers kennzeichnen.

In einer hangenden Position dieser Granatglimmerschiefer treten pigmentierte Granatglimmerschiefer (Kohlenstoffgranatglimmerschiefer nach THURNER) mit mächtigen Marmorzügen, Hornblendegarbenglimmerschiefer usw. auf. Diese Glimmerschiefer bilden vorwiegend im Nordteil des Murauer Raumes die Unterlage des Murauer Paläozoikums.

Die Wölzer Granatglimmerschiefer werden im westlichen Gebiet von einer Gneisplatte (Einachgneise nach HERITSCH 1924) überlagert, die sich im wesentlichen aus variationsreichen Paragneisen zusammensetzt. Nur knapp südlich Kaltwasser im Paalgraben ist ein Granitgneis bekannt, der als Ostausläufer der Bundschuhorthogneise aufgefaßt werden kann (siehe STOWASSER 1956, PISTOTNIK 1980), von denen aus dem Innerkremser Raum Gesamtgesteinsalter bekannt sind:  $372 \pm 28$  (HAWKESWORTH 1976, korrigiert durch SCHARBERT 1979 in SCHÖNLAUB 1979).

Ein deutlich metamorpher Quarzitzug südlich Stadl (mit Hellglimmer- und Biotitneusproßungen) wurde erstmals von THEYER 1969 als Skyth (Semmeringquarzit) gedeutet (siehe auch TOLLMANN 1975, Abb. 1) und wird von NEUBAUER 1980c mit dem Stangalm-Mesozoikum s. str. verglichen. Es handelt sich bei diesen Quarziten um teils gut geschichtete, teils massige, hellgrünliche Quarzite, die an der Basis schrägschichtet sind, mitunter gutgerundete rosa Quarzgerölle führen und an einer

Stelle mit Rauhwacken verknüpft sind. Es ist dies im gesamten Murauer Raum die einzige Stelle, wo die Murauer Decke durch dem Mesozoikum zuordenbare Schichtglieder vom mittelostalpinen Kristallin abgrenzbar ist.

Die Metamorphose dieses Mesozoikums kann wohl im Vergleich mit dem Innerkremser Raum als altalpidisch angesehen werden (Muskowit  $99 \pm 1$  m. y., Biotit  $92 \pm 6$  m. y. nach HAWKESWORTH 1976).

Ob der im allgemeinen als Trias aufgefaßte Hansenock-Dolomit (westlich des Paalgrabens) als Bindeglied zum Flattnitzer Mesozoikum angesehen werden kann, muß mit Vorsicht behandelt werden (siehe BECKER 1980).

## 2.2. Schichtbestand der Murauer Decke

Nach THURNER 1958 (cum lit.) wird das Kristallin mit klarer tektonischer Grenze vom hangenden Murauer Paläozoikum (Murauer Decke) abgegrenzt.

Zu dieser tieferen Decke sind nach den Aufnahmen von THURNER 1929—1958 verschiedene Phyllite (mitunter Granat und Biotit führende) Quarzphyllite und Schwarzphyllite mit Grünschiefer- und Metakieselschieferinlagerungen zu zählen. Aus Metalyditen bei Olach wurden von HERITSCH & THURNER 1932 Graptolithenfunde bekanntgemacht, welche später von verschiedenen Autoren bezweifelt wurden (z. B. JAEGER 1969 cum lit.) und auch nicht mehr auffindbar sind.

Die Schwarzphyllite gehen nach THURNER 1958: 2I in karbonatische Phyllite über, die schließlich in die Murau-Kalke (vorwiegend Bänderkalke, Kalkmarmore, selten Dolomite) überleiten.

Hinzuweisen ist auf ein weiteres charakteristisches Schichtglied der Murauer Decke, nämlich auf Epidot- und Chloritphyllite mit quarzitischen Lagen und Prasiniten (siehe THURNER 1929, 1958), die tektonisch teils über, teils unter dem Murau-Kalk liegen. Ob sie eventuell als stratigraphische Fortsetzung (Karbon?) des Murau-Kalkes betrachtet werden können, oder eine eigenständige tektonische Rolle spielen, soll durch derzeit laufende Untersuchungen geklärt werden.

Durch SCHÖNLAUB 1979 konnte im Gebiet der Stolzalpe in Bänderkalken ein altpaläozoisches Alter (Silur — Unterdevon) nachgewiesen werden, während durch NEUBAUER 1980a nördlich des Kreischberges ein Profil mit verschiedenen Schwarzphylliten, Grüngesteinen, Kieselschiefern als Murau-Gruppe bekanntgemacht wurde (siehe Abb. 1), wovon ein Dolomithorizont im Hangenden dieser Folge bereits durch EBNER et al. 1977 in das hohe Silur bis Unterdevon eingestuft werden konnte.

Von Interesse ist das Auftreten von Uralitdiabasstöcken in den Kalkmarmoren des Pleschaitz NE Althofen (vgl. THURNER 1958 cum lit.), wobei diese Kalkmarmore wohl als zeitliches und tektonisches Äquivalent des Murau-Kalkes anzusehen sind (siehe NIEDERL 1980).

Schwierig ist das Verhältnis der „gelben Serie von Mühlen“ zum Schichtbestand der Murauer Decke zu interpretieren. Seit HABERFELLNER 1933 wird für sie ein mesozoisches Alter diskutiert (siehe PLOTENY 1957, TOLLMANN 1959, 1963, 1977, FLÜGEL 1960, 1964, THURNER 1964). Andererseits zeigt sie nach THURNER 1964 Übergänge zu grauen Bänderkalken des Murauer Typus sowie zu Graphitphylliten (mündl. Mitteilung J. PISTOTNIK). Diese „gelbe Serie“ setzt sich nach THURNER 1964, 1970 aus gelben Dolomiten, Porenquarziten, limonitischen Kalken und Dolomiten zusammen und könnte auch im Vergleich mit dem Dolomitsandstein des Grazer Paläozoikums als vorwiegend unterdevonisches Schichtglied gesehen werden (PLOTENY 1957, THURNER 1970). Dafür spricht auch der Vergleich mit der unterdevonischen

Schichtfolge des Adelsberges (siehe Kap. 2.4.), welche allerdings über der mit der Metadiabas-Gruppe vergleichbaren Schichtfolge des Kreuzecks NW Neumarkt liegt.

Zur Gliederung der Murauer Decke im Gebiet um Oberwölz siehe NIEDERL 1980.

### 2.3. Ackerlkristallin und Permotrias in zentralalpiner Fazies

Das seit GEYER 1891a bekannte Ackerlkristallin wurde zuletzt von NEUBAUER 1980c kurz dargestellt und in den Ackerlgneis-Komplex und in den Ackerlglimmerschiefer-Komplex untergliedert.

Der Ackerlglimmerschiefer-Komplex (teilweise biotit- und granatführende Glimmerschiefer) beinhaltet wenige Epidotamphibolit- und porphyroidähnliche Metavulkanitlinsen und könnte eventuell als Altpaläozoikum aufzufassen sein. Die Glimmerschiefer werden von metablastischen Gneisen überlagert, welche durch Plagioklasblastese gekennzeichnet sind und manchmal Staurolith führen.

Dieses Ackerlkristallin wird von NEUBAUER 1980c als Basis der Permotriasspäne dieses Raumes aufgefaßt. Ein Normalprofil dieser Permotrias setzt sich aus 0—30 m mächtigem, violettem Alpinem Verrucano (mit Kalkkonglomeraten), bis mindestens 60 m mächtigem Semmeringquarzit, Sandkalken und geringmächtigen Dolomitspänen zusammen.

Ähnlich ist auch der Permotriassstreifen um Murau aufgebaut (violette Schiefer, Brekzien, Quarzit, Sandkalk und Rauhwacken). Ob hier auch noch Dolomite und Bänderkalke der höheren Mitteltrias vorhanden sind, muß nach letzten Erfahrungen in Frage gestellt werden (NEUBAUER 1979). Andererseits scheint es doch Stellen zu geben, wo eventuell permische (?) helle Metavulkanite mit dieser Permotrias in Verbindung stehen (Straße Murau — St. Lambrecht).

### 2.4. Schichtbestand der Stolzalpendecke — Altpaläozoikum

Am weitesten ist die stratigraphische Auflösung der Stolzalpendecke im westlichen Murauer Raum gediehen.

Als stratigraphisch tiefste Einheit ist innerhalb der Stolzalpendecke die sogenannte Metadiabas-Gruppe zu betrachten. Sie setzt sich nach THURNER 1929, 1936, 1958, 1970 aus verschiedenen Metabasitkörpern (vorwiegend „Metadiabase“ mit Pyroxenrelikten) und „Keratophyren“ (kataklastisch) umgeschieferter Augengneis nach THURNER 1936, bzw. biotitisierter Amphibolit nach THURNER 1958) und v. a. reich entwickelten, weit verbreiteten Metatuffen und -tuffiten zusammen. Letztere wechseln im Profil wie lateral mit grauen und violetten phyllitischen Tonschiefern.

Bei den Metabasiten handelt es sich nach Spurenelementuntersuchungen (KOLMER 1978) vorwiegend um „within plate basalts“ (Ozeaninsel — oder kontinentale Basalte).

Eine direkte Einstufung der Metadiabas-Gruppe ist bisher nicht gelungen. Jedoch scheint es auf Grund der stratigraphischen Zusammenhänge im Profil „Auen“ (vgl. Abb. 1) wahrscheinlich zu sein, daß sie ins Ordovicium zu stellen ist.

Die stratigraphisch höheren Schichtglieder lassen innerhalb der Stolzalpendecke eine markante Faziesdifferenzierung im Silur und Unterdevon erkennen:

a) Karbonatische Fazies: Eine fast rein karbonatische Faziesentwicklung wurde in zwei Gebieten näher untersucht: Das Profil von Rinegg (siehe Abb. 1) scheint direkt mit der Metadiabas-Gruppe verbunden zu sein, ohne Zwischenschaltung von klastischen Sedimenten (vgl. NEUBAUER 1979). Neben einem nicht näher datierten Dolomithorizont (höheres Ordoviz? analog zu Auen — siehe unten) konnte hier der Mittlere Auen-Dolomit mit obersilurisch-unterdevonischen Conodonten nachgewiesen werden.



Sie gehen in violette Flaserkalke über (Unterdevon nach Conodonten). Die Schichtfolge setzt sich mit einem Dolomithorizont des Prag/Zlichovs fort (*dehiscens-* und *gronbergi-Zone*). Bemerkenswerterweise leitet dieser Dolomit in basische Metatuffe über. Dazu kommt ein mitteldevonischer bzw. tiefoberdevonischer Dolomit, der direkt in geringmächtige Schiefer und Sandsteine überleitet.

Ein weiteres näher untersuchtes Gebiet („Auen“, siehe Abb. 1) zeigt einen Übergang der Metadiabas-Gruppe in mehr als 100 m (?) mächtige Schiefer und Sandsteine (Golzeck-Schiefer), welche geringmächtige Kieselschiefer und crinoidenführende, graphitische Kalke als linsenartige Einschaltungen beinhalten. Eine Dolomitlinse lieferte eine kleine, schlecht erhaltene Conodontenfauna des hohen Ordoviz bis Llandovery. Diese Schiefer gehen in Quarzporphyre bzw. Quarzporphyrtuffe (rhyolithischer bis alkalirhyolithischer Chemismus) über.

Es folgen Dolomite des hohen Ordoviz (Unterer Auen-Dolomit), echinodermatenführenden Dolomite der Mittleren Augen-Gruppe (hohes Wenlock bis Pridoli, eventuell tieferes Unterdevon), zu der auch helle Metaaschentuffe und geringmächtige Metapsammite zu rechnen sind. Helle Kalkmarmore und bunte Flaserkalkmarmore, ein geringmächtiger Dolomit und graue Bänderkalke (tieferes Mitteldevon) wurden von NEUBAUER 1980a unter dem Begriff Haider-Marmor zusammengefaßt. Es folgen noch ca. 8 m mächtige Dolomite des Frasn.

Das gesamte Karbonatprofil dürfte in seinem vorwiegend karbonatischen Anteil 60 m nicht überschreiten und unterscheidet sich vom Profil „Rinegg“ v. a. durch das Auftreten von Schiefen, Sandsteinen und Quarzporphyren zwischen der Metadiabas-Gruppe und der Karbonatfolge.

b) Dieser Entwicklung steht im Silur/Unterdevon ein stark sandiger Faziesbereich gegenüber. In der Umgebung der Prankerhöhe wurde diese Folge dreigeteilt (NEUBAUER 1980a). Die biostratigraphisch nicht eingestuftes Schattloch-Phyllite können auf Grund geringmächtiger Linsen heller Metavulkanite — Metaandesite und Metakeratophyre — wohl in das Ordoviz gestellt werden.

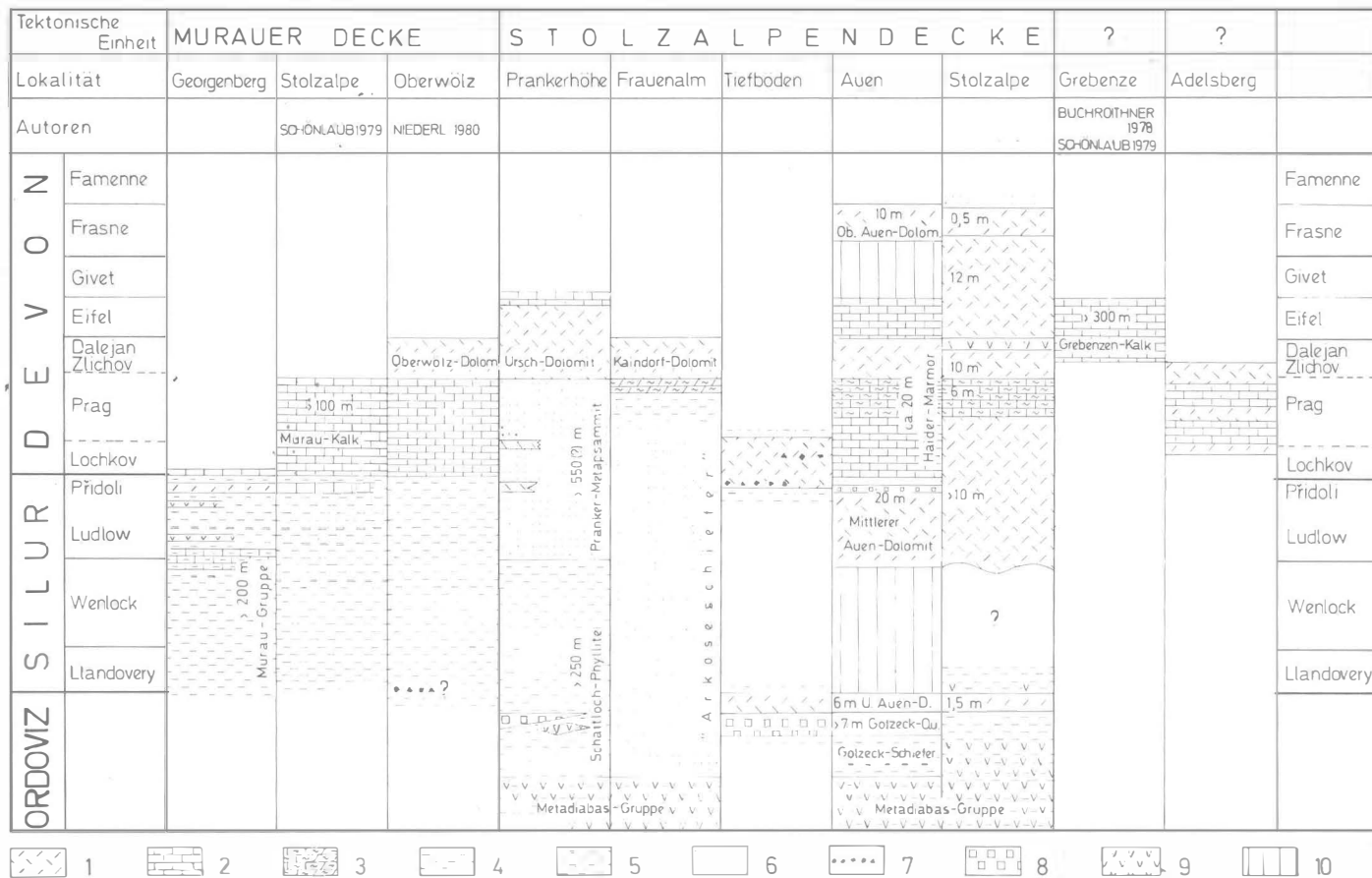
Aus den Phylliten gehen mehrere 100 m mächtige Metapsammite hervor, die einen Dolomithorizont des hohen Silurs (*crispa-* bis tiefere *eosteinhornensis-Zone*) sowie einen des tieferen Pragens beinhalten, und somit in das Silur und Unterdevon eingestuft werden können.

Mit einem abrupten Übergang folgt der Ursch-Dolomit, der nach Conodontenfaunen den Zeitraum von der *dehiscens-Zone* (Grenze Prag/Zlichov) bis zur *kockelianus-Zone* (mittleres Eifelium) umfaßt.

Ein zeitliches Äquivalent zu diesem Ursch-Dolomit stellt der Kaindorf-Dolomit dar (westlich Murau), der sich v.a. durch bunte Flaserdolomite und Schiefereinlagerungen unterscheidet.

Mit dieser klastischen Folge vergleichbare Schichtfolgen finden sich im Gebiet zwischen Grebenze und Frauenalm, wobei die Metadiabas-Gruppe stets das tektonisch Hangende bildet und die „Arkoseschiefer“ überlagert. Es ist noch ungeklärt, ob diese Metapsammite in diesem Gebiet dem hohen Ordoviz (Golzeck-Schiefer) und/oder dem Pranker-Metapsammit entsprechen.

Weiter östlich tritt der in seiner tektonischen Zuordnung noch ungeklärte Grebenzen-Kalk auf (vgl. THURNER 1958, 1970, EBNER 1975, EICHER 1976). Auf Grund der stratigraphischen Erfahrungen im Gebiet weiter westlich scheint es möglich, daß der Grebenzen-Kalk als stratigraphisch Hangendes der Phyllite und Arkoseschiefer der Grebenzenostseite aufzufassen ist oder aber der Quarz- und Graphitphyllite der Grebenzenwestseite (BUCHROITHNER 1978, SCHÖNLAUB 1979).



Auf eine lithologische Zweigliederung innerhalb des Grebenzen-Kalkes wurde bereits von THURNER 1958, 1970 hingewiesen (liegend dunkle, plattige Kalke, hangend helle, massige Kalke). SCHÖNLAUB 1979 macht auf die trotz schwacher Metamorphose noch erkennbare reichhaltige Gliederung des Grebenzen-Kalkes mit häufig crinoidenführenden Kalken, Kalkmarmoren, hellen und rötlichen Flaserkalken, plattigen, schwarzen Kalken wie auch seltenen Dolomitbänken aufmerksam.

Aus dem Grebenzen-Kalk beschreibt bereits TOULA 1893 Crinoiden der Gattung *Cupressocrinus* sp. Stratigraphisch verwertbare Faunen wurden jüngst durch BUCHROITNER 1978 (Conodonten des Oberems) und SCHÖNLAUB 1979 (tiefmitteldevonische Conodonten sowie ein Tentakulitenrest und glattschalige Ostracoden) bekannt gemacht. SCHÖNLAUB verweist auch auf die zeitlichen und faziellen Beziehungen zwischen Grebenzen-Kalk und Althofener Gruppe (SCHÖNLAUB 1971).

Unklar ist auch die tektonische Stellung des Karbonatkomplexes des Adelsberges (östlich Neumarkter Sattel). Er liegt über der Metadiabas-Gruppe des Kreuzecks und geringmächtigen verschuppten Graphitphylliten. Die Schichtfolge mit hellen, teilweise karbonatischen Quarziten, gelben und blaugrauen Dolomiten sowie dunklen Kalkphylliten und plattigen Bänderkalken wurde von THURNER nicht mit dem Grebenzen-Kalk gleichgesetzt, sondern in Beziehung zur „gelben Serie von Mühlen“ gebracht. Aus diesem stark verfalteten Karbonatkomplex konnten Conodontenfaunen des Unterdevons bekanntgemacht werden (NEUBAUER 1979, 1980b). Auf die Beziehung zur „gelben Serie“ weisen besonders auch Bänderkalke am Westabfall des Adelsberges hin, welche mit gelben, porig anwitternden, limonitischen und mergeligen, rauhwasenartig anwitternden Kalken in Zusammenhang stehen. Diese Bänderkalke können durch das gemeinsame Vorkommen von *Polygnathus* sp. und typischen obersilurisch-unterdevonischen ozarkodiniformen und spathognathodiformen Elementen in das Zlichov bis Dalejan eingestuft werden.

Dieses Altpaläozoikum der Stolzalpendecke weist auf Verbindungen zu anderen oberostalpinen Faziesräumen hin. So dürften die Eisenhutschiefer (vgl. HÖLL 1970) faziell etwa zwischen der karbonatbetonten und klastischen Faziesentwicklung des Murauer Raumes stehen.

Wie bereits von FLÜGEL 1977 postuliert, schließt die karbonatbetonte Fazies im zeitlichen Umfang, in ihrer Lückenhaftigkeit (Fehlen? des tieferen Silurs und Givets), in der geringen Mächtigkeit sowie dem Auftreten von oberordovizischen Quarzporphyren, rötlichen Flaserkalken des Pragiums v. a. an ähnliche Schichtfolgen der Grauwackenzone (vgl. SCHÖNLAUB 1979 cum lit.) wie auch an die Althofener Fazies des Mittelkärntner Raumes an (vgl. SCHÖNLAUB 1971, BUCHROITNER 1979). Wichtig sind auch Beziehungen zum Grazer Paläozoikum, auf die v. a. der sandige Einfluß im Unterdevon (vgl. FLÜGEL 1975 cum lit., FENNINGER & HOLZER 1978), das Hinaufreichen des Vulkanismus bis in das Unterdevon, der Faziesumschlag von klastischer zu karbonatischer Sedimentation im Unterdevon hinweisen (vgl. SCHÖNLAUB 1979).

---

Abb. 1: Tabelle des biostratigraphisch eingestuften Altpaläozoikums im Murauer Raum. Man beachte, daß die stratigraphische Einordnung einzelner Schichtglieder nur auf wenigen Conodontenfundpunkten in Karbonatgesteinen beruht (z. B. Murauer Decke mit 6 verwertbaren Fundpunkten), und daß die Grenzen der einzelnen Schichtglieder nicht exakt eingestuft sind.

Legende: 1 — Dolomit, 2 — Kalk (marmor), 3 — bunter Flaserkalk, 4 — Schiefer, 5 — Kieselschiefer, 6 — Sandstein, 7 — Geröllhorizont, 8 — saurer Metavulkanit, 9 — basischer Metavulkanit, 10 — vermutete Schichtlücke.

## 2.5. Jungpaläozoikum (der Stolzalpendecke?)

Westlich des Trogshartenbruches findet sich eine lithostratigraphisch dem Jungpaläozoikum zuzuordnende Schichtfolge. Sie zeigt zwar nirgends eine unmittelbare transgressive Verknüpfung mit dem Altpaläozoikum der Stolzalpendecke, kann aber wie im Gebiet um Turrach-Kleinkirchheim mit diesem Altpaläozoikum zur „Gurktaler Masse“ zusammengefaßt werden (vgl. PISTOTNIK 1980 cum lit.).

Dieses Jungpaläozoikum zeigt eine Dreigliederung:

a) **Paaler Konglomerat** (ROLLE 1854): Es wird nach NEUBAUER 1978, 1980c etwa 180 bis 200 m mächtig und setzt sich fast nur aus Konglomeraten und Brekzien mit durchschnittlichen Korngrößen von 2—6 cm zusammen. Erst im Übergang zu den hangenden Werchzirmschichten findet sich eine reichhaltigere Lithologie mit wechsellagernden grauen Glimmersandsteinen, Schiefen, Quarzfeinbrekzien und gut gerundeten Grobkonglomeraten (Durchmesser bis 35 cm).

Das Paaler Konglomerat wird zeitlich mit den pflanzenführenden Konglomeraten des westlichen Gurktaler Raumes gleichgesetzt, welche Westfal D (?) bis Stefan umfassen (TENCOV 1978 cum lit.).

b) **Werchzirmschichten** (Unterperm nach TOLLMANN 1977, Mittelperm nach FLÜGEL 1978): VON THEYER 1969 wurden erstmals Rotschichten aus diesem Raum beschrieben und mit den Werchzirmschichten gleichgesetzt. Sie bestehen hier aus rötlichen, grauen und gelben Schiefen, Glimmersandsteinen, fanglomeratartigen Brekzien usw. und dürften nur wenige Zehnermeter mächtig werden.

c) **Violette Schiefer und Sandsteine**: Die Werchzirmschichten gehen nördlich der Riegleralm in 3—4 m mächtige, violette Schiefer und schwach karbonatische Sandsteine über.

## 3. Tektonische Gliederung

Bereits von STOWASSER 1956 wurde die Abtrennung einer höheren Deckeneinheit („Gurktaler Decke“) vom mittelostalpinen Kristallin und dem tieferen Murauer Paläozoikum endgültig vorgenommen. TOLLMANN 1959, 1963 zählt dieses tiefere Murauer Paläozoikum als „Murauer Teildecke“ ebenfalls zur Gurktaler Decke und stellt sie der höheren „Stolzalpenteildecke“ gegenüber.

Die Neubearbeitungen erhärten v. a. diese tektonische Zweigliederung des Murauer Paläozoikums, lassen aber wegen zahlreicher neu auftauchender Fragen noch keine Darstellung eines allgemeingültigen tektonischen Bauplanes des Murauer Raumes zu.

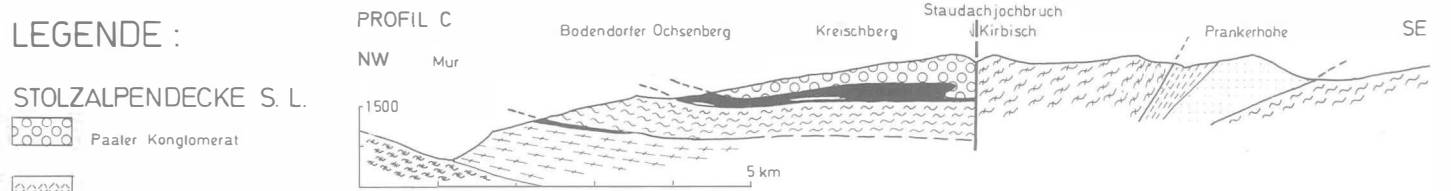
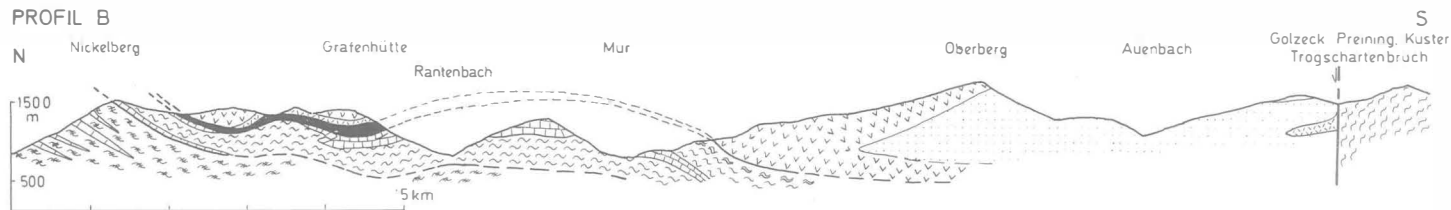
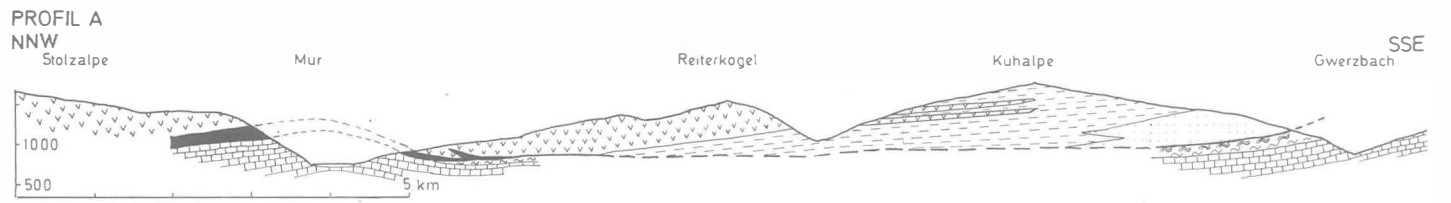
Am besten sind die Verhältnisse westlich Murau bekannt. Hier wurde durch NEUBAUER 1980c ein komplexer Deckenbau dargestellt und im Rahmen der westlichen Gurktaler Decke diskutiert (siehe Abb. 2a).

Demnach läßt sich gegenüber älteren Darstellungen die Murauer Decke über den Trogshartenbruch weiter gegen W verfolgen. Durch die Zwischenschaltung der Skyth(?) - Quarzite und Rauhwacken kann die Abtrennung einer Murauer Decke hier als gesichert angesehen werden.






Problematisch ist die südliche Fortsetzung dieser Murauer Decke, die möglicherweise die stratigraphische Basis des Hansnockdolomites bilden könnte (siehe BECKER 1980), ähnlich der Situation im Gebiet um Flattnitz (vgl. PISTOTNIK 1980).

Östlich des Trogshartenbruches kann die Murauer Decke zwar klar von den Wölzer Granatglimmerschiefen abgetrennt werden (vgl. THURNER 1958), jedoch fehlen hier mesozoische Zwischenschaltungen. Dies veranlaßte verschiedene Autoren, diese Murauer Einheit als Hangendes des mittelostalpinen Kristallins anzusehen

Abb. 2: Vereinfachte Profile des westlichen Murauer Raumes (erwas verändertert nach THURNER 1958, 1961, SCHÖNLAUB 1979, bzw. nach NEUBAUER 1980c).



**LEGENDE :**  
**STOLZALPENDECKE S. L.**

-  Paaler Konglomerat
-  Auen-Gruppe lohne Golzeck-Sch
-  Metapsammite i. a., Pranker-Meta-psammite, Golzeck-Schiefer
-  Phyllite (tw. unbekanntes Alters)
-  Metadiabas-Gruppe

- ACKERLDECKE**
-  Alpiner Verrucano, Semmering-quarzit, Sandkalk, Rauhwacken
  -  Ackerkristallin

- MURAUER DECKE**
-  Murau-Kalk
  -  Kieselschiefer
  -  (Schwarz-, Karbonat-)Phyllite

- MITTELSTALPIN**
-  Einachgneis
  -  Marmor
  -  Wölzer Granatglimmerschiefer

--- Überschiebung

(CLAR 1975, SCHÖNLAUB 1979). Jedoch fehlen v. a. nähere großräumige Metamorphoseuntersuchungen, welche eventuell einen Metamorphosesprung an dieser Grenze belegen würden (siehe jedoch NIEDERL 1980).

Die Murauer Decke zeigt um Murau einen sehr komplizierten Internbau mit teils aufrechten, teils inversen Schichtfolgen, was wohl am ehesten durch liegende Falten aufzulösen ist (vgl. THURNER 1958).

Völlig ungeklärt sind die tektonischen Verhältnisse zwischen Blasenkogel — Teufenbach — Westseite der Grebenze, wo der von W heranreichende Murau-Kalk etwa im selben Niveau liegt wie der Grebenzen-Kalk.

Klarer sind die Verhältnisse an der Südseite der Grebenze, wo nach THURNER 1958, 1970, 1977, BECK-MANNGETTA 1959, 1960 doch eine sichere Trennung zwischen Grebenzen-Kalk und den Bänderkalken (Murau-Kalk) durchzuführen ist.

Im Neumarkter Gebiet ist wohl der Basisanteil mit „gelber Serie“, Murau-Kalken, Graphitphylliten und Kalk-Chlorit-Albit-Phylliten der Murauer Decke zuzurechnen, während die Äquivalente der Metadiabas-Gruppe am Kreuzeck sowie die Phyllite und Arkoseschiefer an der Ostseite des Grebenzenstockes als typische Schichtglieder der Stolzalpendecke zu bezeichnen sind. Es scheint sehr wahrscheinlich, daß auch hier eine tektonische Zweiteilung des Murauer Paläozoikums vorhanden ist (vgl. dazu TOLLMANN 1963).

Im zentralen Murauer Raum ist die Abtrennung der Stolzalpendecke durch zwischengeschaltete Mesozoikumsspäne eindeutig gegeben.

Soweit es die bisherigen stratigraphischen Arbeiten erlauben, liegt die Stolzalpendecke westlich der Grebenze invers (NEUBAUER 1979, 1980a; SCHÖNLAUB 1979). Unter Zuhilfenahme der neuen stratigraphischen Daten ist die Grenze zwischen Murauer und Stolzalpendecke auch im Gebiet zwischen Mur- und Metnitztal erklärbar. Und zwar müßte sie hier zwischen den Graphitphylliten im Liegenden und invers liegenden Arkoseschiefern im Hangenden gezogen werden (vgl. BECK-MANNGETTA 1959, 1960, THURNER 1961).

Welche Stellung der Grebenzen-Kalk, der als höchstes Schichtglied auf verschiedenartiger Unterlage liegt, einnimmt, ist unsicher. Verschiedene Autoren weisen auf die Möglichkeit einer stratigraphischen Verbindung mit den unterlagernden Phylliten hin. Dabei ist jedoch zu beachten, daß nach THURNER an der Westseite der Grebenze Graphitphyllite und Kieselschiefer (Murauer Decke?) auftreten, während die Ostseite durch Phyllite, Arkoseschiefer usw. (Stolzalpendecke) gekennzeichnet ist.

Altpaläozoische Anteile der Stolzalpendecke sind auch westlich des Trogschartenbruches vorhanden („Pranker-Gruppe“), welche hier nach NEUBAUER 1980c auf Äquivalenten der Murauer Decke zu liegen scheint.

In einem kleinen Bereich zwischen hinterem Lorenzengraben und Löwgraben lagert der Pranker-Gruppe ein Konglomeratrest (Oberkarbon?) auf, wodurch das Ackerlkristallin als eigene Decke abgetrennt werden muß.

Unter dem Begriff Ackerldecke werden von NEUBAUER 1980c Ackerlkristallin und Permotriasspäne in zentralalpiner Fazies zusammengefaßt. Diese Ackerldecke lagert nördlich des Staudachjochbruches der Murauer Decke auf und ist intern stark in Schuppen zerlegt, welche teils aufrecht, teils invers liegen. Diese Decke dünnt gegen W zunehmend aus und wird diskordant vom Jungpaläozoikum der Paaler Schuppe (Paaler Konglomerat, Werchzirmschichten) überdeckt. Beide Decken sind offenbar im westlichen Gebiet miteinander verschuppt (siehe BECKER 1980, Beileitungsstollen Turrach — Paalgraben).

Die Entstehung dieses Deckenbaues mit Murauer Decke, Stolzalpendecke, Ackerldecke ist wohl am ehesten in einem mehrphasigen Entwicklungsmodell erklärbar, wie es von TOLLMANN 1975 für die westlichen Gurktaler Alpen gegeben wurde, welches allerdings auf Grund neuerer Ergebnisse (vgl. PISTOTNIK 1980) zu modifizieren wäre.

## Literatur

- BECKER, L. P.: Kraftwerk Bodendorf der STEWEAG. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 129—137, Graz 1980.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Jb. Geol. B.-A., 102, 313—352, 1 Abb., 4 Taf., Wien 1959.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. — Int. Geol. Congr., XXI. Sess., Norden, XIII, 418—430, 1 Abb., Kopenhagen 1960.
- BUCHROITHNER, M. F.: Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 77—93, 2 Abb., 3 Taf., Graz 1978.
- BUCHROITHNER, M. F.: Biostratigraphische und fazielle Untersuchungen im Paläozoikum von Mittelkärnten. — Carinthia II, 169/89, 71—95, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Klagenfurt 1979.
- CLAR, E.: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. — Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1, 187—198, 2 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1975.
- EBNER, F.: Die Geologie der Grebenzen. — Natur+landschaft+mensch, 1975/1, 1—7, Graz 1975.
- EBNER, F., NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Vorbericht über stratigraphische Untersuchungen im Altpaläozoikum südlich und westlich von Murau. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1977, 41—45, Wien 1977.
- EICHER, H.: Die Entwässerung des Grebenzenkalkstockes und seine Neukartierung im Kärntner Bereich. — Carinthia II, 1966/86, 151—161, 5 Abb., Klagenfurt 1976.
- FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1960, 202—220, 1 Abb., Stuttgart 1960.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 401—443, 5 Abb., Wien 1964.
- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977, 659—674, 4 Abb., Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H. W.: Some Remarks to the Postvariscic Transgressions and the Age of the Variscic Phases in the Alps. — Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 3, 171—177, 1 Abb., Wien 1978.
- FRITSCH, W.: Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke. — Veröff. Haus Natur Salzburg, 16, N. F., H. 3, 1—27, 1 Taf., Salzburg 1965.
- GEYER, G.: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des Spezialkartenblattes Murau (Zone 17, Cl. X, Steiermark). — Verh. Geol. R.-A., 1891, 108—120, Wien 1891a.
- GEYER, G.: Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberen Murthale (Phyllitmulde von Murau und Neumarkt). — Verh. Geol. R. A., 1891, 352—362, Wien 1891b.
- GEYER, G.: Über die Stellung der altpaläozoischen Kalke der Grebenze in Steiermark zu den Grünschiefern und Phylliten von Neumarkt und St. Lambrecht. — Verh. Geol. R.-A., 1893, 406—415, Wien 1893.
- HABERFELLNER, E.: Das Alter der Vererzung am Hüttenberger Erzberg, Kärnten. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1933, 61—63 Wien 1933.
- HAWKESWORTH, C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. — Contr. Mineral. Petrol., 54, 225—244, 6 Abb., Berlin 1976.
- HERITSCH, F.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark XIV. Gesteine aus dem oberen Murgebiete. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 60, 12—24, 8 Abb., Graz 1924.
- HERITSCH, F. & THURNER, A.: Graptolithenfunde in der Murauer Kalk-Phyllitserie. — Verh. Geol. B.-A., 1932, 92—93, Wien 1932.
- HOLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 201—224, 4 Abb., Stuttgart 1970.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 173—177, Wien 1969.
- KOLMER, H.: Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 31—43, 5 Abb., 2 Tab., Graz 1978.

- METZ, K.: Grundzüge des geologischen Baues der Steiermark. — In: SUTTER, B. (Ed.): Die Steiermark, Land, Leute, Leistung, 25—73, 33 Abb., 4 Tab., 1 Karte, Graz (Styria) 1965.
- NEUBAUER, F.: Geologische Untersuchungen am Nordrand der Gurktaler Decke im Bereich des Ostabschnittes der Paaler Konglomerate (Lorenzengraben südwestlich Murau, Steiermark). — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 263 S., 70 Abb., 18 Tab., 5 Taf., 12 Beilagen, Graz 1978.
- NEUBAUER, F. R.: Zum Alter von Dolomiten auf der Stolzalpe bei Murau und am Adelsberg bei Neumarkt (Stmk.). — Anz. Österr. Akad. Wiss., 1979, 116—119, Wien 1979.
- NEUBAUER, F. R.: Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). — Jb. Geol. B.-A., 122 (1979), 455—511, 12 Abb., 8 Tab., 6 Taf., Wien 1980a.
- NEUBAUER, F. R.: Bemerkungen zum Paläozoikum von Neumarkt. — In: THURNER, A. & HUSEN, D. v.: Erläuterungen zu Blatt 160 Neumarkt in Steiermark, 16—18, Wien (Geol. B.-A.) 1980b (im Druck).
- NEUBAUER, F. R.: Zur tektonischen Stellung des Ackerkrystallins (Nordrand der Gurktaler Decke). — Mitt. Österr. Geol. Ges., 1980c (im Druck).
- NIEDERL, R.: Zur Geologie des Raumes Oberwölz und des Pleschaitz N-Abfalles (Murauer Paläozoikum). — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau, Landesmus. Joanneum, 41, 81—83, 1 Abb., Graz 1980.
- PISOTNIK, J.: Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). — In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, Wien (Springer) 1980 (im Druck).
- PLOTENY, P.: Zentralalpines Mesozoikum bei Neumarkt in Steiermark? — Karinthin, 34/35, 206—208, Klagenfurt 1957.
- ROLLE, F.: Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichen Teiles von Obersteiermark. — Jb. Geol. R.-A., 332—369, 4 Abb., Wien 1854.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Althofener Gruppe — eine neue biostratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971, 288—305, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1971.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. — Abh. Geol. B.-A., 33, 1—124, 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien 1979.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). (Vorläufige Mitteilung). — Verh. Geol. B.-A., 1945, 199—214, Wien 1947.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). — Jb. Geol. B.-A., 99, 75—199, 11 Abb., 2 Taf., Wien 1956.
- TENCOV, V.: Stratigraphy of the Carboniferous from Stangalps, Austria. — Geologica Balcanica, 8, 1, 1978, 105—110, Sofia 1978.
- THEYER, P.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Paal- und Lorenzengraben (Oberes Murtal, Steiermark). — Unveröff. Diss. Univ. Wien, 146 S., 55 Abb., 5 Beil., Wien 1969.
- THURNER, A.: Geologie der Stolzalpe bei Murau. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 64/65, 101—134, 2 Beil., Graz 1929.
- THURNER, A.: Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 144, 199—229, 26 Abb., Wien 1935.
- THURNER, A.: Geologie der Frauenalpe bei Murau. — Jb. Geol. B.-A., 86, 303—336, 8 Abb., 1 Taf., Wien 1936.
- THURNER, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau 1:50.000, zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. — Geol. B.-A., 106 S., 24 Abb., Wien 1958.
- THURNER, A.: Die Geologie des Gebietes zwischen Neumarkter und Perchauer Sattel. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 168, 7—25, 1 Abb., Wien 1959.
- THURNER, A.: Das Phyllitgebiet südlich Murau. — Verh. Geol. B.-A., 1961, 134—155, 1 Taf., Wien 1961.
- THURNER, A.: Die fragliche Trias um Mühlen bei Neumarkt/Steiermark. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 515—538, Taf. 1, Wien 1963.
- THURNER, A.: Die Geologie des Gebietes Neumarkt/Steiermark — Mühlen. — Jb. Geol. B.-A., 113, 1—72, 5 Abb., 2 Taf., Wien 1970.
- THURNER, A.: Geologie der Niederen Tauern Südabfälle vom Preber bis Oberwölz. — Mitt. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum, 43, 1—34, 18 Abb., Graz 1976.
- THURNER, A. & HUSEN, D. v.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 160 Neumarkt in Steiermark. — Wien (Geol. B.-A.) 1978.



- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1—62, 1 Taf., Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., 23 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 150, 19—43, 7 Abb., Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. — 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.
- TORNQUIST, A.: Die Deckentektonik der Murauer und der Metnitzer Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Beil.-Bd., 41, 93—148, 6 Abb., Taf. 3—4, Stuttgart 1917a.
- TORNQUIST, A.: Die westliche Fortsetzung des Murauer Deckensystems und ihr Verhältnis zum Paaler Carbon. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 126, 155—176, 1 Abb., Wien 1917b.
- TORNQUIST, A.: Ein „Fenster“ des Tauerndeckensystems inmitten der Murauer Granatglimmerschieferdecke südlich des Preber. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 130, 329—344, 1 Abb., Wien 1921.
- TOULA, A.: Die Kalke der Grebenze und des Neumarkter Sattels in Steiermark. — N. Jb. Min. Geol. Pal., 1893, 11, 169—173, Stuttgart 1893.



Project: Prevariscic and variscic events of the alpine mediterranean mountain belts.

Anschrift des Verfassers: Dr. Franz R. NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.



## Zur Geologie des Raumes Oberwölz und des Pleschaitz N-Abfalles (Murauer Paläozoikum)

Reinhold NIEDERL, Graz

Mit 1 Abbildung

Der Oberwölzer Raum liegt am Nordostrand des Murauer Paläozoikums (siehe NEUBAUER 1980). Die Problematik dieses Gebietes besteht in der stratigraphischen Zuordnung der Karbonatgesteine, besonders des Oberwölz-Dolomites. Für ihn wurde von TOLLMANN 1963, METZ 1965 und SCHÖNLAUB 1979 ein triadisches Alter diskutiert, während THURNER 1960 (cum lit.) ein devonisches Alter annahm.

Die tiefste Einheit bilden meist dunkelgraue (teilw. graphitische) „Wölzer Granatglimmerschiefer“. Staurolithrelikte dokumentieren eine beginnende Mesozone, mehrfach zonar gebaute Granate lassen eine polymetamorphe Kristallisationsgeschichte annehmen.

Ihr Hangendes bilden helle, phyllitische Granatglimmerschiefer mit Quarzhorizonten. Die Metamorphose entspricht der Alm-Chl-Bio-Mu-Qu Zone nach WINKLER 1974.

Der darüber folgende Amphibolitkomplex setzt sich aus grob- und feinkörnigen, plattigen Amphiboliten der Alb-Hbl-Chl Zone nach WINKLER 1974 zusammen. Innerhalb des Komplexes wechseln die verschiedenen Amphibolite in unregelmäßiger Folge.

Über den Amphiboliten folgt mit tektonischer Grenze ein bunt zusammengesetzter Phyllitkomplex. Neben verschiedenen Phylliten treten auch Grünschiefer (Alb-Ep-Chl-Bio Schiefer, teilw. mit blaugrüner Hbl) auf. Diese Phyllit- und Grüngesteinsserie wird als Basis des Murauer Paläozoikums angesehen. Obwohl sie am Pleschaitz durch mehrere Brüche verstellt ist, läßt sich eine Abfolge mit phyllitischen Glimmerschiefern, Chloritphyllit, Alb-Ep-Hbl Schiefer, Schwarzphyllit und Kalkphyllit als Hangendstes erkennen. Höher temperierte Epizone (Granatzone) wurde nur in den phyllitischen Glimmerschiefern erreicht.

Nördlich des Wölzer Tales fand sich in einem Aufschluß im Liegendteil der Schwarzphyllite ein geröllführender Horizont (siehe Abb. 1, Profil B). In einer schwachgraphitischen Karbonatmatrix bilden die Gerölle mehrere Lagen und werden max. 1,5 cm groß. Diese Konglomerate bestehen aus Quarz-, grobkristallinen Karbonat- und intraformationellen, graphitischen Phyllitgeröllen.

Ein Vergleich zu dem, von SCHÖNLAUB & DAURER 1977 beschriebenen Geröllhorizont des Nölblinggrabens, läßt wegen ähnlicher Begleitgesteine (dunkle, sandige Schiefer, pyritisierte Sandsteine) und ähnlich ausgebildeter Matrix ein tiefsilurisches Alter vermuten.

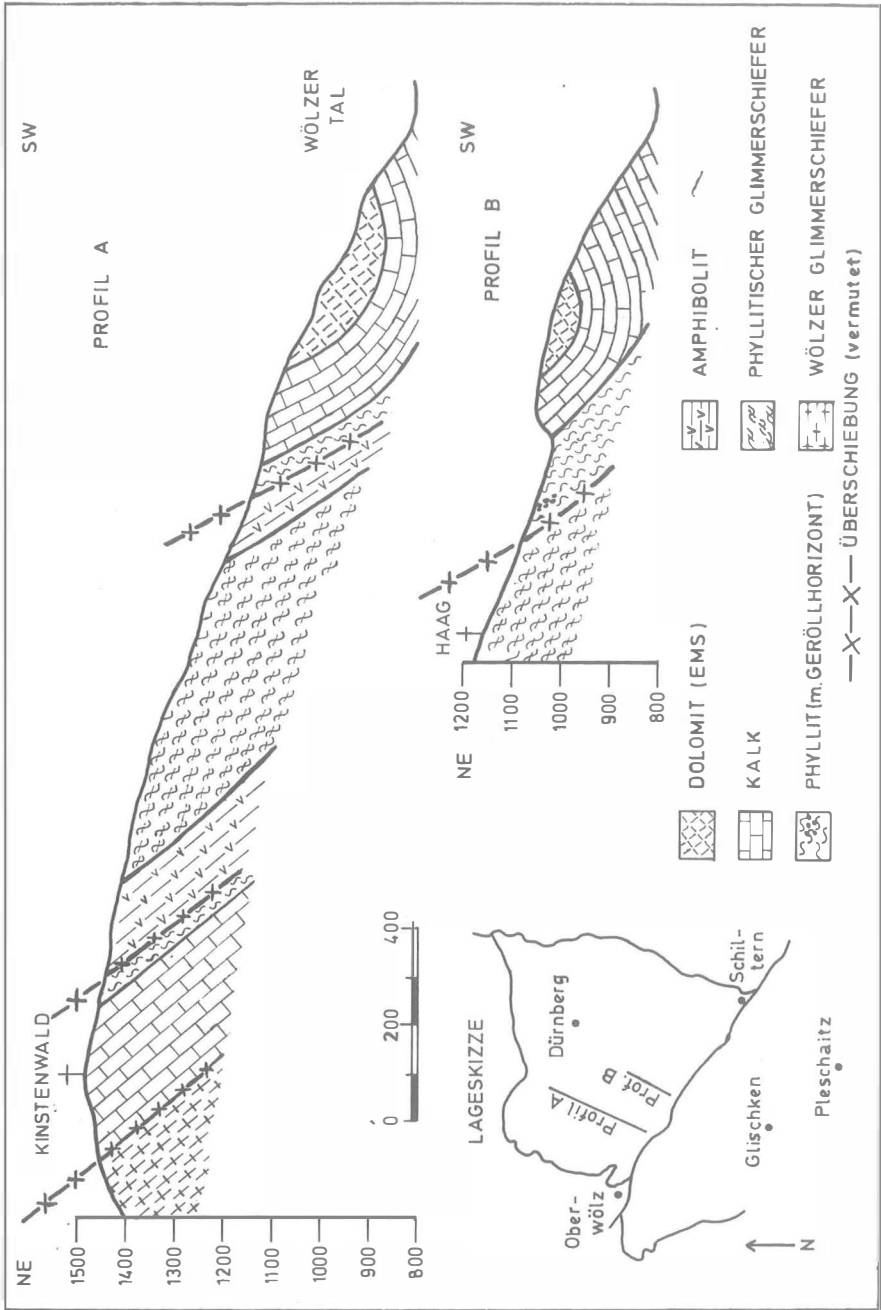


Abb. 1: Profil A gibt eine Übersicht über den Bau nördlich des Wölzer Tales.  
 Profil B zeigt die Position des Geröllhorizontes in den Schwarzphylliten.

Mit allmählichem Übergang folgen im Hangenden des Phyllitkomplexes gebänderte, etwa 100 m mächtige Kalkmarmore. Stellenweise treten in diesem Bereich karbonatführende Quarzite auf, die mit den Quarziten im Neumarkter Raum (Adelsberg, Mühlen) verglichen werden können.

Über dem Kalkmarmor liegt der dichte, helle, kleinwürfelig verwitternde, kaum Bänderung zeigende Dolomit von Oberwölz. Im Basisteil konnte nunmehr, durch folgende Conodonten, Ems-Alter nachgewiesen werden.

*Polygnathus cf. perbonus* (PHILIP, 1966)

*Polygnathus* sp.

*Pandorinellina steinhornensis telleri* (SCHULZE, 1968)

unbestimmbare Astformen

„plate“ (sensu BISCHOFF, 1973)

*P. cf. perbonus* zeigt nach WEDDIGE & ZIEGLER 1977, KLAPPER & ZIEGLER 1979 (cum lit.) die *Polygnathus gronbergi* Zone (Zlichov) an. Damit wird die von THURNER 1960 getroffene Ausnahme eines Devon-Alters für den Oberwölzler Dolomit bestätigt.

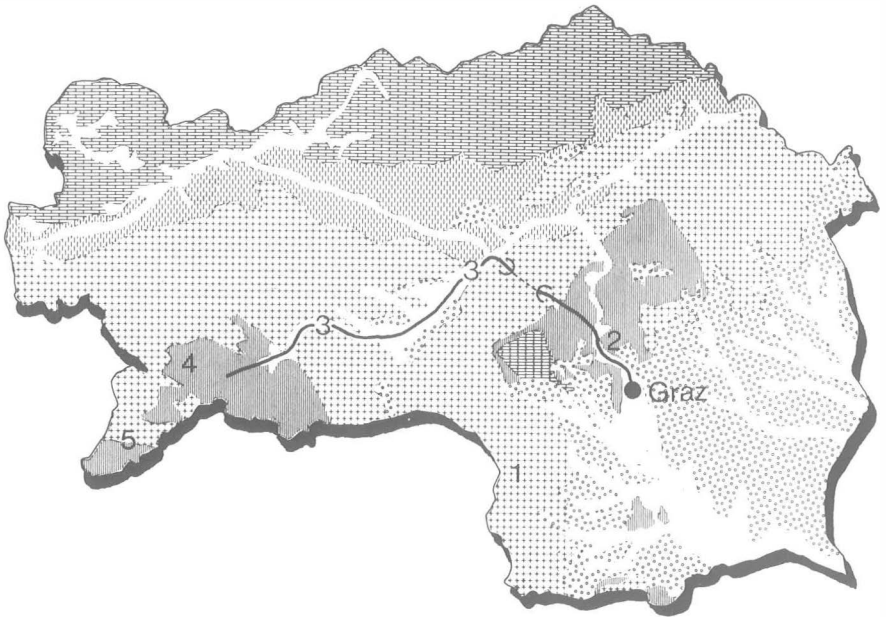
## Literatur

- BISCHOFF, G.C.O.: On the Nature of the Conodont Animal. *Geologica et Paleontologica*, 7, 147—174, 1 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Marburg 1973.
- KLAPPER, G. & ZIEGLER, W.: Devonian conodont biostratigraphy. — *Palaeontology, Spec. Pap.*, 23, 199—224, 8 Abb., London 1979.
- METZ, K.: Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen. — *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 174, 229—278, 3 Abb., Wien 1965.
- NEUBAUER, F.: Die Geologie des Murauer Raumes — Forschungsstand und Probleme — *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergh. Landesmus. Joanneum*, 41, 67—79, 2 Abb., 1 Karte 1 : 100.000, Graz 1980.
- PHILIP, G. M.: Lower Devonian conodonts from the Buchan Group, eastern Victoria — *Micropaleontology*, 12, 441—460, 9 Fig., 1 Tab., New York 1966.
- SCHÖNLAUB, H. P. (mit einem Beitrag von S. SCHARBERT): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nichtmetamorpher und metamorpher Abfolgen. — *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 1—124, 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P. & DAURER, A.: Ein auffallender Geröllhorizont an der Basis des Silurs im Nöblinggraben (Karnische Alpen). *Verh. Geol. B.-A.*, 361—365, 1 Abb., Wien 1977.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 130/2, 133—245, 18 Abb., 18 Tab., 5 Taf., Stuttgart 1968.
- THURNER, A.: Die Geologie der Berge nördlich des Wölzertales zwischen Eselsberg- und Schönberggraben. — *Mitt. Mus. Bergh. Joanneum*, 21, 1—32, 1 Taf., Graz 1960.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W.: Correlation of Lower/Middle Devonian Boundary Beds. — *Newsl. Stratigr.*, 6/2, 67—84, 3 Abb., Berlin—Stuttgart 1977.
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. — 3. Aufl., 320 S., New York (Springer) 1974.

Anschrift des Verfassers: Reinhold NIEDERL, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.



Exkursionsführer der 3. Jahrestagung der  
**Österreichischen  
Geologischen Gesellschaft**  
in Graz (24. 9. 1980—28. 9. 1980)



## Exkursionen

1. Petrologie des Kristallins der Koralpe (H. HERITSCH)
2. Grazer Paläozoikum — Rannach-Fazies (F. EBNER, A. FENNINGER & H. L. HOLZER)
3. Fahrtstrecke Graz—St. Michael—Murau (L. P. BECKER)
4. Murauer Paläozoikum (F. R. NEUBAUER)
5. Kraftwerk Bodendorf (L. P. BECKER)





## Exkursion: Petrologie des Kristallins der Koralpe

Haymo HERITSCH, Graz

Mit 1 Abbildung

Die Abb. bringt eine geologische Karte des Ausschnittes der Koralpe, in den die Exkursion führt. Die Karte ist dankenswerter Weise von H. W. FLÜGEL zur Verfügung gestellt.

Die Exkursionsroute führt von *Graz* über *Söding* und *Stainz* nach *Gams* zu einem Steinbruch der Firma Ing. Schenk: Plattengneis, Punkt 1. Von dort geht die Exkursion über *Frauental* auf der Straße nach *Freiland* in den *Wildbachgraben* zum Steinbruch Gupper: Marmor, mineralreicher Marmor, Dolomitmarmor, Kalksilikatschiefer, Pegmatit, Punkt 2. Über *Frauental*, *Deutschlandsberg*, *Schwandberg* und die *Kalbenwaldstraße* wird der Fundpunkt Bärofen aufgesucht: Gabbro mit Übergang zu Metagabbro, Punkt 3. Auf der Rückfahrt von diesem Exkursionspunkt zweigt die Exkursion von der Kalbenwaldstraße zum *Schmuckbauerwirt* ab und fährt weiter zur Felswand bei Hohl: Metagabbro und Eklogitamphibolit, Punkt 4. Nur wenige hundert Meter gegen Osten wird der Steinbruch Fürpaß aufgesucht: Zoisit- und Hornblendereicher Eklogitamphibolit, Kluft mit Plagioklas, Punkt 5.

Sämtliche Abbildungs- und Tabellenhinweise beziehen sich auf HERITSCH 1980 (Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 9—44, 13 Abb., 9 Tab., Graz 1980).

### Haltepunkt 1: Steinbruch Schenk bei Gams;

#### Plattengneis

Der Steinbruch liegt am Nordrand des Ortes Gams und zeigt das Gestein und seine technische Verarbeitung. Die Gneise überhaupt und insbesondere der Plattengneis entsprechen in ihrer chemischen Zusammensetzung durchaus Tonschiefern (vgl. Tab. 1) Aus dem Mittel läßt sich für die Metamorphose der Koralpe ein Kalifeldspatfreier Plagioklasgneis berechnen; der bei dem Plattengneis auftretende Lagenbau führt jedoch zur Entwicklung dunkler Lagen mit Muskowit + Biotit + Granat + Disthen + Quarz und zur Entwicklung von hellen Lagen mit vorwiegend Kalifeldspat + sehr wenig Quarz, Muskowit und eventuell etwas Biotit und Granat. Daneben treten reine Quarzlagen und Lagen mit Plagioklas und sehr wenig Quarz auf (vgl. Tab. 2). Kalifeldspat und Disthen berühren sich nie. Verständlich wird das aus der Abb. 2 und aus dem Text hiezu. Damit handelt es sich um einen Lagenbau, in dem in jeder Lage in sich chemisches Gleichgewicht, zwischen den Lagen aber ein solches Gleichgewicht nicht herrscht, vgl. WINKLER 1976: 28ff.

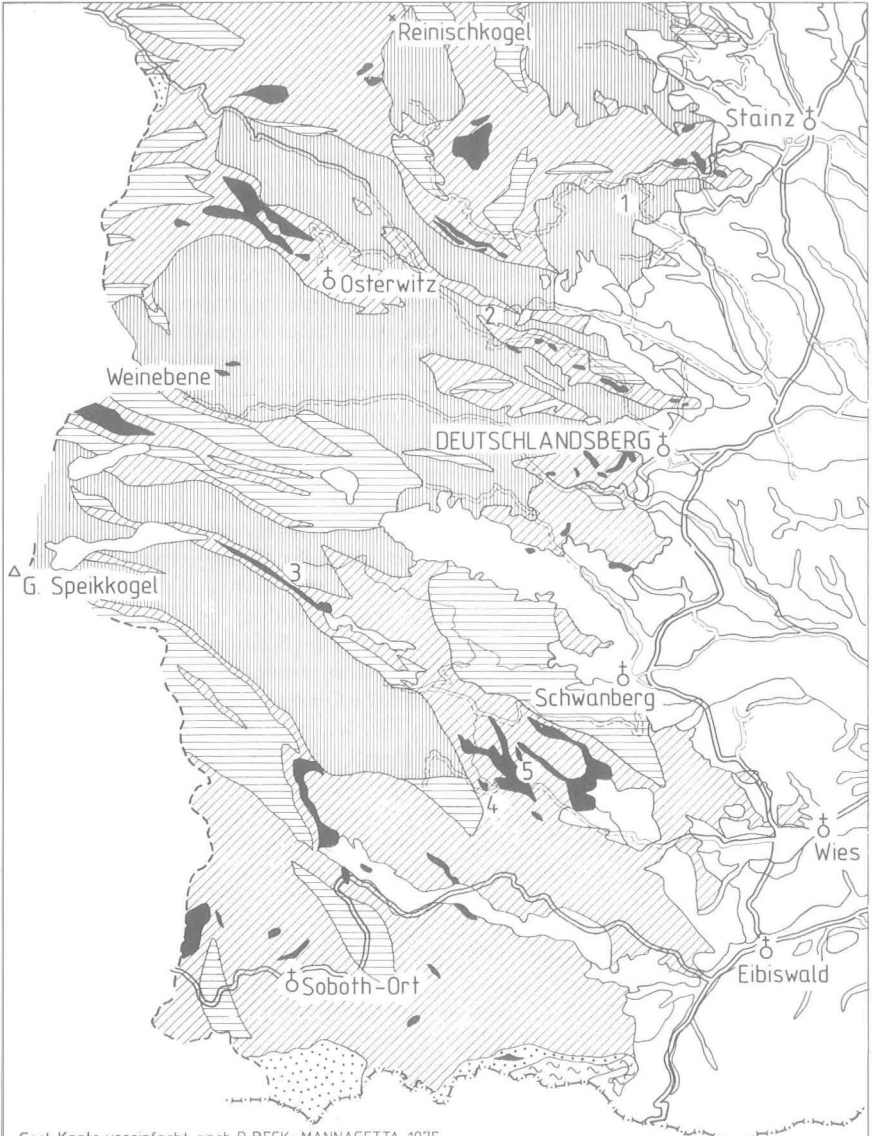
Die hellen Lagen entsprechen weder einer Injektion nach einer Anatexis, da ihre chemische Zusammensetzung weitab von der kotektischen Linie im Dreieck Q-Or-Ab liegt und bei Anatexis etwa 70 bis 75 Prozent des Gesteines aufgeschmolzen sein müßte, HERITSCH 1964, PLATEN & HÖLLER 1966.

Zu den Bildungsbedingungen ist Abb. 1, die die P-T-Abhängigkeit der Gleichgewichtskurven wichtiger Reaktionen in den Schieferngneisen darstellt, heranzuziehen. Die Tab. 4 enthält nicht nur diese Ergebnisse in Zusammenfassung, sondern auch das Ergebnis von Temperaturabschätzungen mit Hilfe des Granat-Biotit-Geothermometers. Weiterhin sind in Tab. 4 die Untersuchungen an einem Alkalifeldspatauge aus einer hellen Lage mit einbezogen: aus den Entmischungsercheinungen (kohärente und nicht-kohärente Lamellen, anomale Gitterkonstanten) wird auf eine Bildungstemperatur des ursprünglich einheitlichen Alkalifeldspates von knapp über 600°C geschlossen. Als Bildungstemperaturen werden nach Tab. 4 angenommen: 550°—600°C bei Drucken von mindestens 5 Kb, wobei höhere Drucke möglich sind.

HERITSCH 1978d nimmt an, daß der Lagenbau schon sedimentär angelegt ist (vgl. Tab. 3). Zur Unterstützung dieser Ansicht weist HERITSCH 1980a auf einen feingeschichteten Tuffit aus dem Grazer Paläozoikum hin, der bei Berechnung auf die Koralpenmetamorphose einen analogen Lagenbau ergibt, wobei sich die Analogie auf den Mineralbestand und feine Schichtung bzw. Schieferung, jedoch nicht auf die Entstehung des Edukts bezieht. Bei der Metamorphose kommt es innerhalb der Lagen zu Sammelkristallisation (z. B. große Alkalifeldspat- und Plagioklasaugen, bis zu pegmatoiden Entwicklungen in den hellen Lagen der Plattengneise oder große Andalusitkristalle in den späteren Disthenparamorphoseschiefern). Zweifellos werden nun auch solche Feldspatauge in den Plattengneisen tektonisch ausgewalzt. Von den Accessorien ist Graphit und Pyrit schon lange bekannt, HERITSCH & HÖLLER 1963, Magnetkies ist von PACHER 1977 festgestellt worden.

FRANK et al. 1979 geben bekannt, daß Quarz im Plattengneis bei guter Homogenität über helle und dunkle Lagen die Regelung eines a-Tektomites im Sinne von SANDER zeigt, wobei die kristallographischen Z-Achsen des Quarzes normal zur Lineation stehen und die Einregelung nach den Prismenflächen erfolgt ist. Nach denselben Autoren ist das Alter der Plattengneistektonik  $256 \pm 35$  Mill. Jahre und es erfolgte im Kleinbereich keine alpidische Homogenisierung. Jedoch bestimmen KANTOR & FLÜGEL 1964 für Muskowit aus einem zweifellos hydrothermal bedingten Kluftbeleg im Steinbruch Mauthnereck ein Alter von 115 Mill. Jahren und für Muskowit aus Marmor des Sauerbrunngrabens bei Stainz ein Alter von 94 Mill. Jahren. Diese Werte könnten vielleicht mit einer jüngeren Erwärmung, die aber keine durchgreifende Homogenisierung erreichte, in Einklang gebracht werden.

Der Plattengneis wurde schon im vorigen Jahrhundert intensiv technisch dadurch verwertet, daß seine Textur es zuläßt, größere Platten von mehreren Quadratmetern durch Abschremmen zu gewinnen, die z. B. als Balkonplatten oder Platten zur Pflasterung von Gehsteigen sehr viel in Graz verwendet wurden. Die Erfahrung hat gezeigt, daß die Haltbarkeit beachtlich ist und durchaus 100 Jahre überschreiten kann. Heute werden kleine Platten vor allem zum Aufmauern in der Gartenarchitektur, für Einfassungen für gemauerte Pfeiler bei Toreinfahrten oder auch in der Architektur und Innenarchitektur zum Verkleiden und Verblenden und für Stufen verwendet. Im Freien ist der wechselnde Eisensulfidgehalt ein Nachteil, da durch die Verwitterung die graue Farbe des frischen Gesteines nicht haltbar ist und braunes Eisenhydroxid neben Schwefelsäure entsteht.



Geol. Karte vereinfacht nach P. BECK- MANNAGETTA 1975

- |  |  |  |
|--|--|--|
|  Gneis - Glimmerschiefer        |  Grünschiefer             |  Amphibolit (teils eklogitisch) |
|  glimmeriger Plattengneis i. a. |  Granat - Glimmerschiefer |  Tertiär u. Quartär             |
|  Plattengneis                   | [Marmore u. Pegmatite nicht eingetragen]   |  |
|  | 1-5 Exkursionspunkte   |  |



## 2. Steinbruch Gupper bei Deutschlandsberg

Marmor

Von Frauental bei Deutschlandsberg führt die Straße aufwärts in den Wildbachgraben und steigt im Nordhang, in dem im unteren Teil der Steinbruch Gupper liegt, nach Freiland auf. Zwischen der Talsohle und dem Steinbruch stehen mehrfach Plattengneise in der üblichen lagigen Ausbildung an (vgl. auch BECK-MANNAGETTA 1975).

Die Steinbruchwand schließt eine Marmor-Kalksilikatschiefer-Linse in einer Wand von etwa 40 m Länge mit einer maximalen Höhe von 30 Metern auf.

Im linken Teil des Steinbruches sind noch Reste eines Pegmatites, der dem Abbau zum Opfer gefallen ist, zu erkennen. Hier sind an seltenen Mineralien zu finden bzw. sind zu finden gewesen: Spodumen (bis über 1 dm Durchmesser), Beryll, Granat, Turmalin, Laumontit, Vivianit, Siderit, Pyrit, Arsenkies (HÖLLER 1959), Zinnstein, Ilmenorutil (d. h. Nb- und Ta-hältiger Rutil) und Columbit (POSTL & GOLOB, 1979).

Der Abbau gilt dem sehr schön rein weißen Marmor des Zentrums. Im linken Teil des Steinbruches stehen Kalksilikatschiefer an, die in wechselnder Menge Diopsid, Mikroklin mit optisch sichtbarer Andeutung einer Gitterung, wenig Quarz, ein Mineral der Zoisitgruppe, Biotit und etwas Karbonat enthalten. Diese Kalksilikatschiefer gehen in mineralreichen Marmor mit Quarz, einem Mineral der Zoisitgruppe und Biotit über. Dann folgt im Zentrum der wesentlich Calcitmarmor, dessen Calcit etwa 2 Mol%  $MgCO_3$  enthält und der fast frei von anderen Mineralien ist. Gegen die rechte Begrenzung des Steinbruches wiederholt sich symmetrisch diese Serie, d. h. auf den Calcitmarmor folgt eine Zone von mineralreichem Marmor. Von diesem stammen die Quarze mit Reaktionssäuren von Diopsid und Tremolit, Reaktionen zeigend, die, wie in Abb. 10 (isobar invarianter Punkt II) ausgewertet, nicht bei hohem Partialdruck von  $CO_2$  abgelaufen sein können; weiterhin erscheinen noch Phlogopit und Biotit und auch Zoisit. Noch weiter nach rechts folgen Kalksilikatschiefer mit wechselnd bis sehr wenig Calcit und ebenfalls in wechselnder Menge Diopsid, Tremolit, Mikroklin, Zoisit, Biotit.

Im zentralen Bereich kommt der besonders interessante Dolomitmarmor vor, dessen exakte Lage aber trotz vielfacher Besuche des Steinbruches in der Wand nie eindeutig festgelegt werden konnte. Der Dolomitmarmor enthält koexistierend Dolomit (49 Mol%  $MgCO_3$ ) und Calcit (5,5—6 Mol%  $MgCO_3$ ), entsprechend etwa 530—650°C, ferner Olivin (89—90 % Fo), oft in Serpentin umgesetzt, braunen, im Dünnschliff hellgelben Klinohumit, Phlogopit, farblosen Pennin bis Klinochlor und Diopsid. Eine Auswertung der möglichen Reaktionen nach Abb. 10 und 11 läßt auf einen metamorphen Ablauf unter geringem Partialdruck  $X_{CO_2}$  kleiner als 0,1 schließen.

## 3. Bären bei Schwanberg

Gabbro und Umwandlung in Metagabbro

Entsprechende Gesteine wurden zuerst vom Blockfeld Gressenberg bei Schwanberg bearbeitet (z. B. HERITSCH 1973). Das bis jetzt einzig anstehende Vorkommen ist von BECK-MANNAGETTA 1977 von der Lokalität Bären, ebenfalls nahe Schwanberg bekannt gemacht worden. Man erreicht das Vorkommen auf der Straße (Kalbenwaldstraße) von Schwanberg zur Gregormichl Alm; diese Straße führt am Südhang des Tales der schwarzen Sulm (vgl. ÖSTERREICHISCHE KARTE 1 : 50.000 Blatt 189 Deutschlandsberg); der Name Bären ist in der entsprechenden Karte 1 : 25.000

eingetragen. Der Gabbro bis Metagabbro ist in einer Erstreckung von etwa 80 Metern Länge aufgeschlossen und ragt etwa 25 Meter hoch auf. Eine Blockhalde zieht sich weit nach Norden den Hang hinunter bis in den Goslitzbach, BECK-MANNAGETTA 1977 meint aber, daß das Blockfeld von Gressenberg sich nicht direkt von den Vorkommen Bärofen wegen des geringen Höhenunterschiedes ableiten läßt.

Der in wenigen Zentimetern erfolgende Übergang vom Gabbro (basischer Plagioklas, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Koronabildungen mit Spinell) zu Metagabbro (Granat, Na-hältiger Diopsid, Disthen, Zoisit) (vgl. Tab. 6), ist ein wesentlicher Faktor in der Beurteilung der Metamorphose in der Koralpe. Gabbro und Metagabbro haben dieselbe chemische Zusammensetzung, so daß die Umwandlung bei kleinsträumiger Diffusion im Millimeter- bis Zentimeterbereich isochemisch abläuft und eben chemische Unterschiede zur Erklärung für die beiden verschiedenen Gesteine ausscheiden (vgl. Tab. 7). Druck- und Temperaturunterschiede können wegen der Kleinräumigkeit nicht die Ursache für einen solchen Übergang sein. Weiter zeigt der erhalten gebliebene Gabbro, daß die, bei der Koralpenmetamorphose herrschenden Druck- und Temperaturverhältnisse nicht im Stande sind, durch trockene Reaktionen den Gabbro etwa zu einem Eklogit oder eklogitähnlichen Gestein umzuformen. Erst Wasserzutritt ermöglicht, entweder als Katalysator oder durch Eintritt in die Reaktionen die Umformung zu Metagabbro und weiterhin zu Hornblende-führendem Metagabbro (vgl. Tab. 7, Abb. 4—8 und besonders Abb. 9). Damit entsprechen die Metamorphosenbedingungen dem Übergang von der Granulitfazies zur Eklogitfazies, d. h. transitional nach YODER & TILLEY 1962: 513 und sind mit 500—600 °C und 6—8 Kb (höhere Drucke sind möglich) anzusetzen.

Von einem mechanischen Standpunkt aus ist auch zu verstehen, daß die kompakte Masse eines Gabbrokörpers der, leicht einer Durchbewegung zu unterwerfenden und genügend Wasser führenden, Schiefermasse als starrer Körper gegenüber steht, so daß die ursprüngliche Erstarrungstextur des Gabbros erhalten blieb und nur diffus eindringendes Wasser die Reaktionen in Gang brachte. Gelegentlich ist zu sehen, daß von, jetzt wesentlich mit Quarz erfüllten, Gängen aus das Wasser in den Gabbrokörper eingedrungen ist.

## 4. Hohl bei Wies

### Metagabbro und Eklogitamphibolit

Dieses Vorkommen liegt in der Gemeinde Wiefresen, etwa 9 km westlich von Wernersdorf an der Straße Wies—Wernersdorf—St. Katharina in der Wiel. Es bildet einen auffälligen Felsturm mit dem höchsten Punkt an der Kote 820, ÖSTERREICHISCHE KARTE 1 : 50.000 Blatt 206 Eibiswald, und fällt in einer steilen Felswand (etwa 60 m) gegen Süden ab. Die offenbar anstehende kompakte Gesteinsmasse ist in Schiefergneisen bis Glimmerschiefern eingeschaltet. Ein Blockfeld, teilweise mit Blöcken von mehreren Metern Durchmesser, folgt dem Bodenrelief und zieht sich den Hang nach Süden und Südwesten mehr als 100 Meter tief herab, während die Ausdehnung nach Osten geringer ist.

Das Vorkommen Hohl ist deshalb bemerkenswert, weil hier Metagabbro und Eklogitamphibolit im direkten Kontakt stehen und dadurch anzeigen, daß die beiden Gesteine durch dieselbe Metamorphose geprägt worden sind. Der Fuß der Felswand wird nämlich von Eklogitamphibolit gebildet und der Übergang dieses Gesteins in Metagabbro ist in der Felswand in einer Höhe von etwa 15 bis 20 Metern (WITTMANN) gegeben. Der Übergang kann aber auch an der Westseite im Gehänge beobachtet werden. Erhalten gebliebener Gabbro ist bis jetzt nicht gefunden worden.

Der Omphazit des Eklogitamphibolites hat bei  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca}) = 0,39$  erwartungsgemäß die Raumgruppe  $P2/n$  entsprechend einer Temperatur unter  $600^\circ\text{C}$ , WALITZI & WALTER 1980, während der Na-hältige Diopsid des Metagabbros wegen des geringen Na-Gehaltes diese Raumgruppe nicht zeigen kann. Ausführliche Bearbeitung von Gestein und Mineralien dieses Fundpunktes mit chemischen Analysen physikalischen und Röntgendaten zuletzt bei HERITSCH 1973.

Zur Genese kann angenommen werden, daß der zentrale Metagabbro (Na-hältiger Diopsid, Granat, Zoisit, Disthen, Quarz, vgl. Tab. 6) durch wasserdefizitäre Metamorphose, der randliche, dem zutretenden Wasser besser zugängliche Teil, (Basis der Felswand) unter genügendem Wasserzutritt zu Eklogitamphibolit (Granat, Omphazit, Hornblende, Zoisit, Quarz vgl. Tab. 6) metamorph umgebildet worden ist. Bei aller Gleichheit im Magmatyp sind aber offenbar die Eklogitamphibolite um einige Zehntel Prozent  $\text{Na}_2\text{O}$ -reicher als Gabbro und Metagabbro, HERITSCH 1973, RICHTER 1973.

Über die Beziehungen von Metamorphose und Wasserzufuhr orientieren die Abbildungen 5—8, über die Druck- und Temperaturverhältnisse ( $500\text{—}600^\circ\text{C}$  und  $6\text{—}8\text{ Kb}$ , höhere Drucke sind möglich) bei der Metamorphose gibt Abb. 9 Aufschluß.

## 5. Steinbruch Fürpaß bei Wies

### Eklogitamphibolit

Der Steinbruch Fürpaß liegt nur wenige hundert Meter östlich vom Fundpunkt Hohl. Das hier auftretende Gestein ist gegenüber dem Vorkommen Hohl ein sehr Hornblende- und Zoisit-reicher Typ des in der Koralpe weit verbreiteten (Gabbro und Metagabbro treten mengenmäßig stark zurück) Eklogitamphibolites (vgl. Tab. 5). Aus den Abb. 6—8 ist zu entnehmen, daß diese spezielle Ausbildung durch reichlichen Wasserzutritt während der Metamorphose zustande kommt. Außer einer Gesteinsanalyse liegen chemische Analysen von Granat ( $\text{Alm}_{41}\text{Pyr}_{31}\text{Gross}_{21}\text{And}_5\text{Spess}_2$ ) und von Hornblende, die nach LEAKE 1978 zwischen Tschermakitischer und Edenitischer Hornblende steht, vor. Omphazit ist häufig in Symplektit umgewandelt; nach WALITZI & WALTER 1980 ist  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca}) = 0,33$ , d. h. unter der Grenze von  $0,34$  und liefert daher die Raumgruppe  $\text{C}_2/c$ .

Im linken hinteren Teil des Steinbruches ist eine quergreifende Kluft aufgeschlossen, die im wesentlichen Oligoklas (Kristalle mit mehreren Zentimetern Durchmesser, ohne entwickelte Kristallgestalt) führt; gelegentlich kommt auch ein brauner Epidot in Stengeln von mehreren Zentimetern Länge vor. Solche Klüfte können in Eklogitamphiboliten auch eine, vom Standpunkt des Sammlers, schöne Mineralführung aufweisen, wie z. B. die von ALKER 1975 beschriebene Kluft von Burgegg (Schwemmhäusl) bei Deutschlandsberg mit Albit, Chlorit, Ilmenit, Anatas, Rutil, Titanit, Axinit, Calcit, Prehnit, Zoisit, Turmalin und Quarzkristallen bis zu  $80\text{ cm}$  Länge.

Literatur: Siehe HERITSCH, H.: Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 9—44, Graz 1980.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Haymo HERITSCH, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz, Österreich.

## Führer zu ausgewählten Profilen in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums

Fritz EBNER, Alois FENNINGER & Hans-Ludwig HOLZER, Graz

Mit 4 Abbildungen und 4 Tabellen

Es ist nicht unsere Absicht im Rahmen dieses Exkursionsführers die Standardentwicklung der Rannach-Fazies in ihrer Gesamtheit vorzuführen. Anhand der drei gezeigten Profile sollen vielmehr einige Arbeitsschwerpunkte der letzten Jahre und deren Ergebnisse gezeigt werden. In zwei Profilen (Steinbruch 399, Pfaffenkogel) wird dabei ein Ausschnitt aus der faziellen Entwicklung der unter-mitteldevonen peritidalen Dolomit-Sandstein-Folge gezeigt. Das Profil Hartbauer gibt Einblick in die über dem Kanzel-Kalk gelegenen höchsten Schichtglieder der Rannach-Fazies und die Problematik, die mit der Interpretation der in diesem Profil auftretenden Schichtlücken verbunden ist.

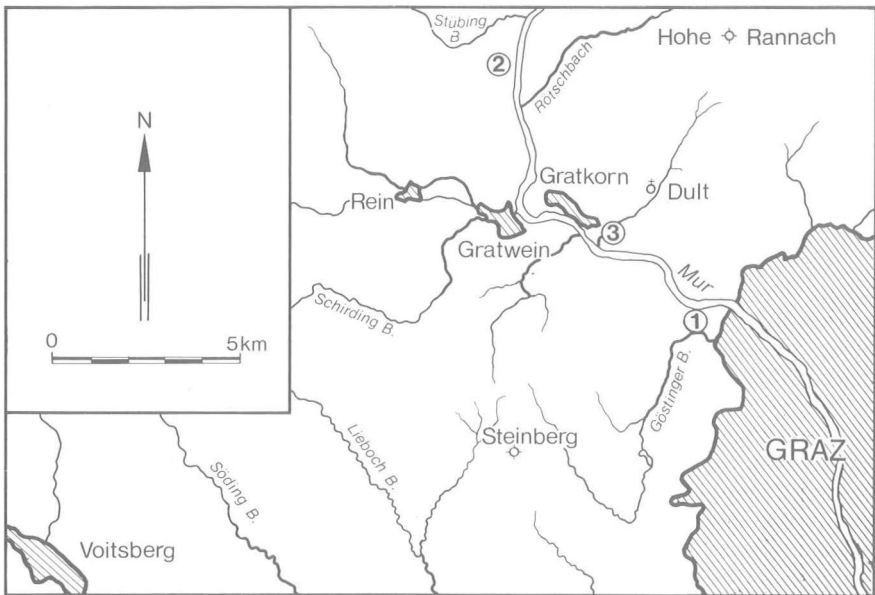


Abb. 1: Lageskizze der Exkursionsprofile:  
 1 Steinbruch 399 im Göstinggraben  
 2 Pfaffenkogel bei Stübing  
 3 Profil Hartbauer

} Dolomit-Sandstein-Folge

Kanzel-Kalk — Steinbergkalk —  
 obere Sanzenkogel-Schichten —  
 Schichten der Dult

## Haltepunkt 1: Steinbruch 399 im Göstinggraben

Das in den beiden aufgelassenen Steinbrüchen bei Punkt 399 aufgeschlossene Profil umfaßt basal Plattendolomite (Crinoiden-Schichten?) und die liegenden Anteile der Dolomitsandstein-Bank.

### Plattendolomite

Die ca. 15 m mächtigen Plattendolomite lassen sich mikrofazial gliedern:

- a) Feinsandführende, geflaserte dolomit. mudstones-Dolomitschiefer mit *Scalarituba* und seltener Crinoidenführung (*Bythotrephis*-Schiefer, partim).
- b) Feinsandführende, geflaserte Dolomitekrite mit lokal angereicherter Crinoidenführung.
- c) Mittelkörnige Dolomit-Sandsteine mit wenigen Crinoidenbruchstücken.
- d) Dolomitische Biogenschuttlagen, vor allem reich an Crinoiden.
- e) Feinsandführende, plattige, intern geflaserte, stark bioturbat verwühlte dolomit. mudstones mit seltener Fauna (Echinodermaten).

Die Korngrößenverteilung der Sandfraktion des unlöslichen Rückstandes zeigt ein einheitliches Bild. Es handelt sich um gut sortierte Feinsande mit positiver Schiefe. Lediglich wenn sich eine Sandsteinbank einschaltet, weisen die Liegendbänke dazu eine etwas schlechtere Sortierung bei  $\pm$  negativer Schiefe auf.

An Sedimentstrukturen finden sich Parallel- und Rippelschichtung. An Kluffverheilungen treten Dolomit, Quarz und Kalzit auf.

### Dolomitsandstein-Bank

Im Hangenden des oben beschriebenen Schichtgliedes folgt ein ca. 70 m mächtiges Paket, das vorwiegend aus Dolomitsandsteinen aufgebaut ist, in sich aber deutlich gegliedert werden kann:

- a) Biogenschuttlagen (vorw. Echinodermaten).
- b) Tonige Dolomitsandsteine bis Dolomitschiefer bisweilen mit Lagen von *Scalarituba* (= *Bythotrephis*-Schiefer).
- c) Dolomitsandsteine (an Komponenten tritt überwiegend Quarz auf, der Anteil an Feldspäten ist sehr gering).

Diese Gesteine zeigen eine deutlich ausgeprägte symmetrische Zyklizität in Form von abc bzw. bc Zyklen. Die genetisch zusammengehörenden Einheiten b und c zeichnen sich durch inverse Gradierung, zumeist gute Sortierung im Teilbereich und häufig schwach negative Schiefe aus. *Scalarituba*-Lagen finden sich fast ausschließlich in Einheit b. Die Mächtigkeit der einzelnen Zyklen liegt im m-Bereich. An Sedimentstrukturen treten wiederum Parallelschichtung, Rippelschichtung und Flaserschichtung auf. In einzelnen Horizonten mit Parallelschichtung kommt es zur Anreicherung von Schwermineralien (ANGEL 1929). Die Einheit a ist deutlich von b, c abgegrenzt und entspricht den Biogenschuttlagen der Plattendolomite. Analoge Verhältnisse sind auch im Steinbruch „Blaue Flasche“ (Westhang des Plabutsch-gebens) gegeben.

Die Plattendolomite wurden mit Vorbehalt den Crinoidenschichten zugeordnet. Wie bereits gezeigt wurde, handelt es sich zumeist um sandige, stark bioturbat verwühlte, dm-gebankte, nur gelegentlich Crinoiden-führende, geflaserte Dolomite, in denen lokal Biogenschuttlagen eingeschaltet sind. Kalke treten äußerst selten auf. Kalkige Dolomite sind auf nicht bzw. nur schwach dolomitisierte Crinoidenreste zurückzuführen. Durch das Auftreten von Sandsteinlagen in den Plattendolomiten, bzw. aufgrund der Einschaltung von Biogenschutt-Dolomiten und Dolomitekriten in den dazu hangenden Dolomitsandsteinen, sehen wir sie mit diesen genetisch



verbunden. Die starke Bioturbation, die Einschaltung von Lagen mit *Scalarituba*, der Faunen- und Floreninhalt (neben Echinodermaten treten noch Korallen und Algen auf) weisen die Plattendolomite als eine flachmarine Entwicklung aus.

Ein Idealzyklus durch die Dolomitsandsteine setzt mit einer Biogenschuttlage (ähnlich den Plattendolomiten) ein. Diese wird von siltigen-feinsandigen Dolomiten oder Dolomitschiefern mit *Scalarituba* überlagert. Aus ihnen gehen bei kontinuierlicher Korngrößenzunahme Dolomitsandsteine hervor. Korngrößenzunahme innerhalb eines jeden Zyklus, die wechselnde Sortierung, das lithologische Spektrum von Ton — Sandgröße, das Auftreten von Wurmsspuren (*Scalarituba*) in den feinkörnigen Anteilen sowie das Vorhandensein von Schwermineralkonzentrationen, Wellenrippeln und die Mächtigkeit der einzelnen Zyklen sprechen für Barriersande.

Die oftmals niveaugebunden angesehenen *Bythotrephis*-Schiefer (Nach SEILACHER handelt es sich bei den kennzeichnenden Strukturen um Wurmsspuren der Gattung *Scalarituba*), stellen, wie auch FLÜGEL 1956 zeigen konnte, keinen kartierbaren Horizont dar. Sie treten zumeist an der Basis der Crinoidenschichten auf, oder sind diesen oder ihren Äquivalenten zwischengeschaltet. Sie reichen dort, wo die Sandstein-Bank entwickelt ist, bis an ihre Basis.

RODRIGUEZ & GUTSCHICK 1970 zeigten, daß *Scalarituba*, neben ihrem Auftreten in der *Zoophycos*-Fazies, auch flachere Ablagerungsräume bewohnte, da sie in den von ihnen untersuchten Profilen auch in Verbindung mit Onkoid- oder reichlich fossilführenden Lagen auftritt. Sie nehmen für *Scalarituba* einen zu Banksedimenten marginalen Lebensraum an, wo ein hoher Sauerstoffgehalt gegeben ist. CONKIN & CONKIN 1968 sehen in *Scalarituba* die Spur eines marinen Wurmes, der im Flachwasser, möglicherweise in der Gezeitebene, gelebt hatte. Die würde bedeuten, daß in *Scalarituba* eine Form zu sehen ist, für die ein Ablagerungsraum von *Scolithos-Glossifungites*-Fazies über die *Cruziana*-Fazies bis zur *Zoophycos*-Fazies angenommen wird.

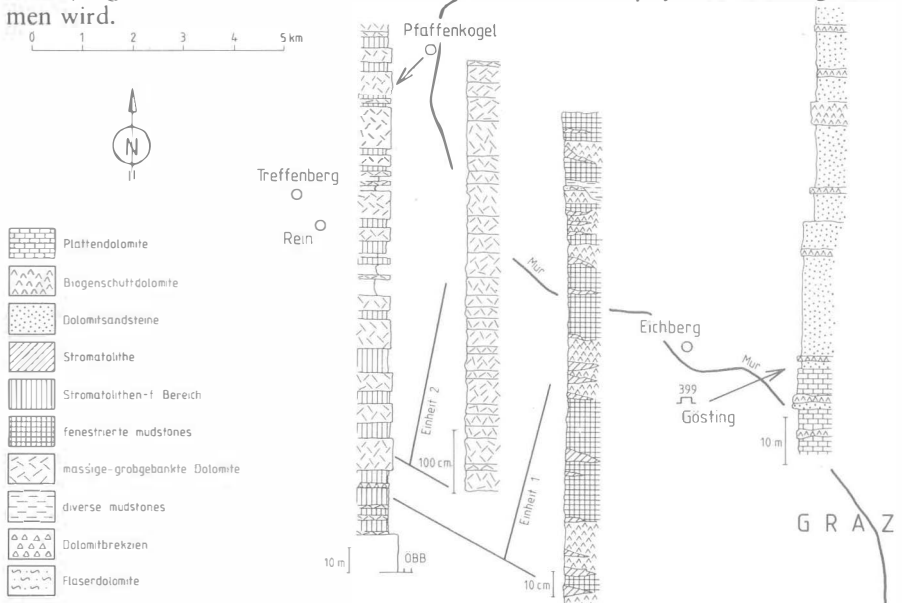


Abb. 2: Lage und Lithologie der Profile „Steinbruch 399 im Göstinggraben“ und „Pfaffenkogel bei Stübing“.

## Haltepunkt 2: Pfaffenkogel bei Stübing

Das Profil liegt am SE-Abfall des Pfaffenkogels zwischen Gratwein und Klein-Stübing. Es beginnt ca. 250 m N des Freilichtmuseums, etwa 15 m über der Bahnlinie zwischen den E-Masten der ÖBB 196/13. Das ca. 220 m mächtige Profil ist bei flacher Lagerung tektonisch kaum beansprucht und zeigt eine relativ gut aufgeschlossene Folge von laminierten bis massigen Dolomiten. Bereits im Gelände läßt sich ein Wechsel erkennen, insofern als laminierte bis dm-gebankte Dolomite mit zahlreichen stromatolithischen Lagen mit massigen, m-gebankten, grobstückig brechenden Dolomiten wechsellagern. Morphologisch drückt sich dieser Wechsel in treppenförmigen Abstufungen aus; die laminierten bis dm-gebankten Dolomite stellen dabei Verebnungen dar, während die schroffen Abfälle von den massigen Anteilen gebildet werden. Außer diesen 2 Dolomittypen sind im Gesamtprofil die einmal gemachte Beobachtung einer „tepee“-Struktur und das Auftreten monomikter Brekzienlagen erwähnenswert.

### 1. Laminierte bis dm-gebankte Dolomite (Einheit 1)

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, 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 vadose 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 Schliff keinen Korn zu Kornkontakt und bilden häufig Aggregate.

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

## 2. Grobgebankte bis massige Dolomite (Einheit 2)

Ein ca. 7 m mächtiger Abschnitt wurde im Detail untersucht. Er besteht aus massigen, nur undeutlich im m-Bereich gebankten Dolomiten, die im Schriff als grobkristalline, Pellet-führende Schlamm dolomite mit über 10 Prozent Komponenten (wackestones) erscheinen. Neben homogenen wackestones mit z. T. indet. Komponenten treten auch solche mit keystone-vugs (spezieller Hohlraumtypus) auf, lokale Verwühlungserscheinungen sind erkennbar.

Interessant ist eine Lage im Hangendsten dieser Einheit, die sich als fenestrierter Schuttkalk (grainstone) ausweist, und neben individuellen Gips/Anhydritkristallen auch kleine Gips/Anhydritrosetten führt.

	Supratidal	Intertidal	Subtidal
Fenstergefüge	X	O	
Trockenrisse	X	X	
Diskontinuierliche Feinrisse	O	X	
Helle frühdiagenetische Dolomite	X	X	
Unregelmäßige, laminierte Dolomitreite (Beteiligung von Algen)	X	O	
LLH-Stromatolithe (tlw. aufgearbeitet)	X	X	O
Vadose Pisoide	X	O	
Kristallsilt	X	O	
Dolomit mottling	O	X	
Kollapsbrekzien	X		
Bioturbation		O	X
Onkoide		O	X
„Beach rock-Zemente“	X	X	
„Keystone vugs“	X	X	
Dolomitkrusten	X		
Quarzsilt-Lagen	X	X	
Fossilhäufigkeit:			
gering	X	X	
groß			X
Diversität:			
gering	X	X	
groß			X
Korngröße:			
Lithoklaste-Schlamm	X		
Feinsand-Schlamm		X	
Grobsand-Schlamm			X
Lösungserscheinungen	X		
Microcavernen	X	X	
Biogene Strukturen			X
Bankung:			
mm-dm	X	X	
dm-m-massiv			X
Erosionskanäle (mit Lithoklasten u. Bioklasten)	O	X	
Tepee-Strukturen	X	O	
Geringmächtige inversgradierte Lagen	X	O	

Tab. 1: Fazielle Merkmale für karbonatische Küsten- und küstennahe Sedimente (Zusammenstellung aus FENNINGER & HOLZER 1978).

## Zur Genese der Ablagerungen

Wie die von FENNINGER & HOLZER 1978 übernommenen und aus zahlreicher Literatur zusammengetragenen Merkmale für karbonatische Küsten- und küstennahe Sedimente zeigen (Tab. 1), die sich in der Abfolge vom Pfaffenkogel finden lassen, ist die Zuordnung der laminierten, Stromatolithenführenden Einheit in einen supra- bis intertidalen Bildungsraum unschwer durchzuführen. Ob die Lagen „vadoser Pisoide“ als Caliche-Bildung oder als Bildungen in einem hypersalinen Milieugedeutet werden sollen, ist bei den vorliegenden dolomitisierten Folgen nicht abzuklären, bzw. nach Zusammenschau der gesamten Merkmale des Profiles eher letzterem der Vorzug zu geben. Andererseits ist die Zuordnung der grobgebankten bis massigen Dolomite, die sich von der vorher erwähnten Einheit im lithologischen Habitus, den gröberen Kristallkörnern -aufgrund der stärkeren Umkristallisation- und durch das weitgehende Fehlen der textuellen Merkmale unterscheidet, durch eine kaum vorzunehmende Identifikation der Komponenten (ev. Pellets, Intraklaste, Biogenreste) erschwert.

Aus dem Gesamteindruck ergibt sich als Ablagerungsraum ein tiefintertidaler bis flach subtidaler Bereich. Die diagenetische Umwandlung erscheint im Gegensatz zur ersten Einheit relativ später erfolgt zu sein.

## Haltepunkt 3: Profil Hartbauer

Dieses Profil befindet sich N von Graz unmittelbar NE der Stelle, wo S von Gratkorn von der alten Bundesstraße eine Auffahrtsgelegenheit auf die neue Schnellstraße gegeben ist. E dieser Kreuzung führt ein steil ansteigender asphaltierter Fahrweg auf die Verebnung auf der sich auch das Gehöft „Hartbauer“ befindet. Das dargestellte ca. 50 m mächtige Profil befindet sich im Waldhang oberhalb des genannten Fahrweges und schließt Schichten der Rannach-Fazies vom Top der Kanzel-Kalke bis in die Folge der Dult auf.

Zwischen den Steinbergkalken und den oberen Sanzenkogel-Schichten tritt eine auf Trockenfallen mit Verkarstung zurückgeführte Schichtlücke im Zeitraum do II/III — cu II  $\beta/\gamma$  (*marginifera*-Zone — *Scaliognathus anchoralis*-Zone) auf. Die Grenze zur Folge der Dult bildet eine Erosionslücke, die im höchsten Namur A angelegt wurde. Hämatitkrusten innerhalb der Dult-Folge zeigen eine Erosionsphase zwischen den basalen Kalken der Dult und den Schiefen der Dult an.

Conodontenmischfaunen mit einer Faunenzusammensetzung do II/III/cu II  $\beta/\gamma$  treten in zwei Niveaus auf:

1. In einer 3 cm mächtigen rotbraunen feinkörnigen Kalkbrekzie an der Basis der Oberen Sanzenkogel-Schichten.
2. In Karstschlottenfüllungen bis zu 20 m unter dem Niveau von (1) in den hangenden Kanzelkalken und basalen Steinbergkalken.

## Kanzel-Kalke

Massige bis dickbankige, hellgraue Biomikrite mit bis zu ca. 50 Prozent Crinoidenresten. Gegen die Steinbergkalke hin nimmt der Gehalt an Biogenen ab. Spärliche Conodontenfaunen zeigen, daß der Fazieswechsel von Flachwasser-(Kanzel-Kalk-) zu pelagischer (Steinbergkalk-) Entwicklung innerhalb des tiefen do I erfolgt.

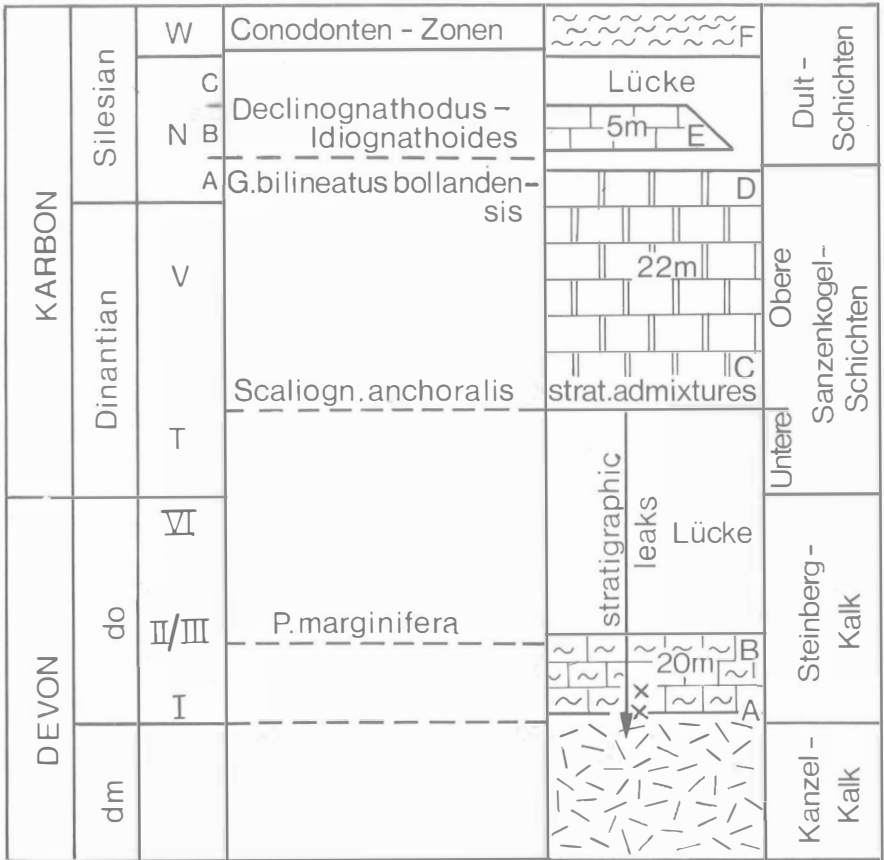


Abb. 3: Stratigraphische Übersicht über das Profil Hartbauer.  
 Rote Markierungen im Gelände:  
 A Grenzbereich Kanzel-Kalk/Steinbergkalk  
 B Top Steinbergkalke  
 C Basis Obere Sanzenkogel-Schichten  
 D Top der Oberen Sanzenkogel-Schichten  
 E Basis der Dult-Schichten  
 F Schiefer der Dult  
 x Bereiche mit do/cu-Conodontenmischfaunen

### Steinbergkalke

In einer Mächtigkeit von ca. 20 m sind sie in Form verschiedenfärbiger (grau — intensiv braungelb), teilweise geflasierter Mikrite bis Biomikrite (Biogene: Cephalopoden-, Trilobiten und indet. Schalenreste) ausgebildet. Eine detaillierte biostratigraphische Gliederung mit Conodonten wurde in diesem Profilabschnitt aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse unterlassen. Das Top der Steinbergkalke liegt innerhalb der *marginifera*-Zone (do II/III).

## Spaltenfüllungen

Im Bereich der obersten Kanzel-Kalke bzw. tiefen Teilen der Steinbergkalke wurden Nester mit do/cu-Faunenmischungen gefunden. Lithologisch unterscheiden sich diese Mischfaunenbereiche kaum von den Steinbergkalken oder Sanzenkogel-Schichten. Nur örtlich tritt in Nestern angereichert ein rötlichbraunes, kalkig-toniges Sediment auf, in dem in einer mikrosparitischen Grundmasse bis zu 35 Prozent unbestimmbare, dunkelbraune Biogenreste, Echinodermen und Foraminiferen (*Umbellina* sp.) auftreten. Auch die Verbreitung der Mischfaunenbereiche ist unregelmäßig. So konnten aus Mischfaunenbereichen auf engstem Raum vertikal und horizontal in lithologisch nicht zu unterscheidenden Gesteinen reine Oberdevon-, reine Unterkarbon- oder Mischfaunen isoliert werden. Eine Abgrenzung der Spaltenfüllungen im Gelände gegen das Umgebungssediment scheitert an den schlechten Aufschlußverhältnissen und den zu geringen lithologischen Unterschieden.

	Unlös. Rückstand %	FeO %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Mn ppm
Obere Sanzenkogel-Schichten	4,34—5,75	0,08—0,12	0,53—1,84	548—888
Mischfaunen- und Spalten- füllungsbereiche	6,10—59,81	0,06—0,15	0,89—3,5	1075—1230
Steinbergkalke	3,4—10,13	0,10—0,12	0,29—1,42	580—768
Kanzelkalk	2,44—3,31	0,05—0,13	0,45—0,89	378—958

Tab. 2: Sedimentchemische Daten und unlöslicher Rückstand aus dem Grenzbereich Steinbergkalk/Sanzenkogel-Schichten, den Mischfaunenbereichen und den obersten Kanzelkalken. Der unlösliche Rückstand setzt sich aus Quarz, Illit/Muskovit und Eisen(hydr)oxiden zusammen.

An der Basis der oberen Sanzenkogel-Schichten treten in einem 3 cm mächtigen Bereich Faunenmischungen (stratigraphic admixtures) auf. In einer „tonreichen“ Matrix sind in diesem Bereich mm-große, mikritische Kalkkomponenten und stark korrodierte authigene Quarze zu beobachten. Häufig sind in Schlifften ringförmige Querschnitte (*Umbellina* sp.).

Die Zusammensetzung der Mischfaunen entspricht mit ihren Elementen exakt der Topfläche der Steinbergkalke und der Basis der Sanzenkogel-Schichten. Elemente aus dem Intervall der Lücke fehlen. Ähnlich zusammengesetzt sind auch die bis zu 20 m tiefer liegenden Mischfaunenbereiche (stratigraphic leaks) der Spaltenfüllungen. Sie unterscheiden sich von den an die Schichtlücke gebundenen stratigraphic admixtures nur durch Komponenten, die den Zeitraum: Lage der Mischfauna im Profil — Top der Steinbergkalke skizzieren. Daraus wird gleiche Genese beider Mischfaunentypen abgeleitet: Trockenfallen der Steinbergkalke und Verkarstung im höheren Oberdevon und tiefen Unterkarbon und marine Überflutung des Karstreliefs unter Mischfaunenbildung im cu II  $\beta/\gamma$ .

Lithologisch sind die in diesem Profil 32 m mächtigen und bis in das tiefe Namur A (*Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone) reichenden oberen Sanzenkogel-Schichten als gutgebankte, teilweise geflaserte, gefleckte biogenführende Mikrite mit Echinodermen, Trilobiten, Cephalopoden und indet. Schalenbruchstücken ausgebildet. Ca. 2 m über der Schichtlücke treten im cu II  $\delta$  ca. 2 m mächtige, cm-gebankte, rotbraune Lydite auf.

Mit Conodonten läßt sich dieser Profilabschnitt ausgezeichnet gliedern. Folgende Zonenmächtigkeiten wurden erkannt (Tab. 3):

Tab. 3:	Conodontenzone	Mächtigkeit	Grenze zwischen Probnummer
Hangend	<i>Gnathodus bilineatus</i> <i>bollandensis</i> —	300	
	ob. <i>Gnathodus commutatus</i> <i>nodosus</i> —	660	44/45
	unt. <i>Gnathodus commutatus</i> <i>nodosus</i> —	300	34/35
	<i>Gnathodus bilineatus</i> <i>bilineatus</i> —	150	29/30
	<i>Gnathodus</i> sp. A —	400	25/26
	<i>Gnathodus typicus</i> —	215	12/13
	<i>Scaliognathus anchoralis</i> —	130	7/8
			0/1

Die cu/co-Grenze ist im Bereich der oberen *Gnathodus commutatus nodosus*-Zone zu suchen und aufgrund der vorliegenden Faunen und des Kenntnisstandes der Conodontenchronologie in diesem Bereich zur Zeit noch nicht näher zu fixieren.

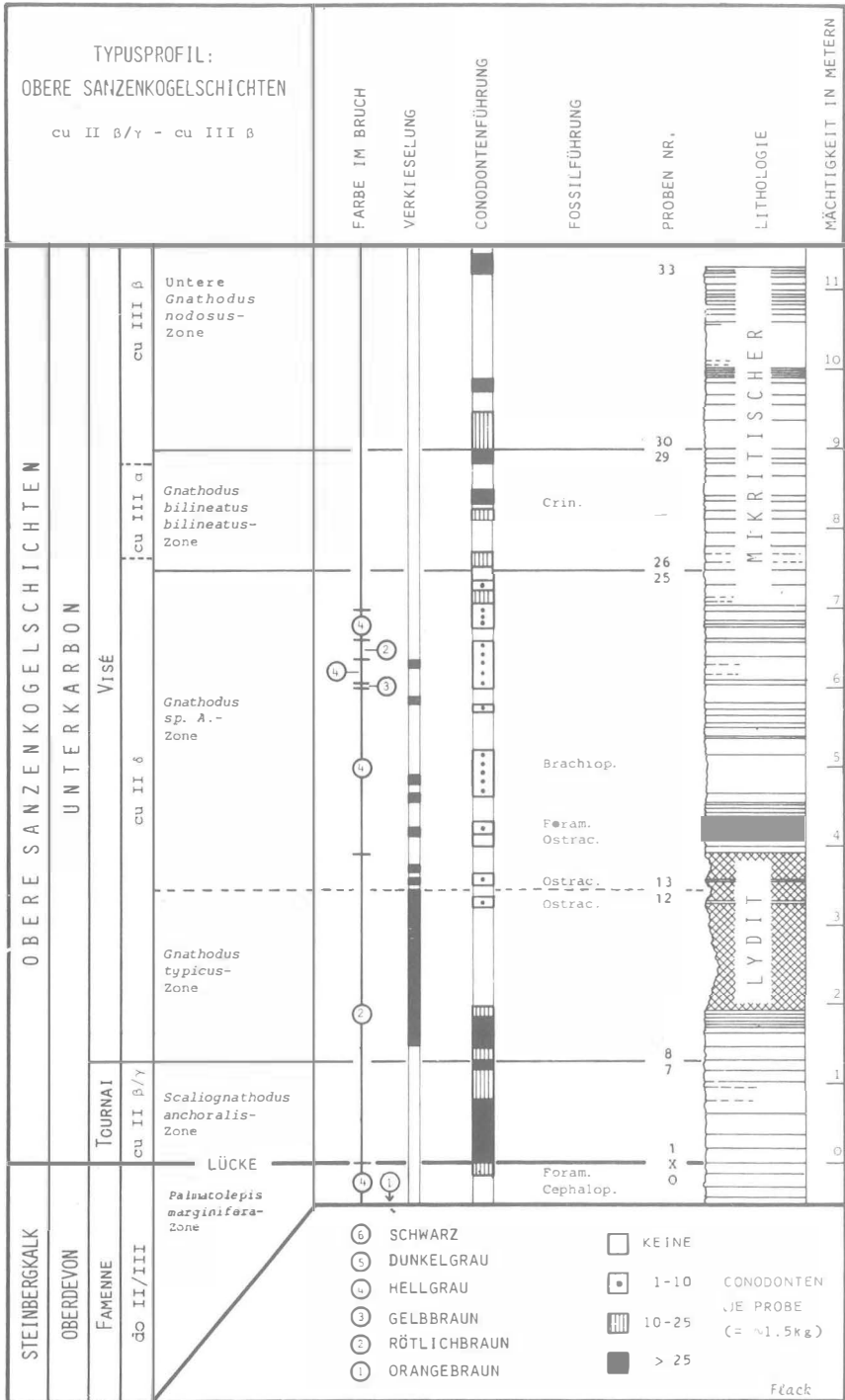
## Schichten der Dult

Massige bis dickbankige dunkle mikritische Kalke und grobkörnige Dolomite (Namur B) und dunkle ebenflächig brechende Schiefer (? Westfal).

Die Grenze zu den oberen Sanzenkogel-Schichten ist durch eine wellige Erosionsfläche gebildet. Darüber treten in den basalen Dultkalken bis einige cm große aufgearbeitete Komponenten aus den Sanzenkogel-Schichten auf.

An der Grenze zu den überlagernden Schiefen der Dult treten in hellgrauen, grobspätigen, kalkig-dolomitischen Gesteinen mit örtlicher Rauchwackenstruktur Roteisenanreicherungen ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt 21,39%) auf. Anschliffe (J. G. HADITSCH) zeigen eine Zusammensetzung der Krusten aus Hämatit und Kalzit. Genetisch handelt es sich um Oberflächenverwitterungserscheinungen, die einen eisenreichen Kalzit bzw. Dolomit von Klüften und Korngrenzen ausgehend zu Hydrohämatit umwandelten, der dann zu Hämatit entwässerte.

Spärliche Conodontenfaunen mit *Idiognathoides* sp. ex gr. *sulcata* und regionale Vergleiche ordnen die Kalke der Dult dem Namur B zu.





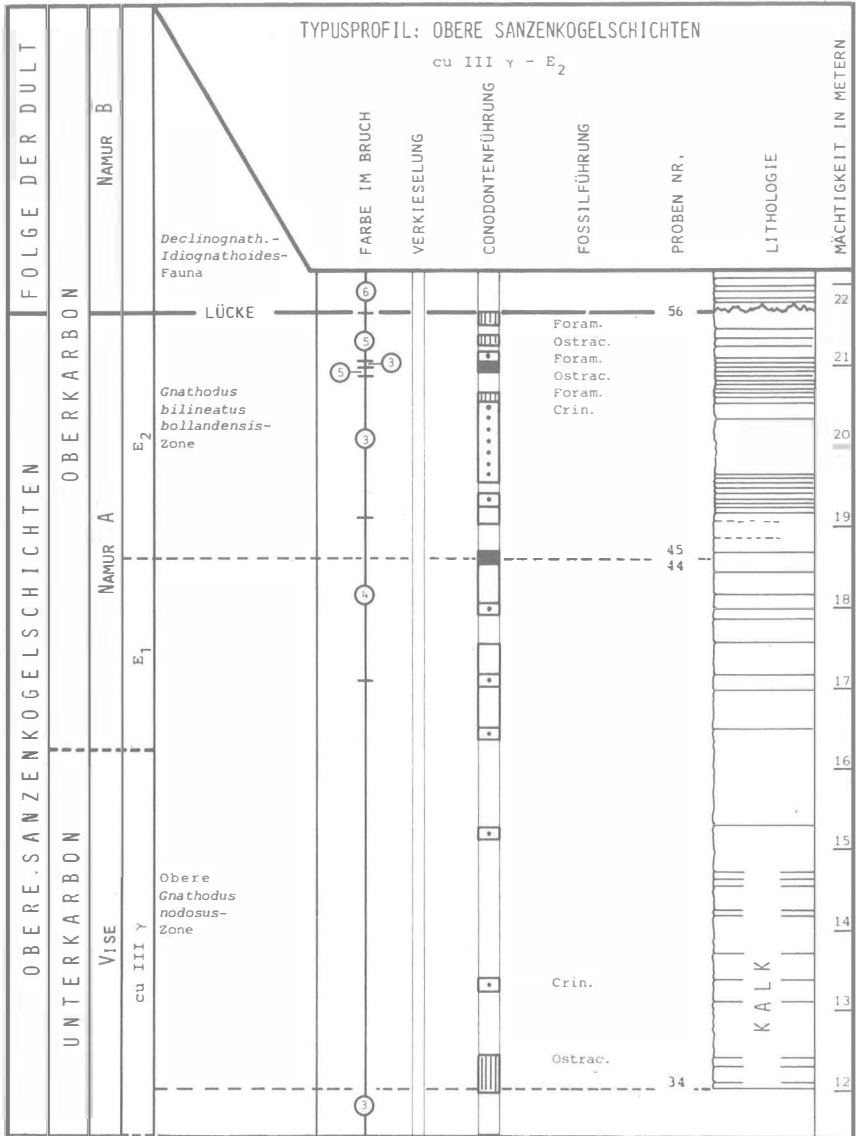


Abb. 4a: Fortsetzung von Abb. 4.

Abb. 4: Typusprofil der Oberen Sanzenkogel-Schichten im Profil Hartbauer (nebenstehend).

DIE CONODONTENFAUNA DER OBEREN SANZENKOGEL-SCHICHTEN IM PROFIL HARTBAUER		G	X	Scaliognathus anchoralis-Zone							Gnathodus typicus-zone				Gnathodus sp. A-Zone							
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Palmatolepis marginifera-Zone																						
Palmatolepis glabra pectinata																						
P. glabra prima																						
P. gracilis gracilis																						
P. marginifera marginifera																						
P. minuta minuta																						
Polygnathus glaber bilobatus																						
Palmatolepis glabra distorta																						
P. glabra lepta																						
Gnathodus antetexanus																						
G. punctatus																						
G. typicus																						
Hindeodella segaformis																						
Polygnathus communis communis																						
P. cf. communis carinus																						
Pseudopolygnathus triang. pinnatus																						
Scaliognathus anchoralis																						
Siphonodella sp.																						
Gnathodus cuneiformis																						
G. delicatus																						
G. semiglaber																						
Polygnathus inornatus																						
P. orthoconstrictus																						
P. sp.																						
Gnathodus texanus																						
G. sp.																						
G. cf. texanus																						
G. symmutatus symmutatus																						
G. commutatus cf. commutatus																						
G. sp. A																						
Spathognathodus sp.																						
Gnathodus commutatus commutatus																						
G. bilineatus bilineatus																						
Neoprioniodus montanaensis																						
Spathognathodus campbelli																						
Sp. weneri																						
G. bilineatus cf. bilineatus																						
G. girtyi ssp.																						
G. commutatus lineatus																						
G. commutatus nodosus																						
G. commutatus mononodosus																						
G. commutatus homopunctatus																						
Neoprioniodus scitulus																						
Gnathodus bilineatus bil. → bil. boll.																						
G. bilineatus bollandensis																						
G. bilineatus ssp.																						
G. commutatus multinodosus																						

## Rote Markierungen im Gelände

- A: Grenzbereich Kanzel-Kalk/Steinbergkalk
- B: Top Steinbergkalk
- C: Basis obere Sanzenkogel-Schichten
- D: Top obere Sanzenkogel-Schichten
- E: Basis der Kalke der Dult
- F: Schiefer der Dult
- X: Mischfaunenbereiche
- 56: Conodontenprobenpunkte im Typusprofil der oberen Sanzenkogel-Schichten (vgl. (Abb. 4, Tab. 4).

<i>Gnathodus</i> sp.A.-Zone				<i>Gnathodus bilineatus</i> -Zone				Untere <i>Gnathodus commutatus</i> nodosus-Zone				Obere <i>Gnathodus commutatus</i> nodosus-Zone				<i>Gnathodus bilineatus</i> hollandensis-Zone																			
22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	

Literatur: Siehe EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 45—65, 4 Abb., 1 Tab., Graz 1980.

Anschriften der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. Fritz EBNER, Landesmuseum Joanneum, Abt. f. Geologie, Paläontologie und Bergbau, Raubergasse 10, A-8010, Graz, Österreich.

Univ.-Doz. Dr. Alois FENNINGER, Univ.-Doz. Dr. Hans Ludwig HOLZER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.



# Geologie entlang der Fahrtstrecke Graz — St. Michael — Murau

Leander P. BECKER, Graz

Mit 5 Abbildungen

Route: Graz — Gleinalm Autobahn — St. Michael — Knittelfeld — Scheifling — Murau.

Die Fahrt beginnt in Graz und geht vorerst in nördlicher Richtung muraufwärts bis Deutschfeistritz. Hier biegen wir von der Bundesstraße (B 67) gegen Nordwesten zur A9-Gleinalm Autobahn (Phyrn Autobahn AG), durchfahren den 1230 m langen Scharnerkogel-Tunnel und erreichen fast genau 3 km nach der Ausfahrtsanzeige Übelbach die Kristallin/Paläozoikumsgrenze, unmittelbar unter der Sperbergrabenbrücke (nach Parkplatz mit aufgestelltem Wasserrad, Abb. 1).

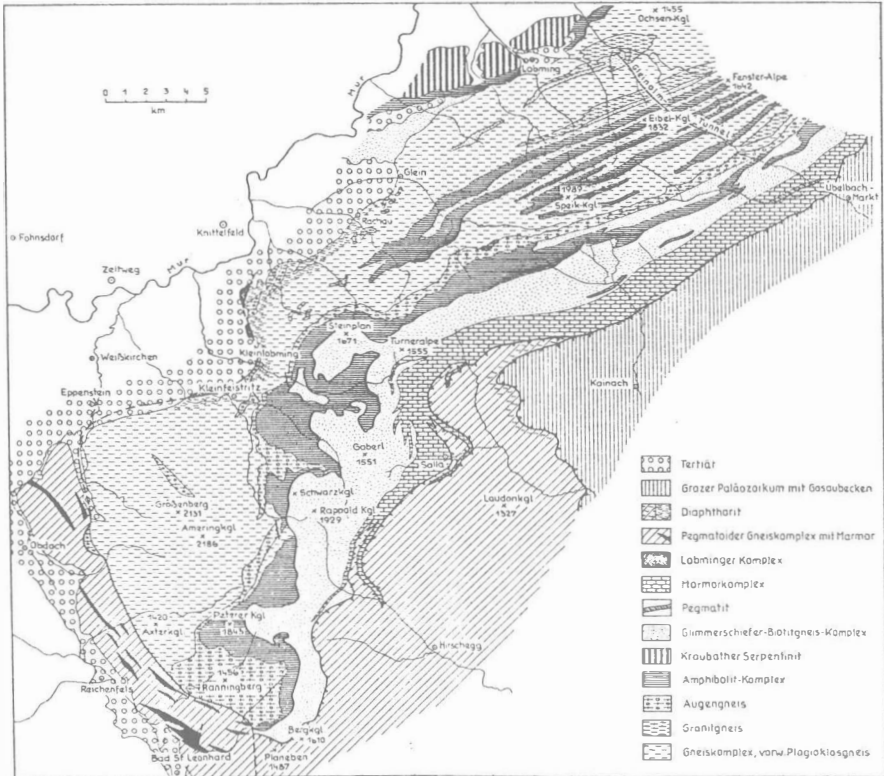


Abb. 1: Geologische Skizze des Gleinalpen-Stubalpen-Zuges nach BECKER 1977 und Frank et al. 1976 (aus TOLLMANN 1977: 219).

Die erste grundlegende Arbeit über das Kristallin der Gleinalpe stammt von ANGEL 1923. Er gliederte die Gleinalpe in einen „granodioritischen“ Kern (metamorphe Granodiorite, Diorite, Granite, Aplite) und eine bis nahezu 3000 m mächtige Hülle (untere, kalkarme und obere, kalkreiche Schieferhülle). Der Kern besteht vornehmlich aus einer intensiven Wechsellagerung hornblendereicher bzw. hornblendearmer Gneise (Plagioklasgneise) neben annähernd reinen Amphibolitlagen.

FRANK et. al. 1976 sehen in dieser eng gebänderten Wechselfolge eine metamorphe Vulkanitserie mit alternierenden Lagen von kaliarmen sauren und basischen Lagen (Dazite und Basalte).

Die Grenze Kerngesteine/Hüllschiefer ist durch den im Grenzbereich liegenden rund 300 m mächtigen Augengneis deutlich markiert, den HERITSCH & TEICH 1975 und TEICH 1978 als metamorphen Quarzporpyr deuten. Ihm folgen, der unteren Hülle zugehörend, Hellglimmerschiefer, Zweiglimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, Amphibolite mit Serpentineinschaltungen und Gneisquarzite. Die obere Hülle wird neben zahlreichen Marmorbändern durch Quarzite, Granatglimmerquarzite, Chloritschiefer und Pegmatite vertreten.

Nach der großen Talquerung (Goldschmiedbrücke) durchfahren wir zunächst die oben genannte Hüllschieferereinheit, wobei entlang der Fahrtstrecke, in den rechtsseitig gelegenen Anschnitten die hellgrauen, z. T. gebänderten Marmore besonders deutlich ins Auge stechen.

Etwa 1 km vor Erreichen des Tunnelsüdportales gelangen wir in den Bereich der „Kerngesteine“. In den wenigen Felsböschungen sind die dunklen, hornblendereichen neben gebänderten Amphiboliten erkennbar.

Ein Profilschnitt entlang des rund 8,3 km langen Gleinalm-Autobahntunnels wurde von NOWY 1977 publiziert (Abb. 2a).

Nach Verlassen des Tunnels queren wir nach etwa 3 km (im Lainsachgraben) jenen Bereich, wo sich Gleinalmkristallin und die Ostausläufer des Seckauer Kristallins (hier Gneise und Granitgneise) scharen.

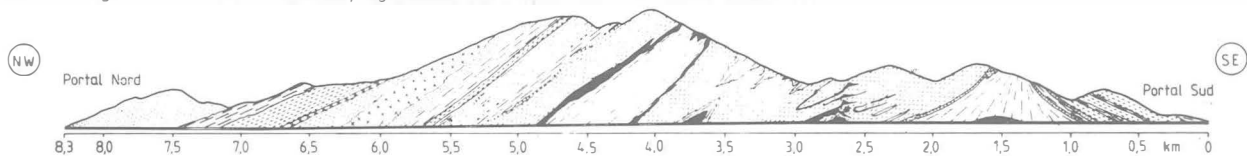
Bei der Ausfahrt St. Michael verlassen wir die Autobahn und fahren gegen Südwesten, muraufwärts Richtung Knittelfeld. Nach etwa 2 km ab obiger Ausfahrt tangieren wir den Ort Kaisersberg, der auf den nördlich davon, in der *Grauwackenzone* (Karbon der Veitscher Decke) liegenden Graphitbergbau hinweist. 1975 förderte der Betrieb über 12.000 t, er ist die größte zusammenhängende Lagerstätte im europäischen Raum.

Nach weiteren 6 km erreichen wir den mächtigen **Serpentin von Kraubath**: Ein langgestreckter Körper von rund 13 km Länge und über 2 km Breite. „Der weitaus größte Teil seiner Masse ist unverschieferter Maschenserpentin auf Grundlage von Duniten, mit einem trotz äußerer Unterschiede recht gleichmäßigem Grade der Umbildung. Unveränderte Typen fehlen ebenso wie vollständig serpentinierte selten sind. In der Verbreitung begleitender Pyroxenite läßt sich eine Trennung vornehmen; Bronzitefelse — auch mit harzburgitischen Übergangsgliedern — sind in der Serpentinmasse noch nicht selten und treten in ihr im allgemeinen in einem mittleren Streifen nahezu der ganzen Länge nach in unregelmäßigen, nicht genau umgrenzbaren Körpern auf. Andere, besonders diallagreiche Pyroxenite — einschließlich der wohl daraus entwickelten Smaragditefelse — bevorzugen als eine Art Randfazies den Außenrand des Serpentinstockes und vermitteln dort einen Übergang zu den Amphiboliten der Gleinalmhülle.

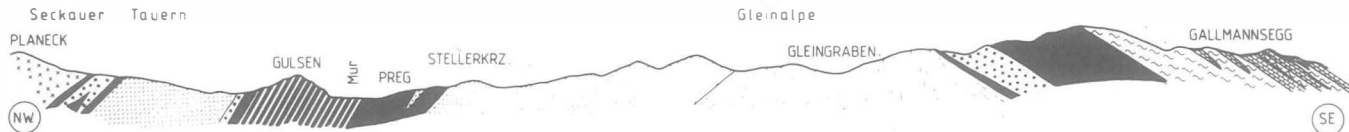
Diese schmale pyroxenitische Randentwicklung ist an manchen Stellen — sowohl am Nord- wie am Südrand — tektonisch abgerissen und nur dort entwickeln sich als

Abb. 2a—d: Geologische Profile entlang der Fahrstrecke.

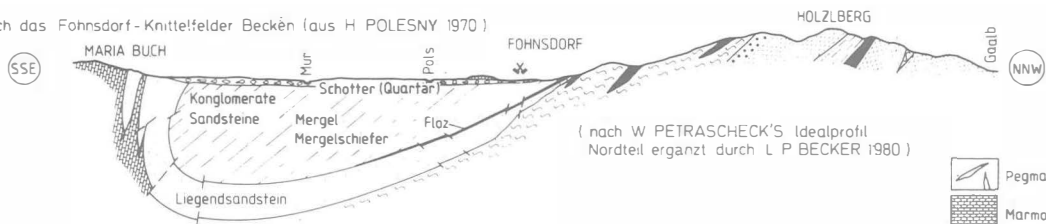
a) Profilschnitt entlang des Gleinalm - Autobahntunnels, aufgenommen von W NOWY 1973-1974 ( aus W NOWY 1977 )



b) Profil von den Seckauer Tauern über den Serpentinstock von Kraubath bis zur Gleinalpe ( L P BECKER 1979 )



c) Profil durch das Fohnsdorf-Knittelfelder Becken ( aus H POLESNY 1970 )



d) Profil von den Seckauer Tauern über den Falkenberg bis zu den Seetaler Alpen ( L P BECKER 1979 )



-  Pegmatit
-  Marmor i allg
-  Glimmerschiefer
-  Granatglimmerschiefer
-  Amphibolit
-  Serpentinit
-  Augengneis
-  Biotitgneis u Glimmerschiefer
-  Granitgneis
-  Gneis, Plagioklasgneis
-  Banderamphibolit "Lagenserie" ( Vulkanogene Serie der Gleinalm )

Folge der Durchbewegung reine und stark verschieferte Antigoritserpentine. Eine solche Stelle ist am Weg in den Sommergraben im Bachbett vorzüglich aufgeschlossen“ (CLAR 1939).

Der Serpentinikörper ist ein Bauglied der Gleinalpe, er gehört in die bereits beschriebene untere Schieferhülle. Im Gegensatz zu den mächtigen, ruhig lagernden Hüllschiefern am Gleinalpensüdrand sind diese hier tektonisch stark reduziert, ja größtenteils fehlend. Die Stellung des Serpentinikörpers zu den benachbarten Einheiten zeigt Profil der Abb. 2b. Abgebaut wird das für Zuschlagstoffen verwendete Material heute nur noch in den südlich der Mur gelegenen Brüchen bei Preg und Lobming.

Bald nach den Steinbrüchen weitet sich das Murtal zu einem fast 10 km breiten Becken auf, wir erreichen das inneralpine Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbecken. Über die Lithologie und Stratigraphie des Beckens gibt die Abb. 3 Auskunft.

Das um Ost-West gestreckte Becken zeigt im Profilschnitt eine stark asymmetrische Ausbildung. Die mit rund 20° Südeinfallen auf dem kristallinen Grundgebirge liegende Nordflanke der Mulde (Abb. 2c) ist recht flach gelagert, während der Gegenflügel steil aufgerichtet, ja sogar stellenweise überkippt ist und durch zahlreiche Brüche Versetzungen zeigt. Über die maximale Tiefe des Beckens — tiefster Beckenuntergrund vermutlich im Südteil des heutigen Troges — liegen Angaben von 1500 bis 2000 m vor (METZ 1973). Über die Entstehung und Gestaltung des Tertiärbeckens gibt METZ folgenden zeitlichen Ablauf:

„Älteste Anlage ist ein Senkungsvorgang, der ein ostwestliches bis nordöstliches Streichen der syndesimentär absinkenden Schichten bewirkte. Erst nach der Kohlebildung setzte während der Sedimentation der Hangendschichten ein flexurartiger, in Nordwestrichtung streichender Abriß des Hauptbeckens gegenüber seinem Westrahmen ein. Jüngstes tektonisches Ereignis ist die auf eine sehr schmale Zone beschränkte Einzwängung des Tertiärs mit der Ausbildung von südwestvergenten Falten und gelegentlichen Schuppen.

Den Einfluß einer in Nordostrichtung verlaufenden Tektonik müssen wir also als älteste wirksame Richtung annehmen, wobei eine zeitliche Trennung zwischen dieser und einer Ost-West-Richtung schwer zu fixieren ist. Die Sedimentation des Jungtertiärs war jedenfalls von diesen beiden Richtungen beeinflusst.

Auf Grund der Mächtigkeitzunahme der ältesten Schichten gegen Süden haben wir bereits früher ein ältestes Initialbecken im Südteil des heutigen Hauptbeckens wahrscheinlich gemacht. Die in NE-SW verlaufende Vertaubungszone im Ostfeld der Fohnsdorfer Grube läßt vielleicht auf eine damals schon wirksame NE-Richtung schließen. Auch der störungsbedingte heutige Südrand des Beckens zeigt im Großbild diese Richtung.“

Die heutige Oberflächenformung des Tertiärbeckens wird durch pleistozäne Decksedimente bestimmt. An den Fußbereichen der ansteigenden Randgebirge sind nach POLESNY 1971 vereinzelt noch ältere Terrassenreste erkennbar (Deckenschotter, Riß-Ufermoränen am Südrand und -Hochterrassenschotter).

Das eigentliche Beckeninnere — sieht man vom nachpleistozänen Mureinschnitt ab — wird von den (Würm-)Niederterrassenschottern eingenommen, für die POLESNY eine Hauptterrasse, Zwischenleisten und einen neuerlichen Hochstand angibt. Unsere Strecke (E7, früher B17), liegt fast zur Gänze auf dem Niveau der Hauptterrasse.

In unmittelbarer Nähe der Mur liegen die untersten späteiszeitlichen Terrassen, die allgemein einer Nachwürmphase zugeordnet werden.

Das Tertiärbecken wird von folgenden Kristallineinheiten begrenzt: Im Norden von den Vorbergen (Flatschacher Zug) der Seckauer Tauern, im Süden von



	FOHNSDORF-KNITTELFELDER BECKEN ( aus POLESNY H. 1970 )	KÖFLACHER B. ( Westrevier ) ( nach im Text angegebenen Arbeiten )
<b>UNTER-BADENIEN</b> ( UNERTORTON )	Ma. Bucher-Sinter Kraubather Magnesit (?) Kohlespuren Blockschotter $\geq$ 1000m Sandige Folge v Apfelberg (50m) mit unterlagernden Blockschottern	Grob-bis Blockschotter mit Sandlagen (-80m) (= Eckwirt-Schotter)
<b>KARPATIEN</b> ( OBERHELVET )	<b>HANGENDSCHICHTEN</b> Zunahme der Schotterkomponente Tone, Sandsteine, Feinschotter u. Schotter Tone, sandige Tone Sandsteine, Feinschotter u. Kohlespuren Mergel Fohnsdorfer Muschelkalk Brandschiefer Fohnsdorfer Horizont (-12m)	feinsandige Tone, Sande Pendel Flöz (-20m) Tone mit Kohlespuren feinsandige Tone mit Sandzwischenlagen Sebastiani Floz (~3m) sandige Tone und Feinsande mit Kieszwischenlagen, Piberstein Floz (-20m) mit tonigen Sanden-sandigen Tonen (~70m)
	<b>LIEGENDSCHICHTEN</b> Liegendsandstein (-500m) Liegendschotter Ton m. Kohlebrocken u. sandigen Bänken (Beckenmitte) Basisbrekzie	feinsandige Tone und tonige Glimmersande-Grobsande Kiese bis Schotter (~50m) Brekzie ("Eggenberger Brekzie"), Rotschutt und Roterde

Kohlenfloe ■ Tuffe x Wirbeltierfunde ☒ Fe-Mn Konkretionen ●

Abb. 3: Stratigraphische Gliederung des Fohnsdorf-Knittelfelder- und Köflacher Beckens (aus BECKER 1980).

den Nordausläufern der Seetaler Alpen, im Westen vom Falkenbergzug und im Osten vom Stubalmgebirge.

Ein Querprofil, beginnend im Norden beim Rosenkogel (Seckauer Tauern) über das Pölstal, Falkenbergzug, Murtal bis in die Nordgehänge der Seetaler Alpen bei St. Peter ob Judenburg zeigt die Abb. 2d. Dieser Schnitt quert unsere Route genau 2 km nach der westlich Judenburg liegenden neuen Murbrücke.

Das Profil zeigt recht gut — trotz der vermuteten Bruchstörungen im Pöls- und Murtal — einen Zusammenhang bzw. gleichen Aufbau der Kristallinkörper. Bei

einem Vergleich mit dem Profil der Abb. 2b ist auch hier eine gute Übereinstimmung der Gesteinsabfolgen festzustellen. Für das Stub-Gleinalpengebiet einschließlich Koralpennordbereich hat BECKER 1977 ein säulenförmiges Sammelprofil (Abb. 4)

## SAMMELPROFIL

Zentral- bis  
Südbereich

Nordbereich

L.P. BECKER 1977

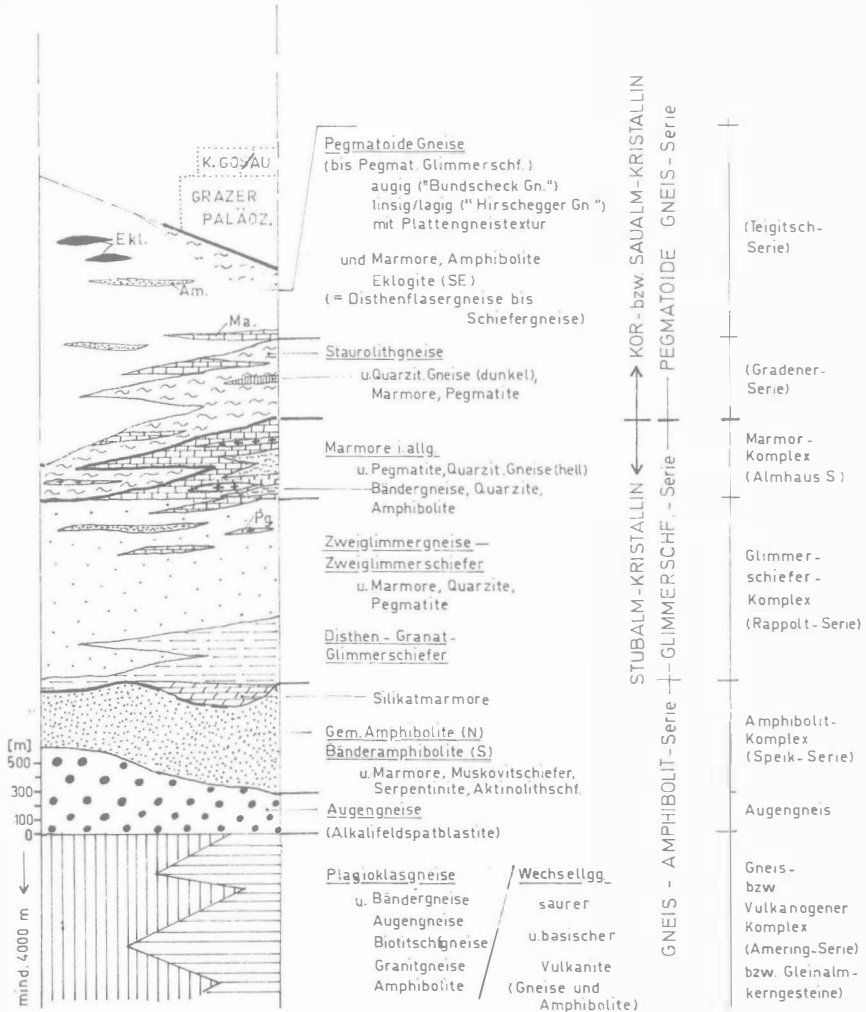


Abb. 4: Sammelprofil der lithologischen Verhältnisse des Stub-Gleinalpengebirges.

veröffentlicht, dessen Gliederung (nach lithologischen Serien bzw. Komplexen) ebenso für die Niederen Tauern eine gewisse Gültigkeit besitzt.

Dies bedeutet, daß folgende Gesteinsgruppen zu parallelisieren sind:

Stub-Gleinalpen Kristallin  
 Marmorcomplex  
 Glimmerschiefercomplex  
 Amphibolitcomplex  
 Gneiskomplex

Kristallin der Niederen Tauern  
 Sölker-Gumpenecker- und Bretsteinmarmor  
 Wölzer Glimmerschiefer  
 Hornblendereiche Serien  
 „Gneiskerne“

Den Versuch einer lithostratigraphischen Einordnung des Stub-/Gleinalpenzuges hat BECKER in oben erwähnter Arbeit unternommen. Er stuft dabei den gesamten Stub-Gleinalpenkomplex von der Wende Kambrium/Ordovicium (nach FRANK et. al.: Alter der „Gleinalmkerngesteine“  $500 \pm 45$  Mio. Jh.) bis ins Devon ein.

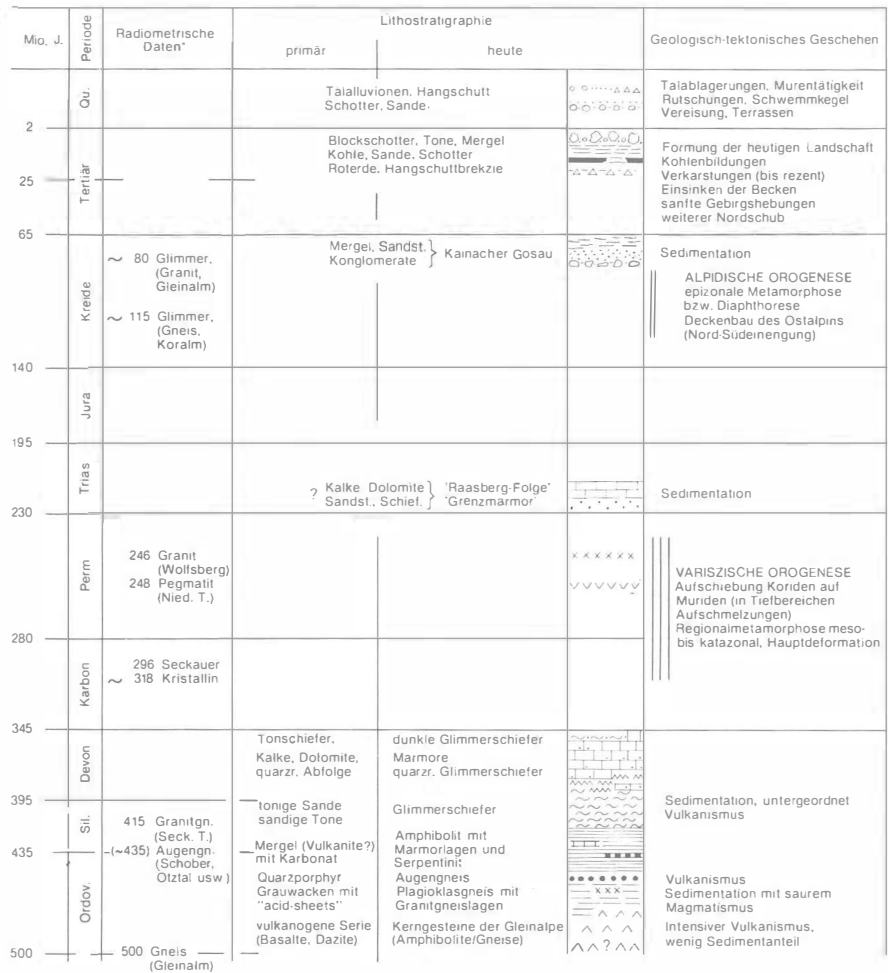


Abb. 5: Zeitlicher Abriß des geologisch-tektonischen Geschehens im Bereich der Stub-/Gleinalpe und benachbarter Gebiete (aus BECKER 1980).

Einen zeitlichen Abriß über Sedimentation, Magmatismus, Metamorphose und Tektonik für den Bereich des obersteirischen Kristallins soll die Abb. 5 vermitteln.

Nach weiteren 20 km erreichen wir nach dem Ort Scheifling die Ostgrenze des Murauer Paläozoikums (siehe NEUBAUER 1980 a, b).

## Literatur

- BECKER, L. P.: Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Steiermark) mit einem Vergleich seiner Position zur nordöstlichen Saualpe (Kärnten). — Carinthia 11, 87, 113—125, 3 Abb., Klagenfurt 1977.
- BECKER, L. P.: Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt 162, Köflach. — Geol. B. A., Wien 1980.
- CLAR, E.: Geologische Stellung des Serpentin von Kraubath. — Fortschr. Min., Kristallogr. u. Petr., 23, 81—82 (Exkursionsbericht X), 1939.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHABERT, S.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. — Tschermarks miner. petrogr. Mitt., 23, 191—203, 3 Abb., Wien 1976.
- HERITSCH, H. & TEICH, T.: Zur Genese des Augengneiszuges von der östlichen Gleinalpe in die westliche Stubalpe. — Anz. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., 1975/9, 115—119, Wien 1975.
- METZ, K.: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 33, 4—33, 11 Abb., Graz 1973.
- NEUBAUER, F.: Die Geologie des Murauer Raumes — Forschungsstand und Probleme. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 67—79, 2 Abb., 1 geol. Karte, Graz 1980 a.
- NEUBAUER, F., Exkursion Murauer Paläozoikum. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 115—128, 11 Abb., 2 Tab., Graz 1980 b.
- NOWY, W.: Die Geologie des Gleinalm-Autobahntunnels. 1. Teil: Tektonik. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 59—123, 46 Abb., 3 Taf., Wien 1977.
- POLESNY, H.: Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. — Unveröff. Diss. Univ. Wien, 234 S., Wien 1970.
- TEICH, T.: Die Genese des Augengneiszuges in der Gleinalpe-Stubalpe, Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 55—69, 4 Abb., 5 Tab., Graz 1978.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. Leander Peter BECKER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.

## Exkursion Murauer Paläozoikum

Franz R. NEUBAUER, Graz  
Mit 11 Abbildungen, 2 Tabellen

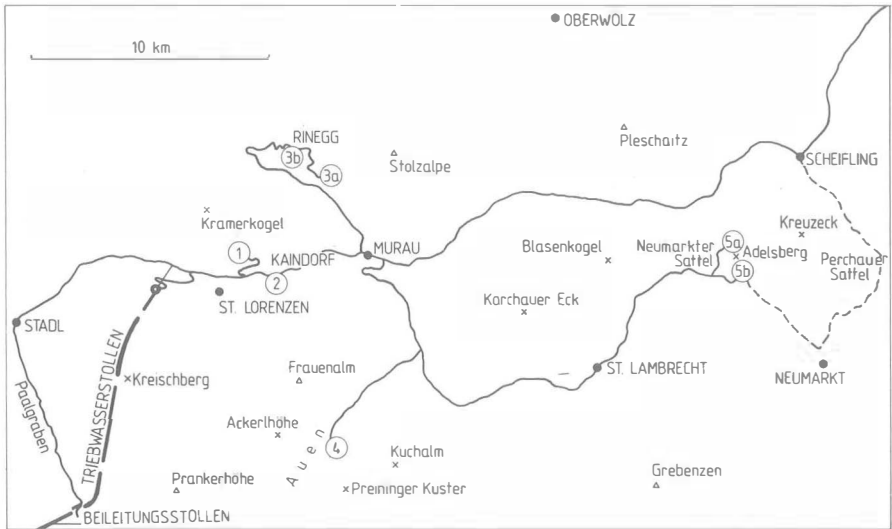


Abb. 1: Exkursionsroute

### Haltepunkt 1: Panorama/Südabfall des Kramerkogels

Ein Panorama vom Südabfall des Kramerkogels gegen S zeigt einen Überblick über die tektonischen Baueinheiten des westlichen Murauer Raumes (Abb. 2).

Die tektonisch tieferen Einheiten finden sich am Nordabfall des Kreisberges: Die Unterlage bilden hier von Westen herantreichende (Wölzer) Granatglimmerschiefer. Sie werden knapp über dem Mundloch des Triebwasserstollens der STEWEAG von den Einachgneisen überlagert, die bis zum Reichenauer Bach hin ausdünnen und verschwinden. Beide gehören nach TOLLMANN zum mittelostalpinen Kristallin.

Über dem Kristallin folgt in breiter Entwicklung das epimetamorphe Altpaläozoikum der Murauer Decke.

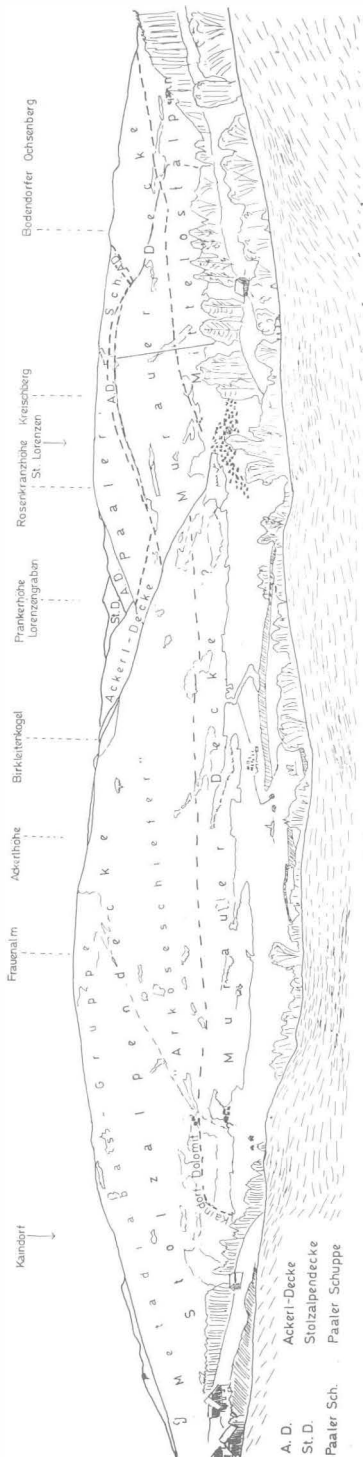


Abb. 2: Übersicht über die tektonischen Einheiten des westlichen Murauer Raumes, vom Südabfall des Kramerkogels aus gesehen.

Die darüber lagernden geringmächtigen und verschuppten Reste von Gneisen, Glimmerschiefern (Ackerlkristallin) und Permotrias werden zur Ackerldecke zusammengefaßt, wobei Ackerlkristallin vor allem den Bereich über die Mittelstation des Kreischbergesselliftes einnimmt. Permotrias zieht vom Rücken südlich Bodendorfer Ochsenberg zum Reichenauer Bach herab, ein weiterer Streifen ist am Westhang des Lorenzengrabens sichtbar.

Als höchst Einheit lagert hier die Paaler Schuppe (Paaler Konglomerat, Werchzirmschichten) der Ackerldecke auf.

Aus Ackerlkristallin bestehen auch die Berge des Hintergrundes (Kirbisch-Goldachnock), während die höchste Erhebung (Prankenhöhe) von der altpaläozoischen Prankergruppe (Stolzalpendecke) aufgebaut wird.

Der Ostteil des Panoramas wird von der Frauenalm beherrscht, deren Einheiten vom südwestlichen Teil durch den parallel zur Bildrichtung verlaufenden Trogschartenbruch abgeschnitten werden. Sie zeigt einen relativ einfachen Aufbau. Die tiefsten Abfälle bauen phyllitische Glimmerschiefer ( $\pm$  Granat) und Diaphthorite auf, welche wahrscheinlich der Murauer Decke (oder als Glimmerschiefer der Ackerldecke?) zugeordnet werden können. Die höheren Anteile bestehen aus dem invers liegenden Altpaläozoikum der Stolzalpendecke, das eine Dreigliederung zeigt: Metadiabas-Gruppe, „Arkoseschiefer“, Kaindorf-Dolomit.

### Fahrtstrecke entlang des Paalgrabens

Die Fahrtstrecke entlang des Paalgrabens vermittelt einen Überblick über die Deckeneinheiten des westlichen Murauer Raumes (vgl. auch THURNER 1958: 89—91).

Von Stadl ausgehend fährt man infolge des generellen flachen Südfallens vom Liegenden zum Hangenden (siehe Abb. 3).

(1) Mittelostalpinen Kristallin: Besonders an der Ostseite des Paalgrabens sind am Eingang Schiefergneise, Biotitgneise (THURNER 1958) in deutlich erkennbare, nordvergente Isoklinalfalten gelegt (vgl. TORNQUIST 197b).

Die diesen Gneisen auflagernden hellen Quarzite (Skyth?) sind etwa gegenüber dem Forsthaus Schwarzenberg aufgeschlossen.

(2) Es folgt die Murauer Decke mit granatführenden feinkörnigen Glimmerschiefern und Phylliten. Zu dieser Einheit sind auch die glimmerreichen Kalkmarmore des Melkerbodens (aufgelassener Steinbruch westlich der Paal; vgl. THURNER 1935) und weiter südlich anstehende, mit Kiesen vererzte Dolomite (direkt an Straße aufgeschlossen) zu zählen.

Unmittelbar im Paalgrabenboden selbst sind keine Äquivalente der Ackerdecke (Ackerkristallin, Permtrias in zentralalpiner Fazies) bekannt.

(3) Somit lagert hier das Paaler Konglomerat unmittelbar der Murauer Decke auf. Entlang der Straße sind bis zum Bereich der geplanten Talsperre (Mündung des Tiefbaches in die Paal) nur graugrünliche, quarzreiche Konglomerate aufgeschlossen.

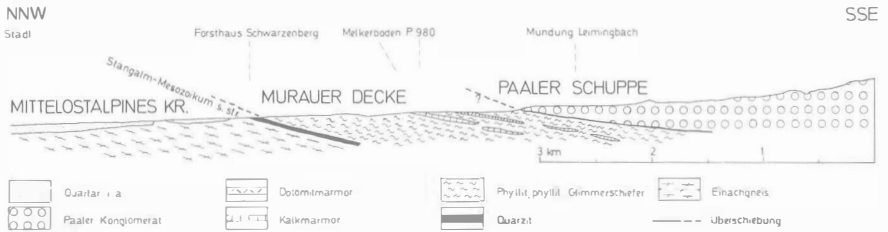


Abb. 3: Profil entlang bzw. knapp westlich des Paalgrabens (Unterlagen: THURNER 1958, THEYER 1969 und eigene Beobachtungen).

## Haltepunkt 2: Kaindorf-Dolomit (Stolzalpendecke; Kaindorf W Murau)

Südlich Kaindorf folgt im Liegenden von schwachmetamorphen Schiefen, Sandsteinen usw. (Arkoseschiefer und Phyllite nach THURNER 1936, 1958), welche mit dem Pranker-Metapsammit (Obersilur — Unterdevon) vergleichbar sind, ein Dolomitzug (Kaindorf-Dolomit, siehe Abb. 4). Er schaltet sich konkordant in diese Schiefer ein und konnte in einzelnen Aufschlüssen bis südlich St. Lorenzen verfolgt werden.

Ein Profil an der Kuppe zwischen Rothofer- und Schaffergraben liegt nach den stratigraphischen Daten invers und läßt sich gut gliedern (siehe Abb. 5).

Von der Kurve am Fuße der Kuppe findet man die Straße aufwärts stark durchbewegte Phyllite, welche wohl — wie weiter westlich auftretende biotit- und granatführende feinkörnige Glimmerschiefer — einer tieferen tektonischen Einheit (Murauer Decke?) zugeordnet werden müssen.

Es folgen helle, grobkörnige massige Dolomite mit folgender Conodontenfauna (Faunen gegenüber EBNER et al. 1977, NEUBAUER 1980a im Sinne der Multielementtaxonomie revidiert).

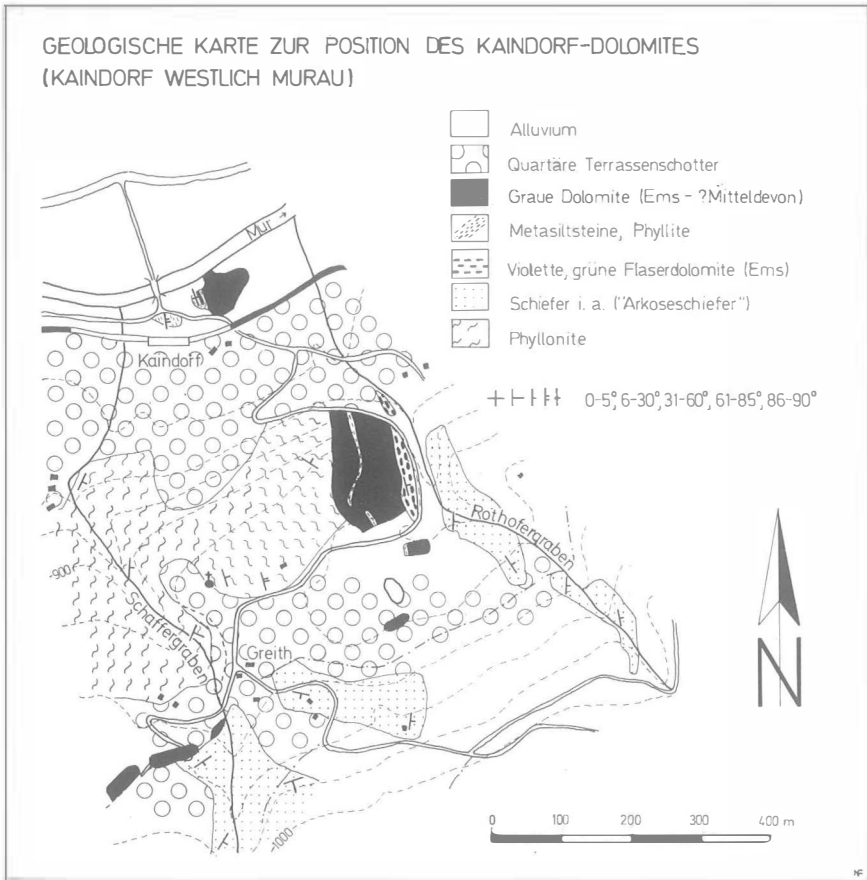


Abb. 4: Geologisches Kärtchen des Gebietes südlich Kaindorf (aus NEUBAUER 1980a, Abb. 8).

*Ozarkodina carinthiaca* (SCHULZE, 1968)

*Ozarkodina* sp.

*Pelekysgnathus?* sp.

*Polygnathus linguiformis* ssp. indet.

*Polygnathus* sp.

Mehrere Meter mächtige Siltschiefer und Phyllite trennen diesen Horizont von grauen, bankigen Dolomiten. Fauna:

*Belodella triangularis* STAUFFER, 1940

*Ozarkodina* sp.

*Pandorinellina steinhornensis miae* (BULTYNCK, 1971)

*Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (ZIEGLER, 1956)

*Pandorinellina steinhornensis* cf. *telleri* (SCHULZE, 1968)

An der Ostseite der Kuppe gehen diese Dolomite in violette bis grüne Flaser- bzw. Knollendolomite über. Fauna:

*Ozarkodina* sp.

*Pandorinellina* sp. (ozarkodiniformes Element)



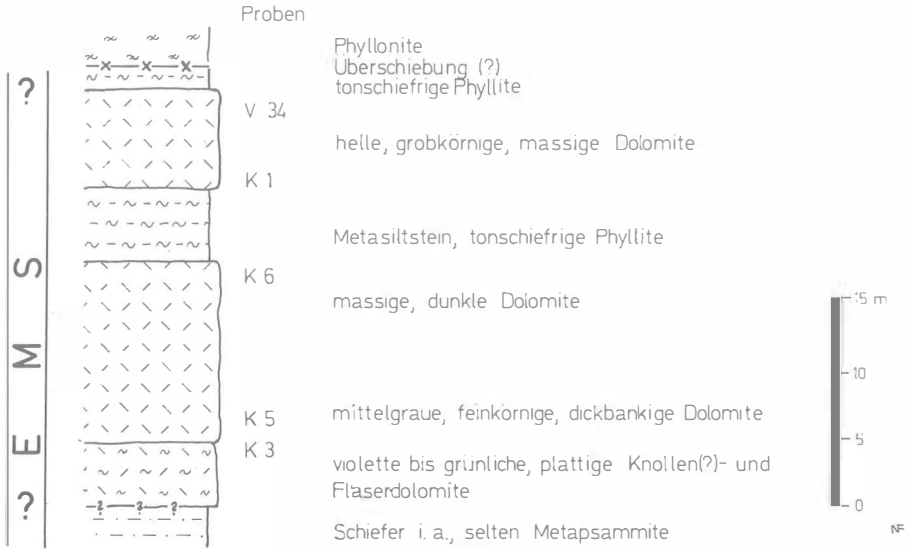


Abb. 5: Säulenprofil des Kaindorf-Dolomites (stratigraphisch aufrecht dargestellt; aus NEUBAUER 1980a, Abb. 9).

Dieser Kaindorf-Dolomit ist nach den Conodontenfunden in seiner Gesamtheit in das Ems einzustufen. Im Detail belegen die Faunen hohes Prag bis Zlichov, wobei vor allem der tektonisch liegende Dolomitzug in das Mitteldevon hinaufreichen dürfte (*Polygnathus linguiformis* ssp. indet.).

### Haltepunkt 3: Rinegg — Altpaläozoikum der Stolzalpendecke

Am Südwestabfall der Stolzalpe schaltet sich zwischen der Permotrias (violette Schiefer, Quarzite, Rauhwacken) und der hangenden Metadiabas-Gruppe ein unterschiedlich mächtiges Dolomitband ein (vgl. THURNER 1929, 1935, 1958). Es ist um Rinegg relativ mächtig entwickelt und liegt invers.

Die Dolomite können in mehrere Horizonte untergliedert werden (Abb. 6).

(a) Profil Grafenhütte — Leitner: Im Profil zwischen Grafenhütte und Gehöft Leitner (siehe Abb. 7) beginnt die Schichtfolge im Hangenden mit basischen Metavulkaniten und Schiefen, die in einen geringmächtigen, bisher nicht näher stratifizierten Dolomit (Dolomit I) übergehen (siehe Tab. 1). Liegend folgen phyllitische Schiefer und eventuell Tuffite. Der nächste Dolomitzug (Dolomit II) ist im tektonisch Hangenden eher massig entwickelt und geht gegen das Liegende in bankige, tonreiche Dolomite über. Aus diesem Dolomit konnten mehrfach Conodonten gewonnen werden, welche Obersilur und Unterdevon umfassen, wie auch ein fraglicher Nautiloideenrest.

Liegend folgen violette bis rötliche Flaserkalke, die etwa 6 m mächtig sind und in das Unterdevon eingestuft werden können (siehe Tab. 1).

Die Flaserkalke gehen in einen 10—12 m mächtigen Dolomit (Dolomit III) über, der zeitlich zumindest die *dehiscens* und *gronbergi*-Zone umfaßt (oberes Prag/Zlichov). Bemerkenswerter Weise gehen diese Dolomite über einen geringmächtigen Glimmermarmor in Schiefer und extrem feinkörnige Chloritschiefer über.

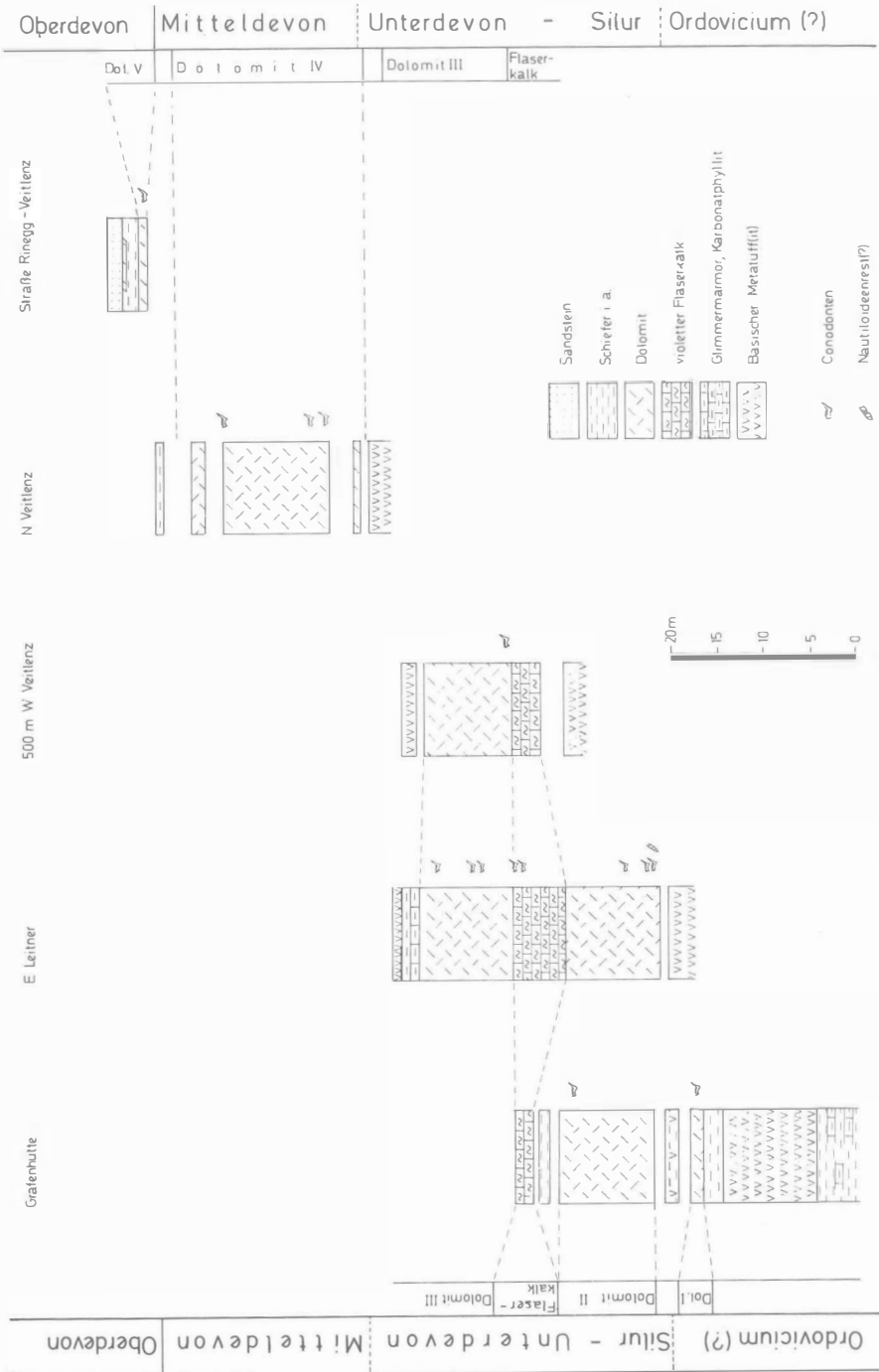


Abb. 6: Schematische Säulenprofile des Silur/Devons der Stolzalpendecke am Westabfall der Stolzalpe (Profile liegen tektonisch invers).

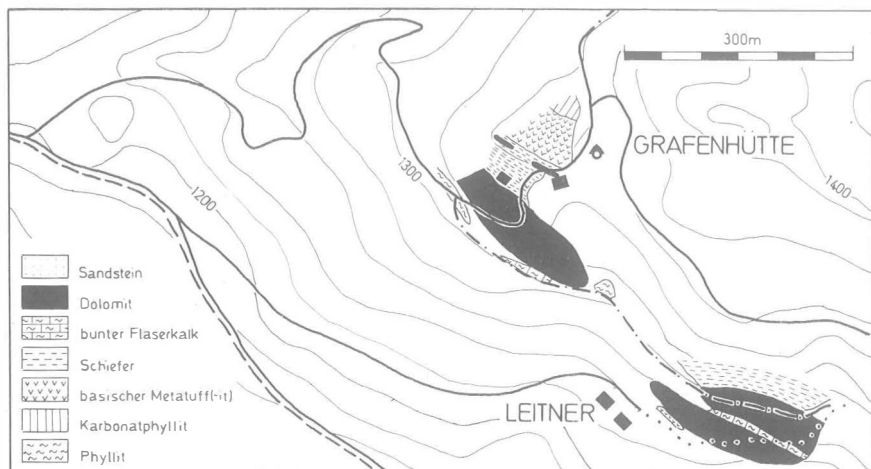


Abb. 7: Aufschlüsse der Exkursion zwischen Grafenhütte und Gehöft Leitner (Westabfall der Stolzalpe).

Beim Rückweg quert man westlich Gehöft Leitner Quarzite, die dem Skyth zugerechnet werden.

Lithologische Einheit	Dol I		Dolomit II			Flaserkalk		Dolomit III		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Probennummer	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Ozarkodina</i> sp. (Pb Element indet.)	•									
<i>Panderodus</i> cf. <i>unicostatus</i> (BRANSON & MEHL, 1933)	•									
<i>Belodella silurica</i> BARRICK, 1977			•							
<i>Dapsilodus</i> cf. <i>obliquicostatus</i> (BRANSON & MEHL, 1933)			•							
<i>Ozarkodina confluens</i> (BRANSON & MEHL, 1933)			•					•	•	
Pb Element (mediiform)			•							
M Element indet.			•							
Sa Element (excavatiform)			•	•						
Sb Element indet.			•							
Sc Element indet.			•							
<i>Ancyrodelloides</i> ? sp.				•						
<i>Ozarkodina</i> cf. <i>stygia</i> (FLAJS, 1967)				•						
<i>Ozarkodina wurmi</i> (BISCHOFF & SANNEMANN, 1958)					•			•		
Pb Element indet.					•			•		
Sb Element indet.					•			•		
Sc Element indet.					•			•		
<i>Pandorinellina steinhornensis</i> ssp. indet.					•			•	•	•
Pb Element (denckmanniform)								•	•	
Pb Element indet.								•	•	
<i>Belodella</i> sp.							•			
<i>Panderodus</i> sp.								•		
<i>Panderodus</i> cf. " <i>subquadratus</i> " (STAUFFER, 1940)									•	
<i>Ieriodus</i> cf. <i>bilaterioides</i> (ZIEGLER, 1956)										•
<i>Ieriodus</i> sp.										•
<i>Ozarkodina</i> sp.										•
<i>Pandorinellina steinhornensis</i> " <i>telleri</i> " (SCHULZE, 1968)										•
<i>Polygnathus dehiscens</i> PHILIP & JACKSON, 1967										•

Tab. 1: Conodontenfauna der Aufschlüsse zwischen Grafenhütte und Gehöft Leitner. Formen aus NEUBAUER 1979 im Sinne der Multielementtaxonomie revidiert.

(b) Rinegg: Südwestlich Rinegg ist infolge quartärer Verhüllung nur mehr der stratigraphisch höhere Teil dieser Schichtfolge aufgeschlossen (siehe Abb. 8). Sie besteht aus den Flaserkalken, dem Prag/Zlichov-Dolomit (Dolomit III), dem ein Metatuffitband folgen dürfte. Liegend sind massive, teilweise gebänderte Dolomite des Mitteldevons aufgeschlossen.

In einem isolierten Straßenaufschluß zwischen Rinegg und dem Gehöft Veitlenz konnte innerhalb einer geringmächtigen Dolomitlinse eine Conodontenfauna des to Ij (untere *Palmatolepis gigas*-Zone) nachgewiesen werden. Dieser Dolomit steht mit geringmächtigen Schiefnern und Arkosewacken im Zusammenhang, die den Übergang zu einer klastischen Faziesentwicklung zeigen dürften.

Die stark deformierten Phyllite im Liegenden der Arkosewacken, die eine etwa 20 cm mächtige Quarzporphyrilage führen, sind wohl nicht mehr als Fortsetzung dieses Profils zu sehen, sondern können als Schürflingsrest betrachtet werden (Quarzporphyre als Leithorizont des Oberordoviz?).

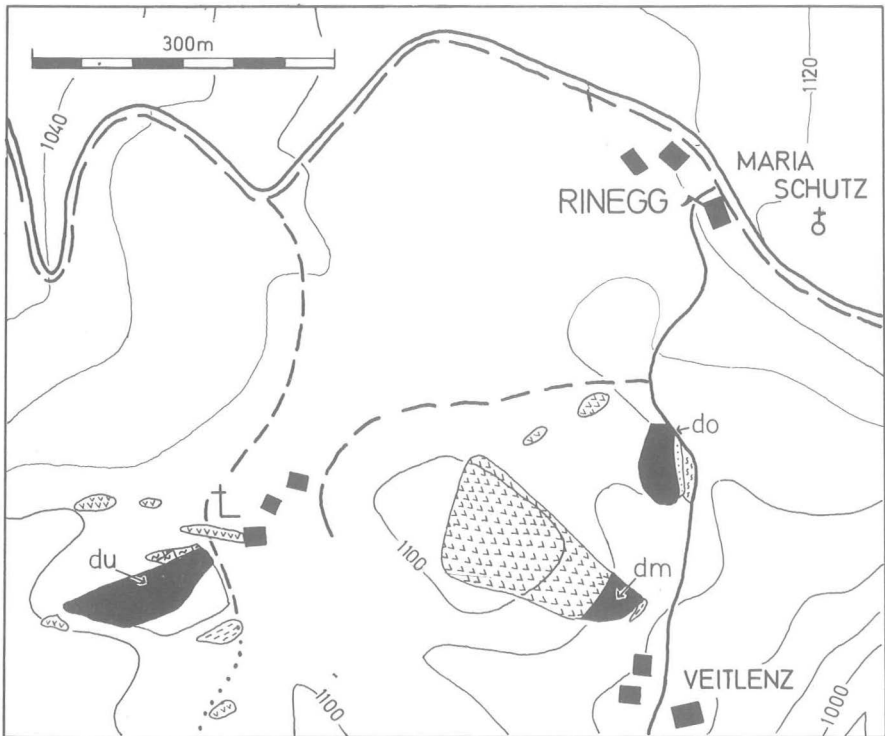


Abb. 8: Haltepunkt 3b: Aufschlußkärtchen des Devons der Stolzalpendeckung SW Rinegg. (Legende siehe Abb. 7).

#### Haltepunkt 4: Auen S Murau — Altpaläozoikum der Stolzalpendeckung

Im Gebiet von Auen, einem Hochtal an der Straße zwischen Murau und Metnitz, liegt nahe dem Talboden eine karbonatische Folge des hohen Ordoviz bis Oberdevon, welche als Auen-Gruppe zusammengefaßt wurde (siehe EBNER et al. 1977, NEUBAUER 1980a).

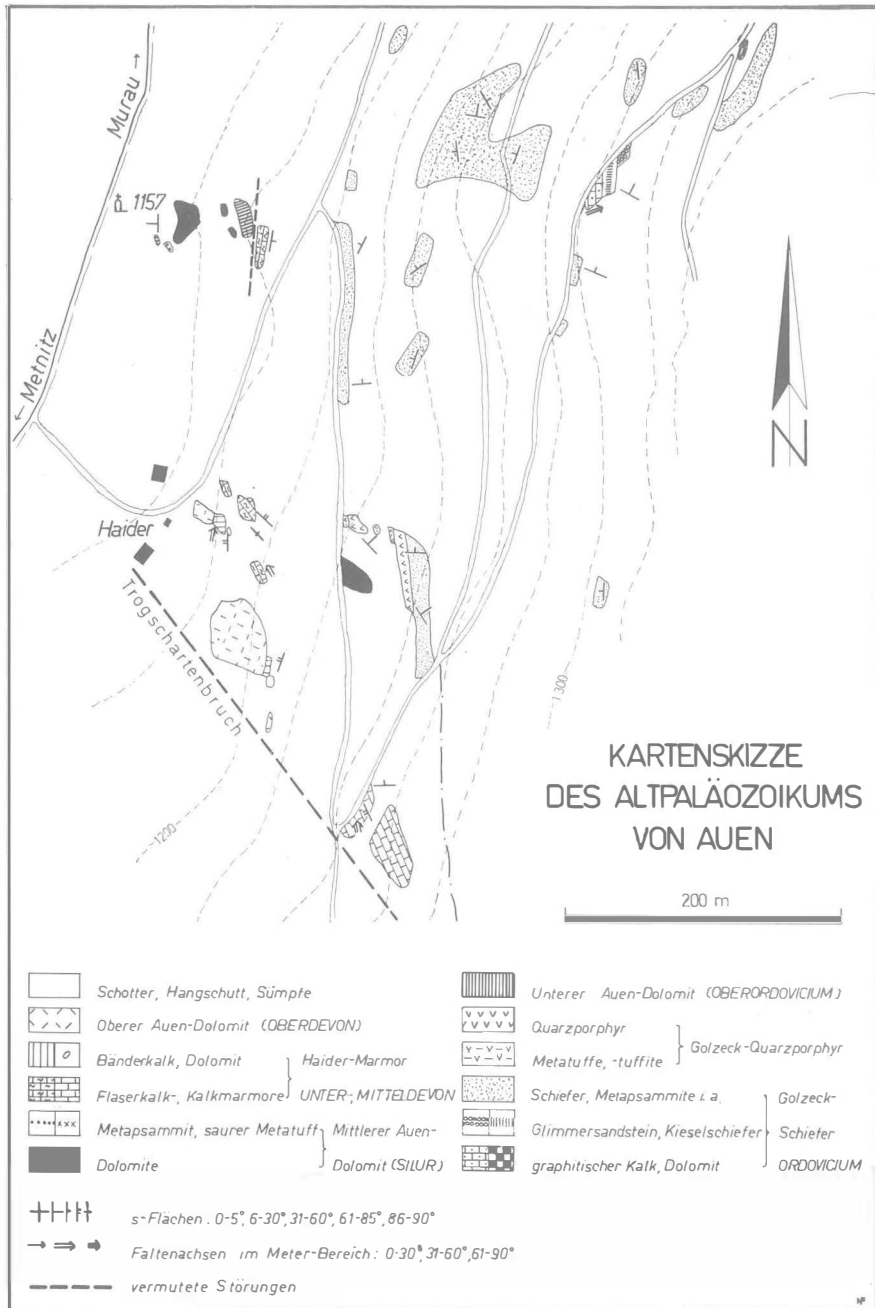


Abb. 9: Aufschlußkärtchen des Altpaläozoikums in Auen (aus NEUBAUER 1980a, Abb. 2).

Die Aufschlüsse liegen unmittelbar NE des Trogschartenbruches. Südwestlich des Bruches schließen (Graphit-)Phyllite und Grünschiefer an, die der Murau-Gruppe entsprechen. An der Westflanke des Tales legt sich der Ackerlglimmerschiefer-Komplex über die Murau-Gruppe.

Das Profil von Auen liegt invers und beginnt im tektonisch Hangenden mit Äquivalenten der Metadiabas-Gruppe (Gipfelbereich des Golzecks). Diese gehen in Schiefer und Sandsteine über. Eine kleine Dolomitlinse innerhalb dieser Schiefer lieferte eine kleine Conodontenfauna des höheren Ordoviz bis Llandovery. Daneben finden sich Kieselschiefer und graphitische, crinoidenführende Kalke (siehe Abb. 9, 10).

Gegen das Liegende gehen diese Schiefer in mehrere Meter mächtige Quarzporphyre (Metaalkalirhyolite) bzw. deren Tuffe über.

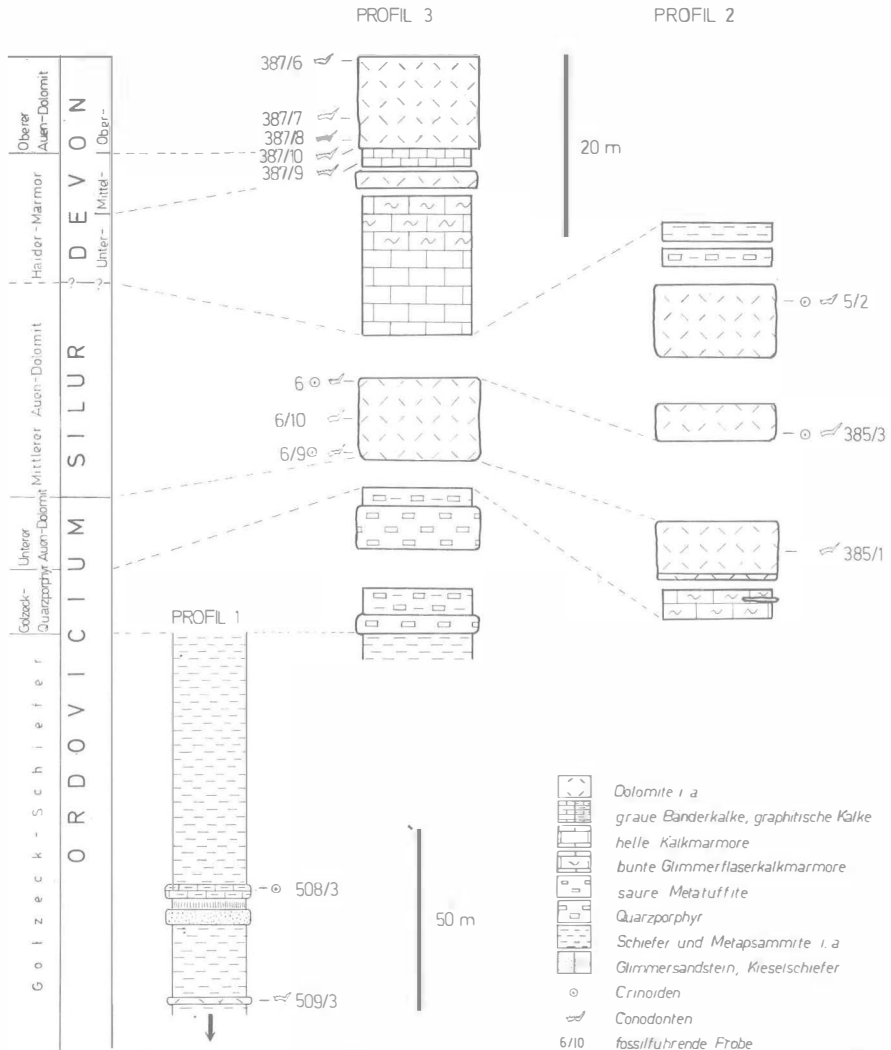


Abb. 10: Säulenprofile der Auen-Gruppe (aus NEUBAUER 1980a, Abb. 3).

Ein Übergang zwischen Quarzporphyren und der Unterlagerung ist nicht aufgeschlossen. Unter dem Quarzporphyraufschluß folgt nach einer Aufschlußlücke von mehreren Metern ein Eisendolomit, der hier in die *sagitta*-Zone eingestuft wurde (Mittlerer Auen-Dolomit).

An der oberen Kuppe nördlich des Gehöftes Haider konnte etwa in der streichenden Fortsetzung dieses Dolomits in einem Dolomitaufschluß höheres Ordoviz nachgewiesen werden (Unterer Auen-Dolomit, siehe Abb. 10).

Einige Meter im Liegenden dieses Oberordoviz folgen ebenso wie in der unteren Kuppe dunkle und mittelgraue, echinodermatenführende Dolomite mit typischen obersilurisch/unterdevonischen Durchläuferconodontenelementen.

Unter diese Dolomite fallen helle, transversalgeschieferte Metakristalltuffe und geringmächtige Arkosewacken ein.

Das Profil wird durch helle, gelbliche Kalkmarmore fortgesetzt, wobei allerdings der Übergang nirgends belegt werden konnte. Die hellen Kalkmarmore gehen in rötliche und grünliche Glimmerflaserkalkmarmore über, welche unmittelbar östlich

Lithologische Einheit	Dol.	Dolomit IV			Dol.
	III	12	13	14	V
Probennummer	11	12	13	14	15
<i>Panderodus recurvatus</i> (RHODES, 1953)	•				
<i>Pandorinellina steinhornensis miae</i> (BULTYNCK, 1971)	•				
Pb Element (denckmanniform)	•				
Sa Element indet.	•				
Sb Element indet.	•				
Sc Element indet.	•				
<i>Polygnathus</i> cf. <i>gronbergi</i> KLAPPER & JOHNSON, 1975	•				
<i>Polygnathus</i> cf. <i>perbonus</i> (PHILIP, 1966)	•				
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i> (HINDE, 1879)		•			
<i>Polygnathus</i> ex aff. <i>P. xylus</i> ssp. indet.		•			
<i>Pandorinellina</i> sp.			•		
S Elemente indet.			•		
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp. indet.			•	•	
<i>Polygnathus</i> sp.		•	•	•	•
<i>Belodella triangularis</i> (STAUFFER, 1940)				•	
<i>Ioriodus</i> sp.				•	
<i>Ancyrodella buckeyensis</i> STAUFFER, 1938					•
<i>Ancyrodella</i> sp.					•
<i>Nothognathella</i> sp.					•
<i>Ozarkodina</i> ? sp. (Pb Element indet.)					•
Sc Element indet.					•
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>foliacea</i> YOUNGQUIST, 1945					•
<i>Palmatolepis gigas</i> MILLER & YOUNGQUIST, 1947					•
<i>Palmatolepis hassi</i> MÜLLER & MÜLLER, 1957					•
<i>Palmatolepis proversa</i> ZIEGLER, 1958					•
<i>Palmatolepis</i> sp.					•
<i>Polygnathus decorosus</i> s. 1.					•
<i>Polygnathus webbi</i> STAUFFER, 1938					•

Tab. 2: Conodontenfauna des Devons SW Rinegg.

des Gehöftes Haider anstehen. Zwischen diese Kalkmarmore und knapp über 2 m mächtigen, dunkelgrauen, plattigen Bänderkalke (tieferes Mitteldevon) schiebt sich vermutlich ein bisher nicht eingestuftes, geringmächtiger Dolomit.

An die Bänderkalke schließen sich noch mindestens etwa 8 m mächtige Dolomite des Frasne an (Oberer Auen-Dolomit).

## Haltepunkt 5: Karbonatkomplex des Adelsberges (E Neumarkter Sattel)

Der Karbonatkomplex des Adelsberges liegt nach THURNER 1960, 1970 der Metadiabasserie (entspricht der Metadiabas-Gruppe im Sinne von NEUBAUER 1980a) und geringmächtigen Graphitphylliten auf.

Die enorm verfaltete Schichtfolge besteht aus hellen, teilweise karbonatischen Quarziten, die vermutlich mit Grüngesteinen verbunden sind, und verschiedenen Karbonaten (helle und graue Dolomite, plattige schwarze Kalke, Crinoidenkalke, dunkle Kalkphyllite) und ist bislang nur unvollständig aufgelöst. So läßt sich vermuten, daß der Südteil des Adelsberges eine Isoklinalfalte beinhalten dürfte, da die Quarzite und Grüngesteine der Basis sich über den Karbonaten wiederfinden. Dafür sprechen auch langausgezogene Isoklinalfalten etwa in der Mitte des Karbonatkörpers.

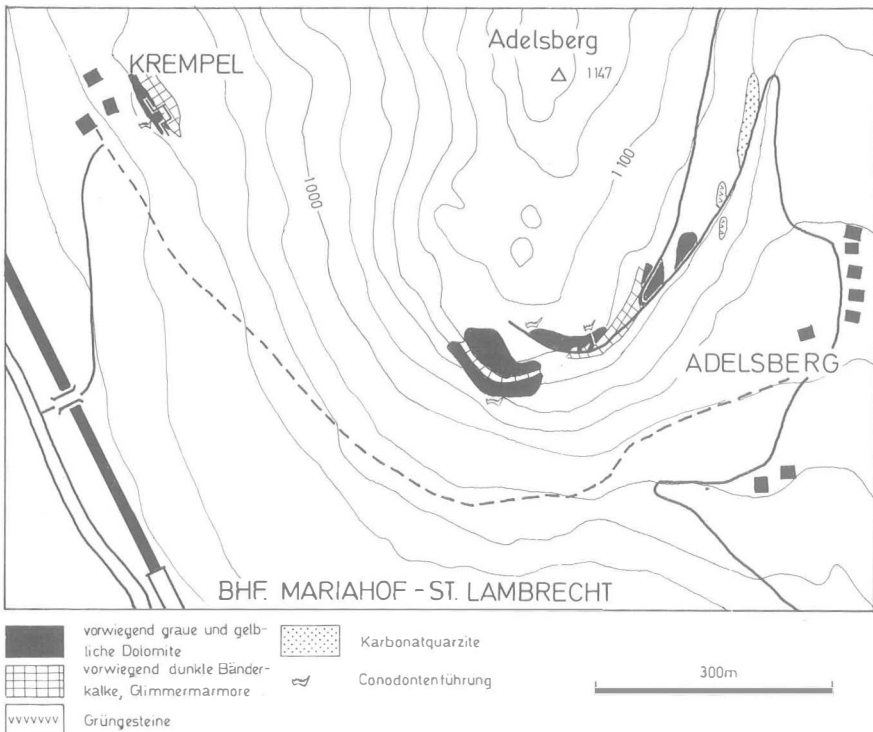


Abb. 11: Aufschlußkärtchen zum Haltepunkt 5 — Adelsberg.



a) Aufgelassener Steinbruch bei Gehöft Krempel (Westabfall des Adelsberges): Die in diesem Steinbruch aufgeschlossene Schichtfolge fällt flach SE und läßt sich dreigliedern:

1. Liegend sind mindestens 3 m mächtige, blaugraue, teilweise dolomitische Bänderkalke lückenhaft aufgeschlossen. Sie lieferten Conodontenfauna des Zlichovs — Dalejan: *Ozarkodina* sp.

*Pandorinellina* sp.

*Polygnathus* sp.

2. Hangend folgen etwa 4 m mächtige graublaue Bänderkalke, Kalkmarmore.

3. Diese gehen in eine Wechselfolge von porösen, rauhwackig anwitternden Kalken (limonitischen Kalke) mit diagenetischen (?) Brekzien (Komponenten bestehen aus gut geschichteten mergeligen Kalken) und graublauen Bänderkalklagen über. Bänderkalklagen über.

Am Unterrand der östlich anschließenden Kuppe sind noch helle Quarzite aufgeschlossen.

b) Forststraße an der Ost- und Südseite des Adelsberges: Die Forststraße an der Ostseite des Adelsberges schließt eine flach bis mittelsteil westfallende Schichtfolge auf:

Ca. 20 m mitunter karbonatische Serizitquarzite mit Spuren von Schrägschichtungslamellen (Lineationen auf s: 315/20). Diese Quarzite beinhalten 0,3—0,5 m mächtige Glimmermarmorlagen.

Es schließen Grüngesteine (nur lose Blöcke) an.

Nach mehreren Metern Aufschlußlücke folgen gelbe Dolomite und Kalke, die vereinzelt wellige Glimmerflaserlagen führen. Diese Karbonate werden gegen Hangend zunehmend dünnbankiger und gehen an der Verzweigung der Forststraßen in plattige dunkle Glimmermarmore mit Kalkphyllitlagen über.

Etwa 100 m weiter an der gegen SE ziehenden Forststraße führen diese dunklen Glimmermarmore sehr selten Echinodermatenreste und sind mit hellgrauen, massigen Dolomiten intensiv verfaultet (Faltenachsen ca. 320/35). Eine Dolomitprobe aus dem Faltenkern einer solchen Falte lieferte

*Icriodus* sp.

*Ozarkodina* sp. vel *Pandorinellina* sp.

*Pandorinellina steinhornensis* cf. *telleri* (SCHULZE, 1968)

(Formen gegenüber NEUBAUER 1979, 1980b im Sinne der Multielementtaxonomie revidiert).

Es folgt eine Wechselfolge von grauen Bänderkalken, Kalkschiefern bis Kalkphylliten mit vereinzelt Dolomitbändern, welche selten cm-dicke Metatuffitbänder beinhalten.

Am Ende der Forststraße sind vorwiegend bankige, hangend massige, teilweise crinoidenführende Dolomite aufgeschlossen, welche ebenfalls unterdevonische Conodonten lieferten:

*Belodella resima* (PHILIP,)

*Ozarkodina confluens* (BRANSON & MEHL, 1933)

*Ozarkodina excavata* ssp. indet.

*Ozarkodina stygia* (FLAJS, 1967)

*Paltodus* sp.

*Pandorinellina steinhornensis* cf. *telleri* (SCHULZE, 1968)

Es sei noch darauf hingewiesen, daß in einem schwer begehbaren Profil in der Steilwand am Südfall des Adelsberges nahe der Basis des Karbonatkomplexes in dolomitierten Fossilshuttkalken (Echinodermaten, Zweischaler) Conodonten der *dehiscens*-Zone (Grenze Prag/Zlichov) bekannt sind (NEUBAUER 1980b).

Literatur:

Siehe NEUBAUER, F.: Die Geologie des Murauer Raumes — Forschungsstand und Probleme. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 67—79, 2 Abb., 1 Karte, Graz 1980.

Anschrift des Verfassers: Dr. Franz R. NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.

# Kraftwerk Bodendorf der STEWEAG

Leander P. BECKER, Graz

Mit 6 Abbildungen

(Unter Verwendung des Technischen Berichtes über KW Bodendorf der STEWEAG — II Bau vom 3. Juli 1978 sowie diversen Planunterlagen)

Über die regionalgeologische Situation wird bei NEUBAUER 1980a, b ausführlich berichtet. Aus den beiden Längsschnitten (Prognoseprofile von BECKER, DEMMER & LIEGLER) der Abb. 5 und 6 sind außerdem die für alle Bauwerke lokalen Gesteinsverhältnisse und der Gebirgsverband zu ersehen, so daß auf eine detaillierte geologische Beschreibung verzichtet werden kann.

Das Gesamtkraftwerk Bodendorf (Abb. 1) umfaßt folgende Anlagenteile:

- A) Stufe Paalbach-Bodendorf  
 Bachfassung Turrach- und Minibach  
 Beileitungsstollen Turrachbach  
 Speicher Paalbach  
 Triebwasserstollen mit Wasserschloß und anschließendem Kraftabstieg (Druckrohrleitung) und  
 Krafthaus Bodendorf
- B) Murstufe Bodendorf

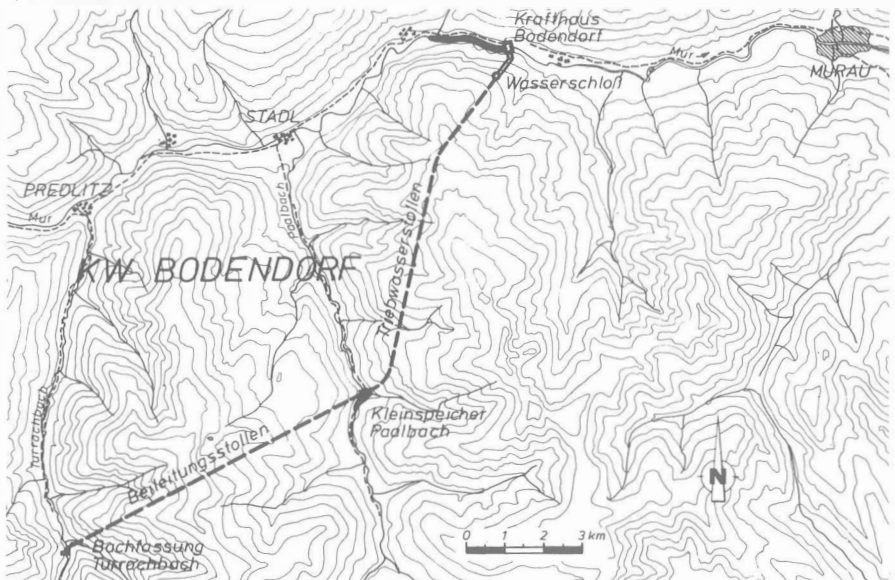


Abb. 1: Übersichtslageplan des Kraftwerkes Bodendorf.

## A) Stufe Paalbach-Bodendorf

Im Bereich des Paalbaches flußabwärts der Mündung des Tiefbaches wird ein Kleinspeicher mit einem Inhalt von etwa 220.000 m<sup>3</sup> und einem Stauziel auf Kote 1158, abgeschlossen durch eine Bogenmauer, errichtet. In diesem Kleinspeicher wird der Turrachbach samt Minibach, der im Oberlauf auf Kote 1170 gefaßt wird, durch einen Stollen von etwa 8,9 km Länge übergeleitet. Vom Kleinspeicher führt ein 9,2 km langer Triebwasserstollen das Wasser bis zum hangseits der Ortschaft Bodendorf liegenden Wasserschloß. Von hier führt der Kraftabstieg als eingegrabene Stahlrohrleitung (Druckrohrleitung) zum Krafthaus Bodendorf, in dem der Maschinensatz (Ausbauwassermenge 10 m<sup>3</sup>/s, Rohfallhöhe 305 m, 25 MW Leistung) installiert ist.

### Bachfassung Turrach- und Minibach

Die vorgesehene Entnahmestelle im Turrachbach liegt rund 350 m flußaufwärts des alten Forsthauses (Hannebauer). Der Turrachbach wird durch ein Abschlußbauwerk max. um ca. 5 m aufgestaut. Im Abschlußbauwerk befindet sich ein Regulierschütz sowie ein Segmentschütz. Die Einzugwassermenge wird seitlich entnommen und über einen geschlossenen Kanal dem als Freispiegelstollen ausgebildeten Beileitungsstollen zugeführt.

Der Stauspiegel richtet sich nach der entsprechenden Fließe des Turrachbaches. Das Stauziel ist bei einer Fließe von 5 m<sup>3</sup>/s erreicht, steigt die Fließe weiter an, so wird das Regulierschütz (durch eine automatische Pegelsteuerung) soweit angehoben, daß der Stauspiegel und somit auch die Entnahmewassermenge konstant bleiben. Gleichzeitig tritt eine Spülung von Geschiebe vor dem Einlauf ein. Bei Erreichen einer Fließe des Turrachbaches + Minibaches von 10 m<sup>3</sup>/s wird der Einlauf zum Beileitungsstollen geschlossen und bei weiterem Ansteigen das Segmentschütz voll angehoben. Bei geöffnetem Segmentschütz kann das zu erwartende Hochwasser von 130 m<sup>3</sup>/s ungehindert abgeführt werden.

Die vorgesehene Entnahmestelle des Minibaches liegt etwa 300 m bachaufwärts der Einmündung in den Turrachbach. In den Minibach wird ein Grundwehr (Tiroler-Wehr) mit Feinrechen eingebaut, durch welches die Fließe des Minibaches bis 0,8 m<sup>3</sup>/s entnommen und durch eine anschließende Eternitrohrleitung von rund 480 m Länge dem Oberwasser des Turrachbaches beigeleitet wird. Vor Beginn der Rohrleitung befindet sich ein Verschlußorgan, welches bei einer Wasserführung des Minibaches von mehr als 800 l/s verschlossen wird.

### Beileitungsstollen Turrachbach—Paalbach

Der als Freispiegelstollen ausgeführte Beileitungsstollen erhält eine Betoninnenauskleidung mit einem lichten Durchmesser von voraussichtlich 2,5 m und besitzt eine Gesamtlänge von rund 8,9 km. Als Sohlgefälle des Beileitungsstollens ist 1 Promille vorgesehen, die Zugänglichkeit ist über einen Fensterstollen im Paalgraben gegeben. Der Vortrieb erfolgt maschinell mit einer Vollschnittfräse (Robbins, Modell 94-209 mit Ø 3,016 m, Abb. 2).

### Speicher Paalbach

Die vorgesehene Sperrenstelle im Paalgraben liegt ca. 50 m flußabwärts der Mündung des Tiefbaches in einem Talquerschnitt. Als Absperrbauwerk ist eine doppelt gekrümmte Bogengewichtsmauer mit einer Kronenlänge von rund 120 m und einer Mauerhöhe von 39 m vorgesehen (Abb. 3). Das Speicherstauziel liegt auf Kote 1158, das Absenckziel ist mit Kote 1146 festgelegt. Der Speicher besitzt einen

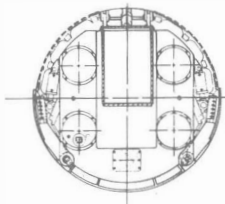
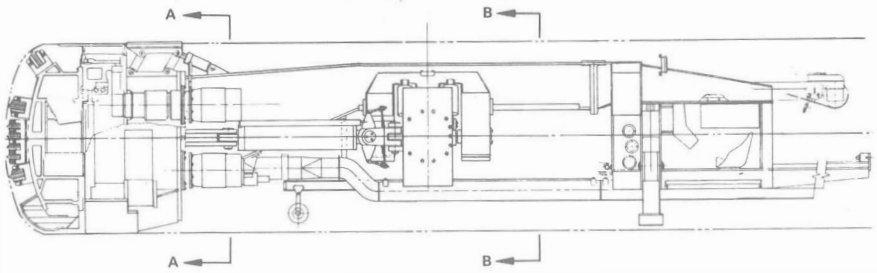
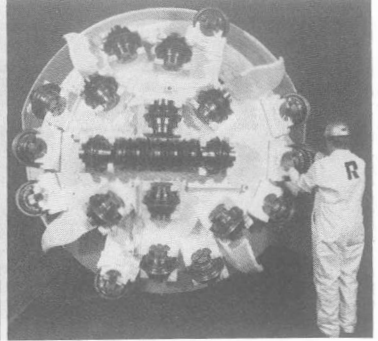
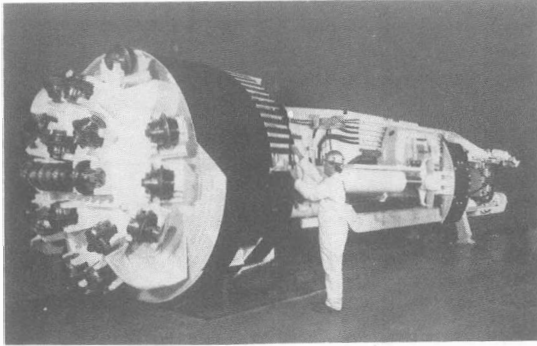
model

# 94-209

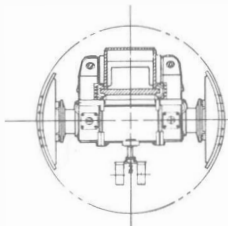
**HARD ROCK  
ROTARY MACHINE**

# Robbins Tunnel Machine

**DIAMETER  
9 ft 10 3/4 in. (3,016 m)**



SECTION A-A



SECTION B-B

## Specifications:

<b>TYPE</b>	Hard Rock Rotary
<b>DIAMETER</b>	9 ft 10 3/4 in. (3,016 m)
<b>HORSEPOWER</b>	400
<b>THRUST</b>	740,000 lbs (335.665 kg)
<b>WEIGHT</b>	80 tons (71 metric tons)
<b>CUTTERS</b>	2 - 12 in. (30,5 cm) Diameter Twin Disc Center Cutters 20 - 14 in. (35,6 cm) Diameter Disc Cutters

## Project Information:

<b>LOCATION</b>	Turrach Project/Austria
<b>MATERIAL</b>	Mica Schist - Biotite Gneiss
<b>COMPRESSION</b>	6-34 ksi (420-2400 kg/cm <sup>2</sup> )
<b>SUPPORT</b>	Gunnite
<b>TUNNEL LENGTH</b>	32,810 ft (10,000 m)

**The Robbins Company** 650 S. Orcas St. Seattle, WA 98108. USA

Abb. 2: Im Beileitungsstollen Turrach (8910 m lang) eingesetzte Vollschnittmaschine.

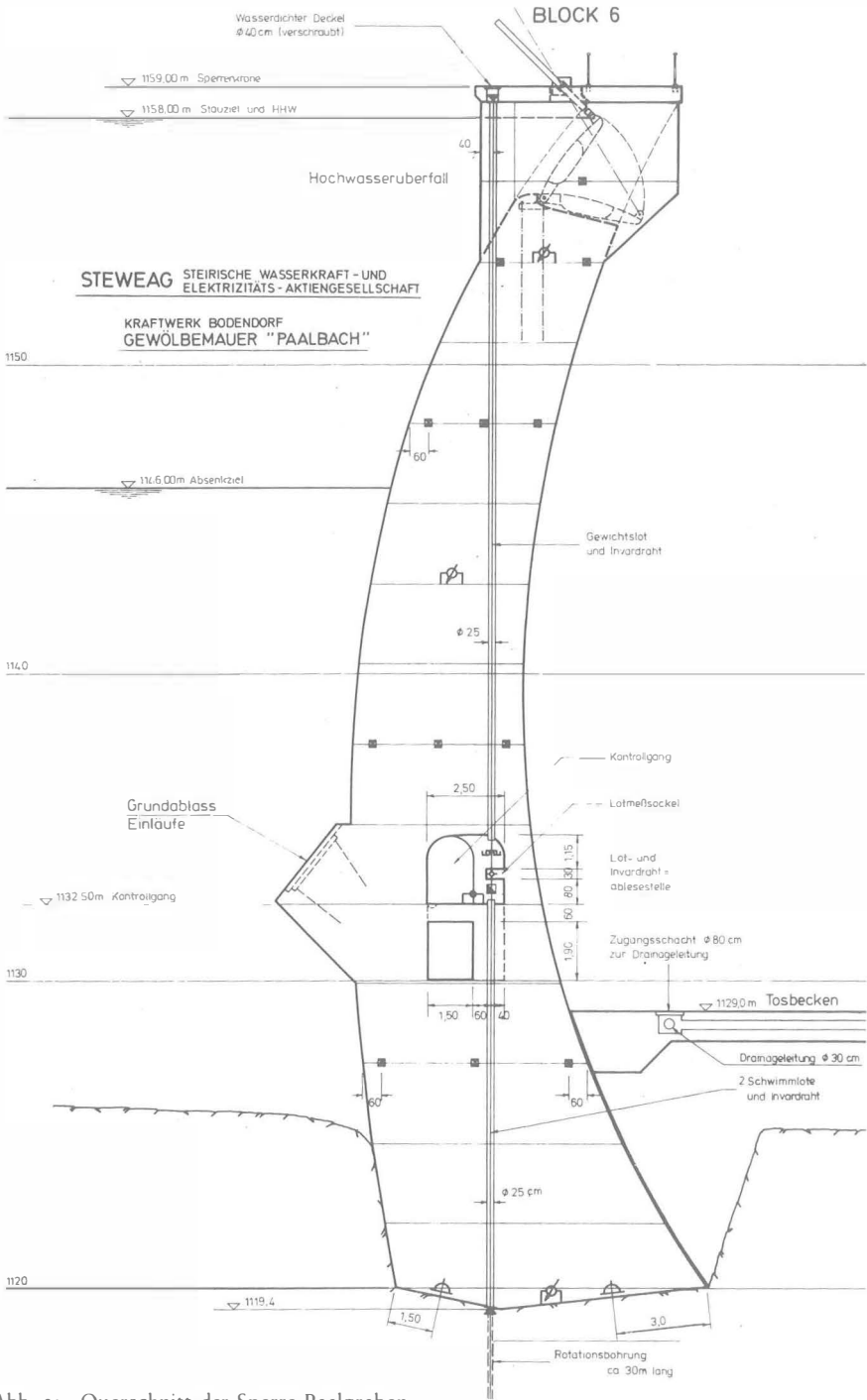


Abb. 3: Querschnitt der Sperre Paalgraben.

Gesamthalt von 0,28 hm<sup>3</sup>, wobei 22 hm<sup>3</sup> energiewirtschaftlich genutzt werden können. Die Stauwurzel bei gespanntem Stauspiegel liegt etwa 550 m bachaufwärts der Sperre.

### Triebwasserstollen

Der Triebwasserstollen (Druckstollen) erhält zur Gänze eine Betoninnenauskleidung mit einem lichten  $\varnothing$  von voraussichtlich 2,85 m; die Auskleidungsstärke wird den jeweiligen geologischen Verhältnissen angepaßt. Der Stollen mit einer

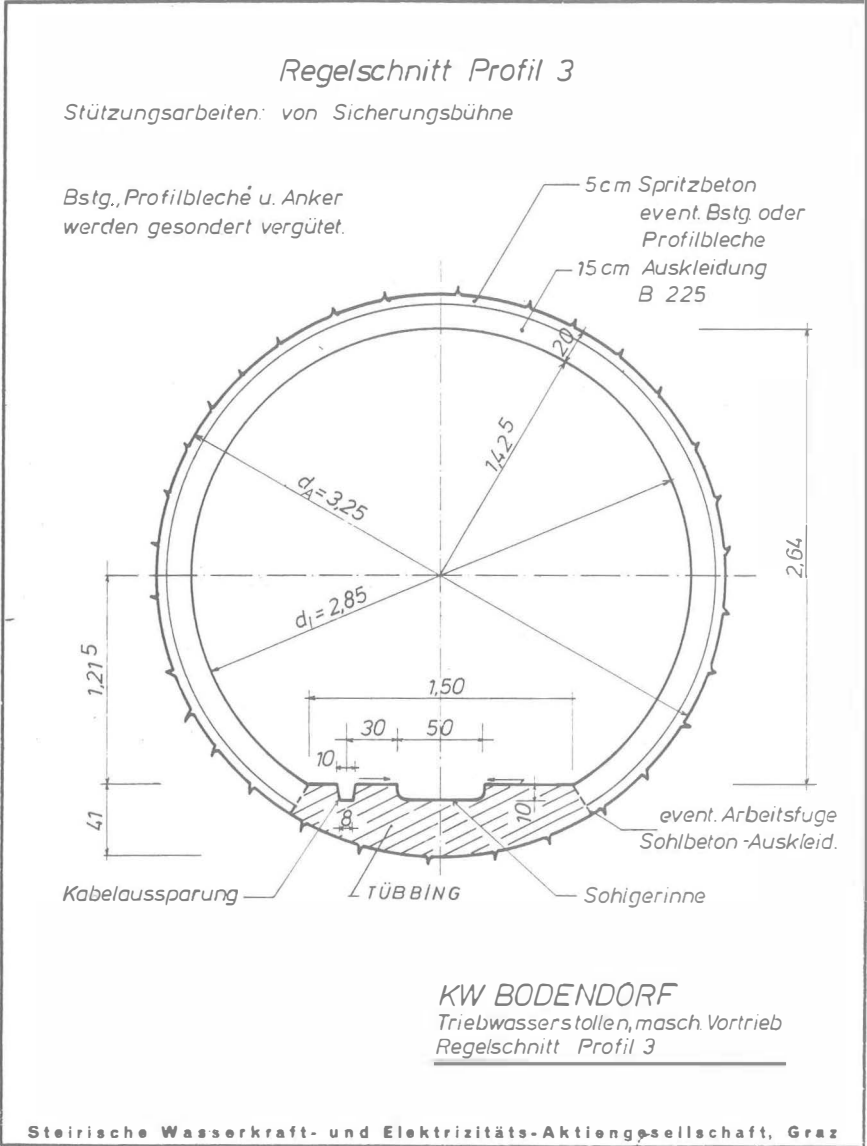
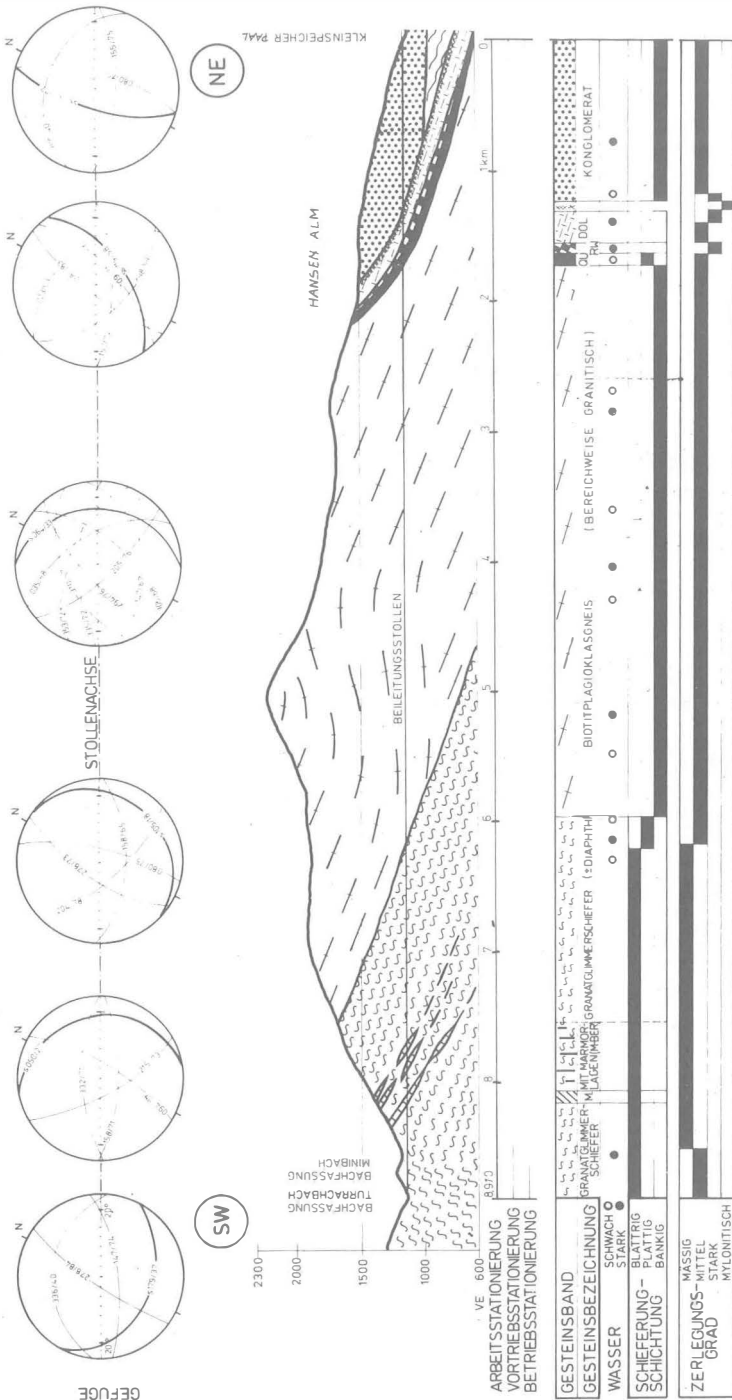


Abb. 4: Regelschnitt des Triebwasserstollens bei Gebirgsgüteklasse 3.



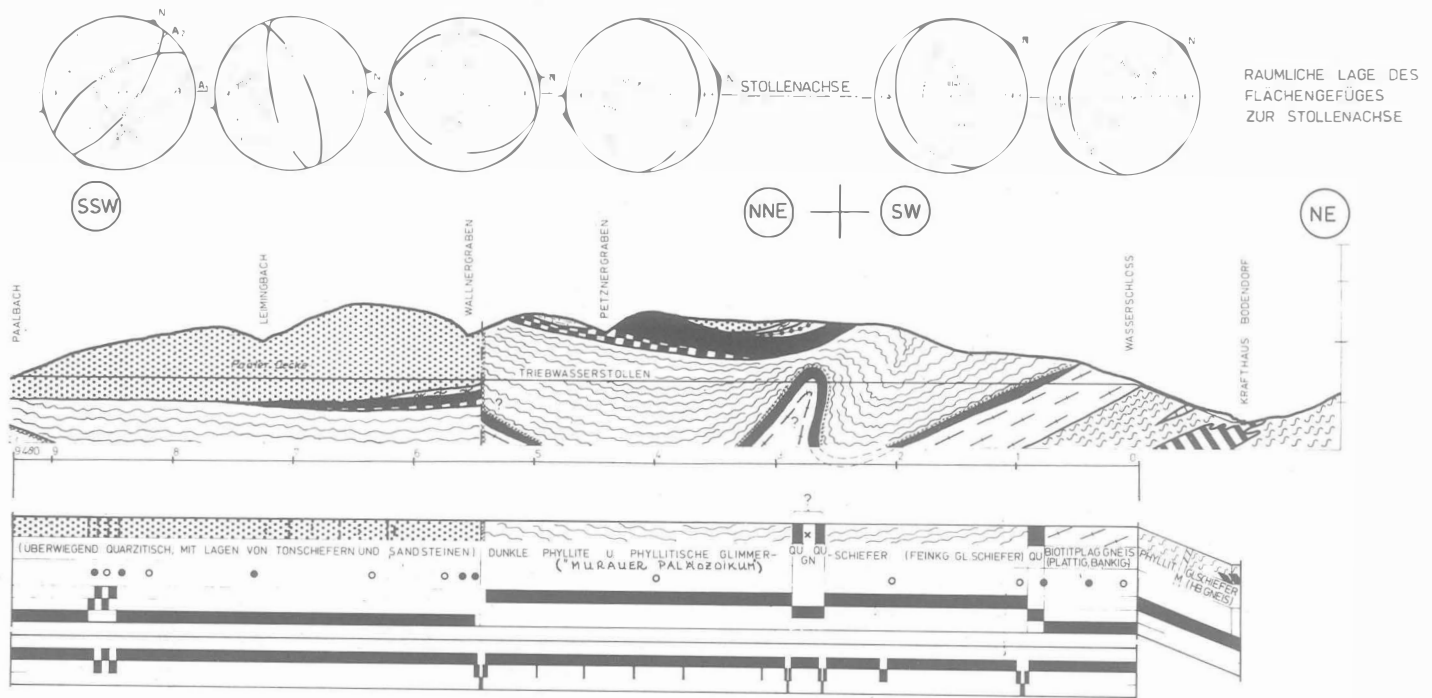
# KRAFTWERKSPROJEKT BODENDORF

STEIRISCHE WASSERKRAFT- UND  
ELEKTRIZITÄTS - AKTIENGESELLSCHAFT

Abb. 5: Geologisches Prognoseprofil durch den Beileitungsstollen.



Abb. 6: Geologisches Prognoseprofil durch den Triebwasserstollen.



GEOTECHNISCHER LÄNGENSCHNITT DURCH DEN BEILEITUNGS- UND TRIEBWASSERSTOLLEN

VON:  
 L P BECKER  
 W DEMMER  
 K LIEGLER

12.11.78

Gesamtlänge von 9,2 km weist ein Sohlgefälle von 2‰ auf. Die Auffahrung (mittels Vollschnittmaschine Robbins, Ø 3,50 m) erfolgt vom rechtsufrig der Mur gelegenen Höhenzug aus in Richtung Paalbach.

Einen Regelschnitt — hier für Stützmaßnahmen bei Gebirgsgüteklasse 3, — zeigt Abb. 4.

Die anfallenden Ausbruchsmassen werden in unmittelbarer Nähe in Geländemulden bzw. Terrassen deponiert. Die Deponien werden standfest mit dem Untergrund verzahnt, die ebenen Flächen werden humusiert und begrünt, die Böschungen werden mit entsprechenden Bäumen und Buschwerk bestockt.

### Wasserschloß

Am Ende des Stollens wird das Zweikammer-Wasserschloß ausgeführt. Das Wasserschloß besteht aus einem Steigschacht mit einem lichten Ø von 3,6 m und einem unteren und oberen Behälterstollen. Das Wasserschloß ermöglicht eine entsprechende Dämpfung der dynamischen Vorgänge im Triebwasserstollen bei Laständerung der Turbine.

### Kraftabstieg

Vom Wasserschloß führt eine Stahlrohrleitung das Triebwasser zum Krafthaus. Im Bereich des Stollens wird die Stahlpanzerung zur Gänze hinterbetoniert. In der Schieberkammer mit Drosselklappe und Rohrbruchklappe verjüngt sich die Leitung auf etwa Ø 1,8 m. Die weitere Stahlrohrleitung mit Ø 2,10 m wird im Stollenanteil wieder als hinterbetonierte Stahlpanzerung, im anschließenden Gelände als eingegrabene Stahlrohrleitung ausgebildet.

### Krafthaus Bodendorf

Der Maschinensatz der Stufe Paalbach-Bodendorf — eine Francisturbine mit vertikaler Welle und aufgesetztem Generator — wird im gemeinsamen Krafthaus der Murstufe Bodendorf am linken Ufer angeordnet. Das Saugrohr der Turbine mündet in eine am linken Ufer im Oberwasser angeordnete Beruhigungskammer; von dort fließt das Wasser seitlich mit geringer Geschwindigkeit (etwa 0,5 m/s) in den Stauraum der Murstufe Bodendorf.

Ausbaufleße	10 m <sup>3</sup> /s
Bruttofallhöhe	
Stauziel Paalbach	1158 m
OW Murstufe Bodendorf	— 853 m
	<hr/>
	305 m
Ausbauleistung	25 MW
Jahresarbeitsvermögen	105,2 GWh

## B) Murstufe Bodendorf

Die Mur wird an dieser Stelle um rund 11 m aufgestaut, das Murwasser wird über zwei Turbinen, die im Krafthaus Bodendorf angeordnet sind, abgearbeitet (Schluckvermögen der Turbinen je 25 m<sup>3</sup>/s, Rohfallhöhe ca. 16 m, Leistung je Maschine 3,3 MW, also insgesamt 6,6 MW). Anschließend an das Krafthaus soll die Mur auf eine Länge von 900 m maximal bis zu einer Tiefe von etwa 5 m eingetieft werden, so daß sich hieraus eine Gesamtfallhöhe von 16 m ergibt.

Die Murstufe erhält ein zweifeldriges Wehr mit einem Abschlußquerschnitt von  $2 \times 12 \times 8$  m und ist für die Abfuhr des 100jährigen Hochwassers in der Größe von  $560 \text{ m}^3/\text{s}$  ausgelegt. Als Abschluß des Wehres sollen Segmentverschlüsse mit aufgesetzten Klappen verwendet werden, die eine exakte Regulierung des Oberwasserspiegels und eine Freigabe des gesamten Wehrverschlusses bei Hochwasserführung ermöglichen. Im Wehrquerschnitt ist zur Umwandlung der Energie ein entsprechendes Tosbecken in Beton vorgesehen.

Da die Fundierung auf Fels erfolgt, ist es vorgesehen, einen Teil des auf das Wehrbauwerk wirkenden Auftriebes durch Felsanker in den Untergrund abzuleiten.

Am linken Ufer neben dem Wehr wird das Krafthaus mit den beiden Maschinensätzen für die Murstufe und der Maschinensatz der Stufe Paalbach-Bodendorf mit insgesamt rund 48 m Länge errichtet. Als Maschinensätze der Murstufe sind zwei Kaplanturbinen mit vertikaler Welle und aufgesetzten Generatoren vorgesehen. Im Anschluß an das Krafthaus sind das Betriebsgebäude mit allen elektrischen Einrichtungen sowie Nebengebäude angeordnet. Außerdem ist eine Freiluftschaltanlage für die Ableitung des Stromes in das Verteilnetz vorgesehen.

Zur Erzielung der Rohfallhöhe von ca. 16 m bei einem Maschinendurchfluß von  $50 \text{ m}^3/\text{s}$  ist es erforderlich, das Unterwasser auf etwa 900 m Länge, beginnend mit ca. 5 m Tiefe und einem Gefälle von  $1/100$  einzutiefen.

Ausbaufleße $2 \times 25 =$	$50 \text{ m}^3/\text{s}$
Bruttofallhöhe	16 m
Ausbauleistung $2 \times 3,3 \text{ MW} =$	6,6 MW
Jahresarbeitsvermögen	34,4 GWh

Die Gesamtausbauleistung des KW Bodendorf beträgt

31,6 MW

Das Jahresarbeitsvermögen beläuft sich auf

139,6 GWh

Die Gesamtanlage — derzeit im Bauzustand — soll 1982 ihrer Bestimmung übergeben werden.

## Literatur

BECKER, L. P. & DEMMER W., LIEGLER, K.: Unveröffentlichte Gutachten und Beschreibungen zum KW Bodendorf der STEWEAG.

NEUBAUER, F.: Die Geologie des Murauer Raumes — Forschungsstand und Probleme. — Mitt.

Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 67—79, 2 Abb., 1 Kt., Graz 1980 a.

NEUBAUER, F.: Exkursion Murauer Paläozoikum. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb.,

Landesmus. Joanneum, 41, 115—128, 11 Abb., 2 Tab., Graz 1980 b.

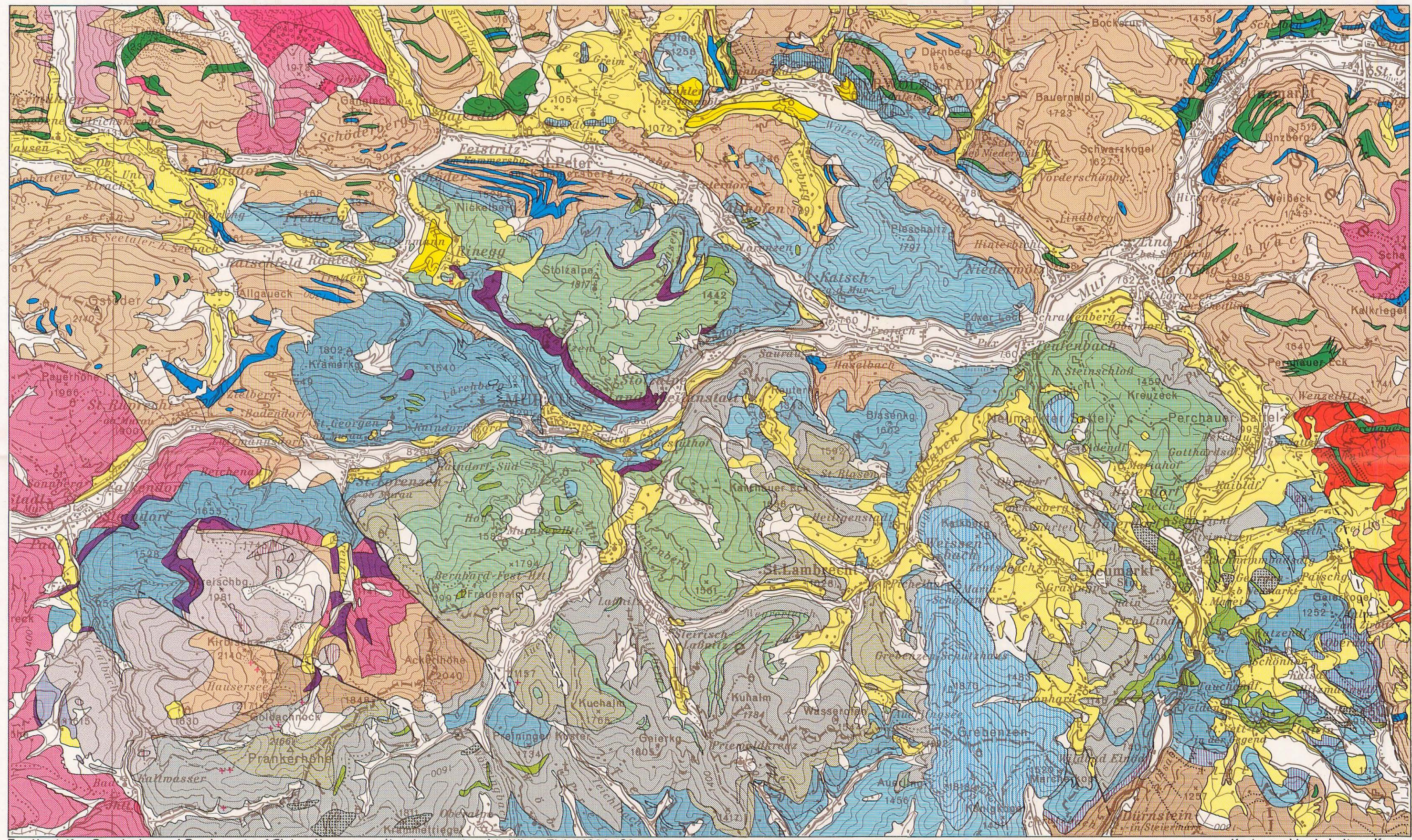
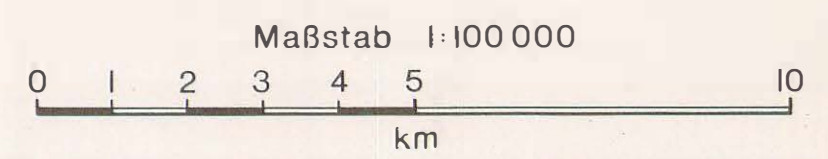


## Bisher sind folgende Mitteilungshefte erschienen:

- Heft 1: Heritsch: Neue Versteinerungen aus dem Devon von Graz 1937.  
Heft 2: F. Haberfelner: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. Graz 1935 (vergriffen).  
Heft 3: K. Murban: Die vulkanischen Durchbrüche in der Umgebung von Feldbach. Graz 1939.  
Heft 4: W. v. Teppner: Tiere der Vorzeit. Graz 1940.  
Heft 5: M. Loeher: Die Radmeister am steirischen Erzberg bis 1625.  
F. Ehrlich: Aus den Werfener Schichten des Dachsteingebietes bei Schladming. Graz 1946.  
Heft 6: W. v. Teppner: Das Modell eines steirischen Floßofens im Landesmuseum Joanneum, Abteilung für Bergbau und Geologie. Graz 1941.  
Heft 7: K. Murban: Riesen-Zweischaler aus dem Dachsteinkalk. Graz 1952.  
Heft 8: M. Mottl: Steirische Höhlenforschung und Menschheitsgeschichte. Graz 1953 (vergriffen).  
Heft 9: Die Bärenhöhle (Hermann-Bock-Höhle) im kleinen Brieglersberg. Totes Gebirge.  
K. Murban: Geologische Bemerkungen zum Bau des Südostteiles des Toten Gebirges. — M. Mottl: Ergebnisse der Befahrung und Untersuchung der Höhle. Graz 1953 (vergriffen).  
Heft 10: W. Fritsch: Die Gumpeneckmarmore. — W. Fritsch: Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. Graz 1953.  
Heft 11: Eiszeitforschungen des Joanneums in Höhlen der Steiermark. K. Murban: Geologische Bemerkungen. — M. Mottl: Die Erforschung der Höhlen. Graz 1953.  
Heft 12: A. Schouppé: Revision der Tabulaten aus dem Paläozoikum von Graz. Die Favositiden. Graz 1954.  
Heft 13: M. Mottl: Hipparion-Funde der Steiermark. Dorscatherium im Unterpliozän der Steiermark. Graz 1954.  
Heft 14: O. Homann: Der geologische Bau des Gebietes Bruck a. d. Mur—Stanz. Graz 1955.  
Heft 15: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. — M. Mottl: Neue Grabungen in der Repolsthöhle bei Peggau in der Steiermark. (Mit einem Vorwort von K. Murban.) Graz 1956.  
Heft 16: W. Stipberger: Schrifttum über Bergbau, Geologie mit Karstforschung und Heilquellen, Hydrogeologie, Mineralogie, Paläontologie, Petrographie und Speläologie des politischen Bezirkes Liezen, Steiermark, von 1800 bis 1956. Graz 1956.  
Heft 17: H. Flügel: Revision der ostalpinen Heliolitina. Graz 1956.  
Heft 18: G. Kopetzky: Das Miozän zwischen Kainach und Laßnitz in Südweststeiermark. Graz 1957.  
Heft 19: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. — A. Papp: Bemerkungen zur Fossilführung von Jagerberg bei St. Stefan in der Oststeiermark. Graz 1958.  
Heft 20: A. Thurner: Die Geologie des Pleschaitz bei Murau. Graz 1959.  
Heft 21: A. Thurner: Die Geologie der Berge nördlich des Wölzertales zwischen Eselsberg und Schönberggraben. Graz 1960.  
Heft 22: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. VI. Neue Säugetierfunde aus dem Glanzkohlenbergbau von Fohnsdorf. Die Dorscatherien (Zwerghirsche) der Steiermark. Graz 1961.  
Heft 23: H. Flügel: Die Geologie des Grazer Berglandes. Graz 1961 (vergriffen).  
Heft 24: F. Flügel und F. Flügel-Kahler: Mikrofaziale und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffee der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). Graz 1962.  
Heft 25: F. Worsch: Geologie und Hydrologie des Aichfeldes. Graz 1963.  
Heft 26: M. Mottl: Bärenphylogese in Südösterreich. Graz 1964.  
Heft 27: A. Fenninger und H. Hötzl: Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). Graz 1965.  
Heft 28: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark VII—IX. Graz 1966.  
Heft 29: W. Stipberger: Almanach des steirischen Berg- und Hüttenwesens. Graz 1968.  
Heft 30: A. Alker — H. Haas — O. Homann: Hangbewegungen in der Steiermark. Graz 1969.  
Heft 31: M. Mottl: Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südösterreichs. Graz 1970.  
Heft 32: E. Worsch: Geologie und Hydrologie des Murbodens. Graz 1972.  
Heft 33: K. Metz: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. — F. Ebner: Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereiches am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). Graz 1973.  
Heft 34: F. Ebner: Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen. Graz 1973.  
SH 1: H. W. Flügel: Die Geologie des Grazer Berglandes, 2. neubearb. Aufl. Graz 1975.  
Heft 35: Festschrift K. Metz. Graz 1975.  
Heft 36: F. Weber: Beiträge zur Anwendung geophysikalischer Methoden bei Problemen der Angewandten Geologie. Graz 1976.  
Heft 37: F. Ebner: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld — ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums.  
G. Plodowski: die Brachiopoden des Silur/Devon-Grenzprofils von Eggenfeld (Grazer Paläozoikum). Graz 1976.  
Heft 38: Themenheft „Steirische Rohstoffreserven“. Graz 1977.  
Heft 39: Festschrift L. Bernhart. Graz 1978.  
Heft 40: Rohstoffforschung und Rohstoffversorgungsicherung, 2. Arbeitstagung Leoben 1979. Graz 1980.

# GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES MURAUER PALÄOZOIKUMS

Zusammengestellt von F. R. NEUBAUER (1980)  
 auf Basis der geologischen Karten von A. THURNER 1958  
 und 1978, unter Benützung der Aufnahmen von P. BECK-  
 MANNAGETTA 1959, H. EICHER 1976, unveröffentli-  
 chten Aufnahmen von L. P. BECKER, R. NIEDERL, P.  
 THEYER 1969 und eigenen Beobachtungen.



- |  |  |  |
|--|--|--|
| Stolzalpendecke                            |  | Alluvionen i. a.   |
|  |  | Moränen – PLEISTOZÄN   |
|  |  | Schotter   |
|  |  | Wölzer Konglomerat usw. – JUNGTERTIÄR  |
|  |  | Werchzirmschichten – PERM (?)  |
|  |  | Paaler Konglomerat – OBERKARBON (?)  |
|  |  | Kalke und Dolomite des Adelsberges (UNTERDEVON),<br>Greibenzen-Kalk (UNTER-/MITTELDEVON) |
|  |  | Auen-Gruppe (OBERORDOVIZ-OBERDEVON), Kaindorf-<br>Dolomit (UNTERDEVON) und Äquivalente   |
|  |  | Golzeck-Schiefer, Pranker-Metapsammit, „Arkoseschiefer“ –<br>OBERORDOVIC – UNTERDEVON    |
|  |  | Porphyroide  |
| Murauer Decke                              |  | Metadiabas-Gruppe – ORDOVIC (?)  |
|  |  | Metadiabase, Grünschiefer, Kalk-Chlorit-Albit-Phyllit                                    |
|  |  | Bänderkalk i. a. (ungesichertes Alter)   |
|  |  | Phyllit i. a. (tw. unbekannter stratigraphischer und tektoni-<br>scher Stellung)         |
|  |  | Oberwölz-Dolomit – UNTERDEVON  |
|  |  | Murau-Kalk – SILUR/DEVON (?)   |
|  |  | „Gelbe Serie von Mühlen“   |
|  |  | Quarzit, Karbonatquarzit   |
|  |  | Murau-Gruppe, Karbonat-, Schwarzphyllit (tw. SILUR-UN-<br>TERDEVON)                      |
|  |  | Hansnock-Dolomit – MITTELTRIAS (?)   |
| Permotrias in zentral-<br>alpinen Fazies   |  | Semmeringquarzit, Rauhwaacke – SKYTH/ANIS (?)  |
|  |  | Alpiner Verrucano – PERM (?)   |
|  |  | Phyllitische Glimmerschiefer   |
|  |  | Glimmerschiefer i. a.  |
|  |  | Schwarze Glimmerschiefer   |
|  |  | Pegmatoid Glimmerschiefer  |
|  |  | Marmor   |
|  |  | Quarzit  |
|  |  | Amphibolit   |
|  |  | Hornblendegneis  |
| Mitteloalpines Kristallin, Ackerkristallin |  | Paragneis i. a.  |
|  |  | Augengneis   |
|  |  | Orthogneis i. a.   |
|  |  | Störung  |