

TSK III

3. Symposium

für

Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie
im deutschsprachigen Raum

Exkursion

"GRAZER PALÄOZOIKUM"

23. April 1990

Institut für Geologie und Paläontologie
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstraße 26
A-8010 Graz

DIE STRUKTUR DES GRAZER PALÄOZOIKUMS

H. FRITZ & F. NEUBAUER

Adresse der Autoren: Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

Der oberostalpine Deckenstapel des Grazer Paläozoikum hat die Form einer Schüssel, die an drei Seiten von Kristallin unterlagert wird. Im Westen und Norden wird es vom mittelostalpinen Kristallin der Gleinalm (Muridenkristallin), im äußersten Südwesten vom Koralmkristallin unterlagert (Koridenkristallin). Den Ostrand bildet das unterostalpine Raabalpenkristallin. Im Süden ragt das Paläozoikum spornartig in das Tertiär des ost- und weststeirischen Beckens.

Das Gebiet hat Mittelgebirgscharakter, die bewaldeten Höhen erreichen 1400 Meter ü.d.M.

EINHEITEN UND DECKEN

Der Deckenstapel besteht aus paläozoischen Sedimenten und Metavulkaniten mit unterschiedlicher Metamorphose und unterschiedlicher fazieller Entwicklung (FLÜGEL, 1975). Einzelne Decken mit ähnlichem Schichtinhalt und ähnlicher tektonischer Stellung und metamorpher Überprägung können zu Deckengruppen zusammengefaßt werden.

- 1) Tiefe Deckengruppe: Angerkristallin, Schöckldecke s.l.,
- 2) Mittlere Deckengruppe: Laufnizdorfdecke, Kalkschieferdecken,
- 3) Hohe Deckengruppe: Rannachdecke, Hochlantschdecke.

Der Deckenstapel wird diskordant von Sedimenten der Gosau überlagert. Die regionale Verbreitung dieser Deckengruppen ist in Abb. 1 dargestellt.

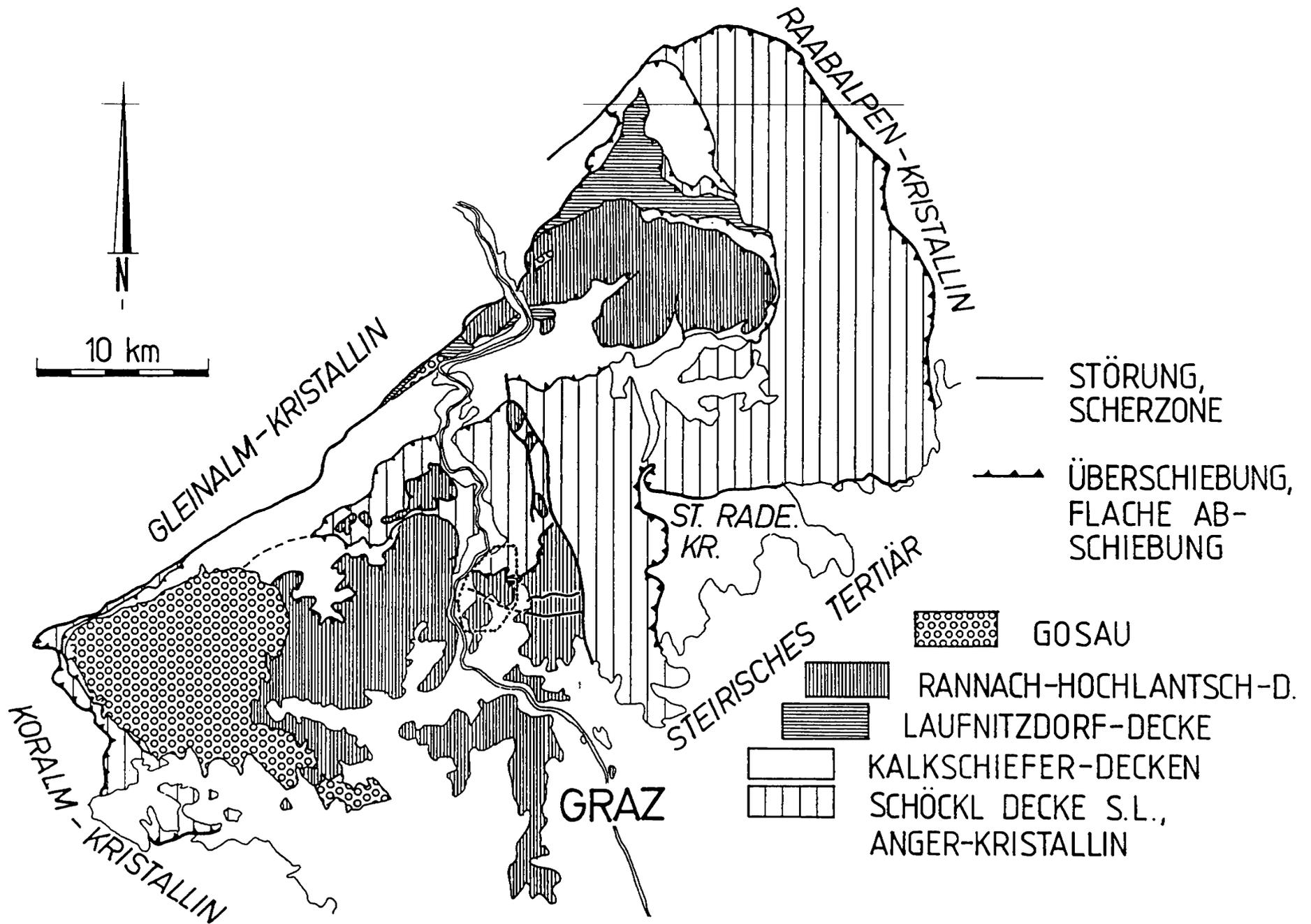


Abb. 1: Die räumliche Verbreitung der Decken im Grazer Paläozoikum (verändert nach NEUBAUER, 1989).

Stratigraphie und Fazies

Die stratigraphische Reichweite der hohen Deckengruppe umfaßt Obersilur bis Unterkarbon, ab dem Devon ist eine weitgehend flachmarine Plattform entwickelt (EBNER et al. 1980; FENNINGER & HOLZER, 1978; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ & NEUBAUER 1988; GOLLNER & ZIER 1985).

In der mittleren Deckengruppe ist Ordoviz bis Oberdevon nachgewiesen, die Laufnitzdorfgruppe (GOLLNER et al. 1982) zeigt durchgehend pelagische Entwicklung, die Kalkschieferfolge einen karbonatisch - klastischen Schelf (TSCHELAUT, 1984).

In der tiefen Deckengruppe ist punktuell Obersilur und Unterdevon nachgewiesen (z.B. TSCHLAUT 1986; FRITZ 1986), aus einer Beckenfazies entwickelt sich im Devon eine Karbonatplattform.

Ein Schema zur stratigraphischen Entwicklung im Grazer Paläozoikum zeigt Abb. 2.

Strukturen im Kartenmaßstab

Detailkartierungen sind Grundlage für die Rekonstruktion des Deckenbaus im Grazer Paläozoikum. Obwohl dieser Deckenbau prinzipiell seit langem bekannt ist (FLÜGEL, 1975 cum lit.; FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984), wurden im letzten Jahrzehnt einige zusätzliche Details herausgearbeitet. Einige Beispiele sollen die komplexe Situation verdeutlichen

1) Deckenbau am Nordrand des Grazer Paläozoikums (GOLLNER & ZIER 1985; Abb. 3): Im Bereich des Hochlantsch sind Teile der hohen Deckengruppe (Hochlantschdecke) mit Teilen der mittleren Deckengruppe verschuppt. Die Stapelung ist durch stratigraphische Daten und durch die unterschiedlich fazielle Entwicklung der lithotektonischen Einheiten nachgewiesen.

2) Deckenbau im Westteil des Grazer Paläozoikums (FRITZ, in Vorbereitung; Abb. 4): In diesem Bereich überlagert die Rannachdecke (hohe Deckengruppe) Teile der Schöckldecke (tiefe Deckengruppe, bzw. ist mit ihr verschuppt. Inverse Schichtfolgen und Schichtverdoppelungen innerhalb der Schöckldecke sind durch die Lithostratigraphie belegt.

Vor allem stratigraphische Überlegungen münden seit CLAR, (1935) in das Konzept von Faltendecken im Paläozoikum von Graz (FLÜGEL, 1975) (Abb. 5).

3) Dehnung im zentralen Grazer Paläozoikum (Abb. 6; NEUBAUER, 1989): Der schräge Zuschnitt des Metamorphose-

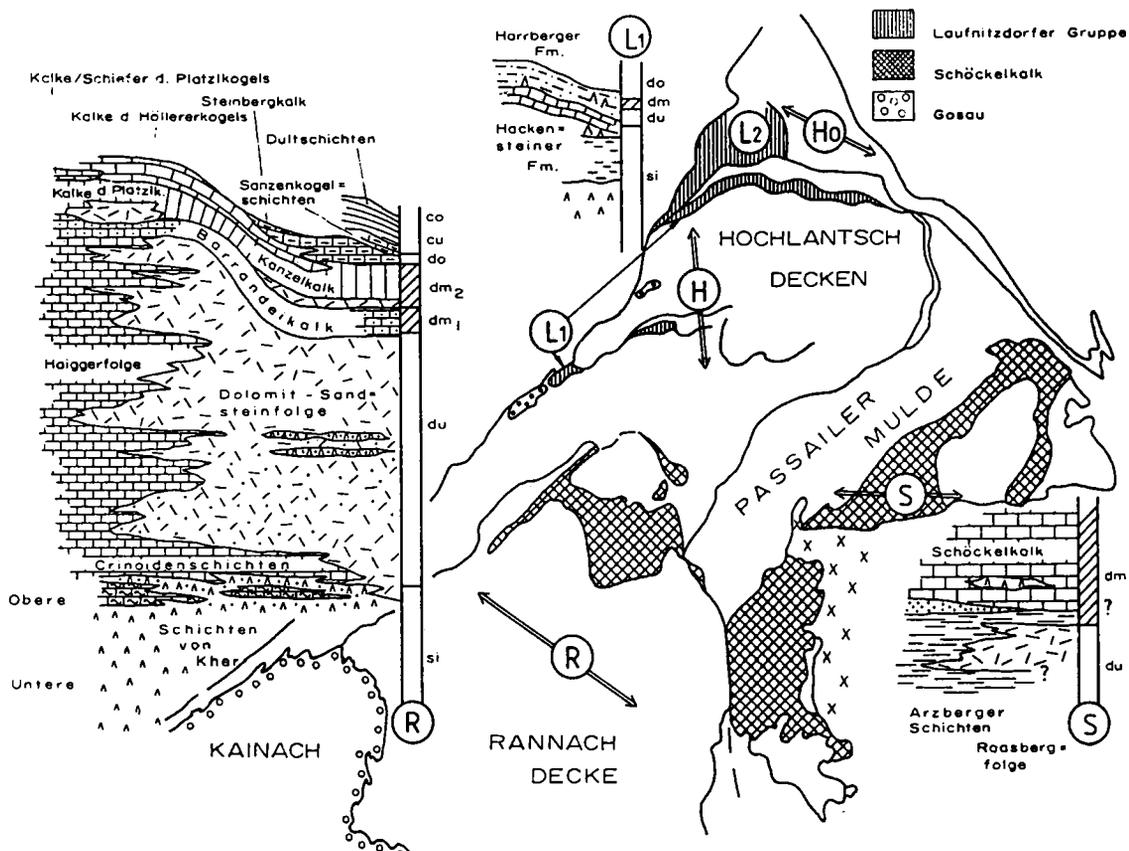
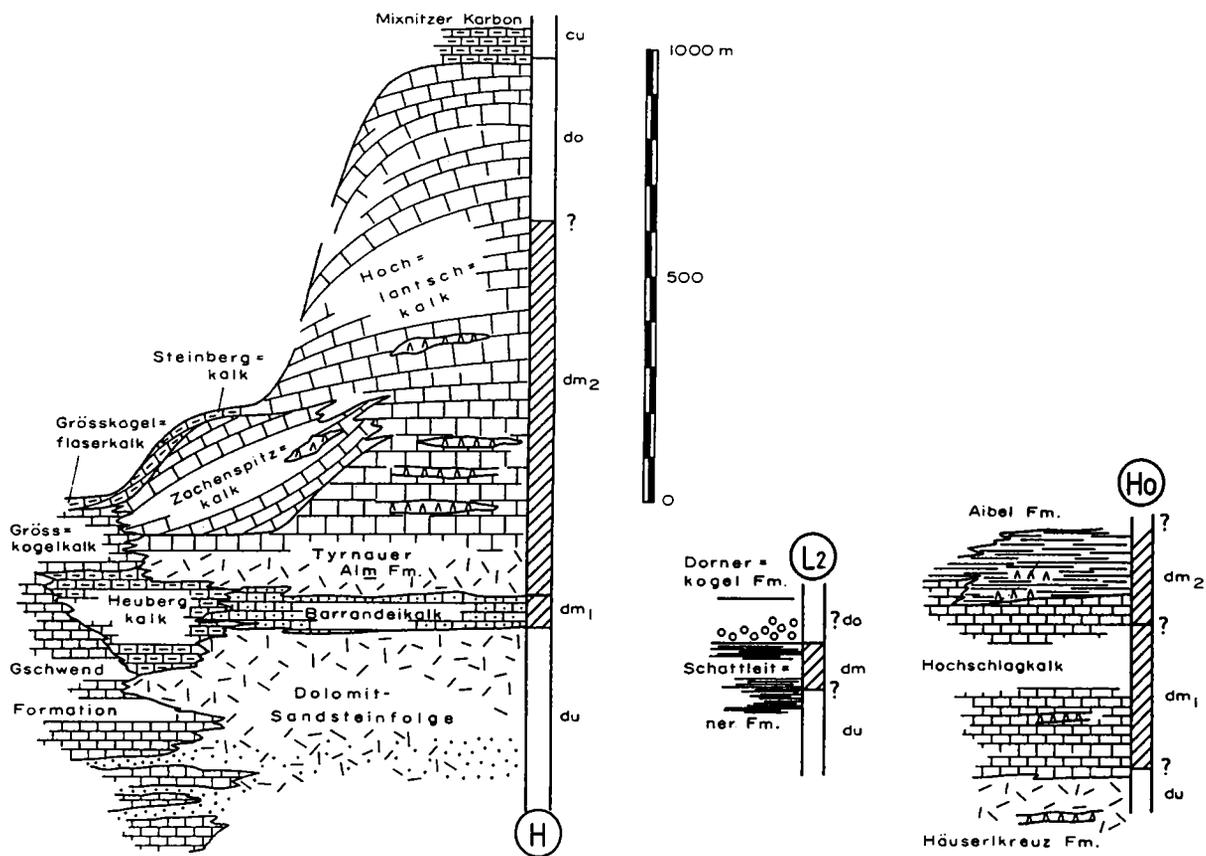


Abb. 2: Stratigraphie im Grazer Paläozoikum nach FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER (1984). S, Schöckeldecke; R, Rannachdecke; L, Laufnitzdorfgruppe; HO, Hochschlaggruppe.

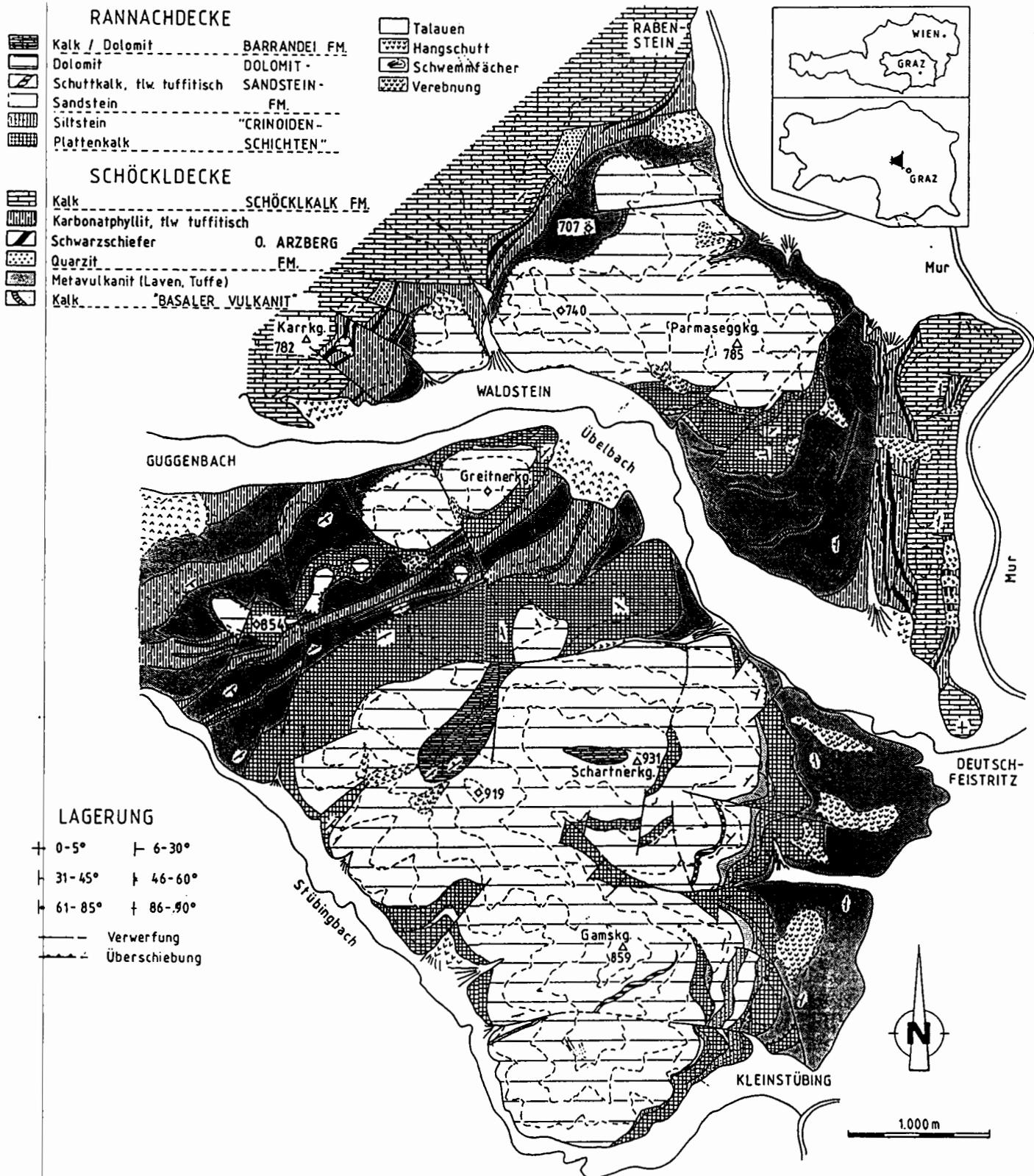


Abb. 4: Geologische Karte des nordwestlichen Grazer Paläozoikum nach FRITZ (in Vorbereitung) zeigt Deckenbau zwischen Rannachdecke und Schöckeldecke und eine semiduktile, steile Scherzone südlich von Waldstein.

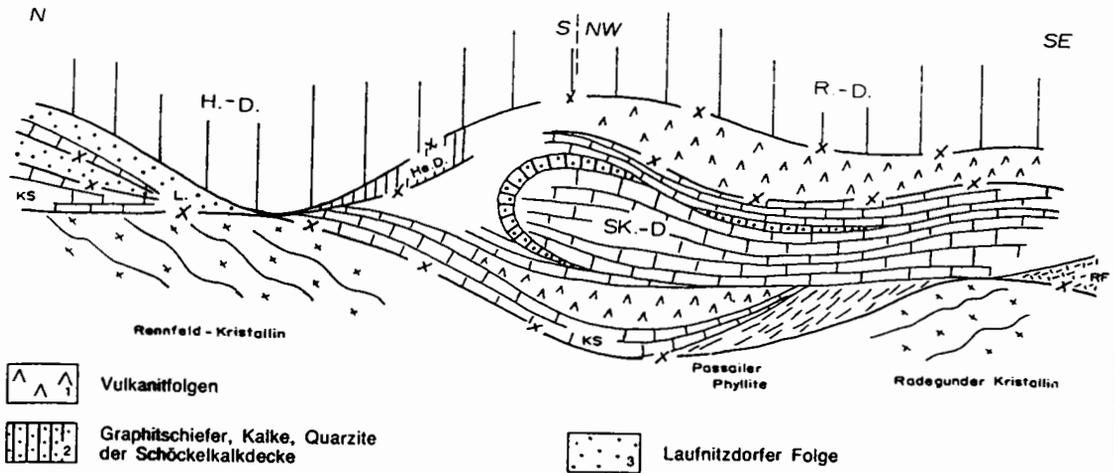
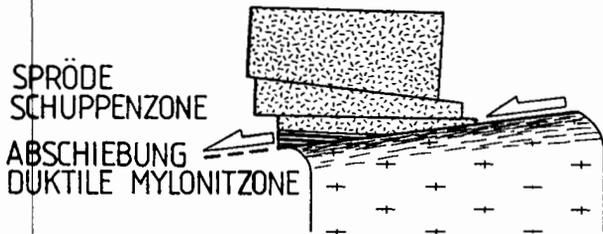


Abb. 5: Das Konzept des Faltendeckenbaus im Grazer Paläozoikum nach FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER (1984).

(b)

KRUSTENAUSDÜNNUNG
DURCH ABSCHIEBUNGEN
WÄHREND AUFSTIEG



(a)

KONTINUIERLICHES
METAMORPHOSEPROFIL

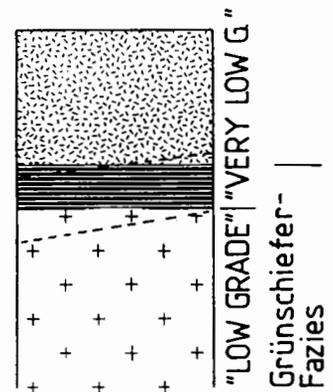


Abb. 7: Modell für die Extensionstektonik im Röschgraben (vergleiche Abb. 6).

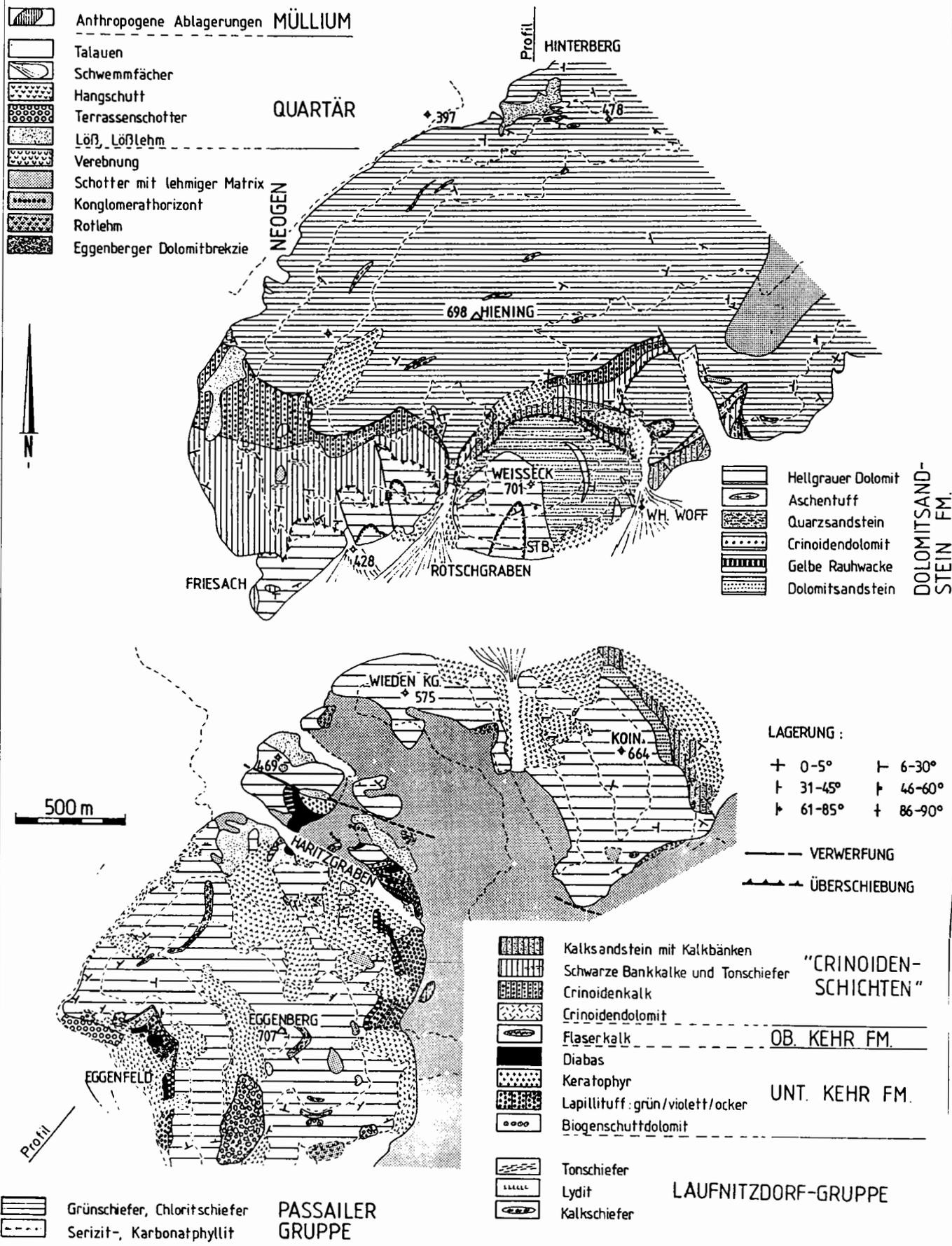


Abb. 6: Geologische Karte des zentralen Grazer Paläozoikum bei Friesach (nach NEUBAUER, 1989). Die tektonische Grenze nördlich Rotschgraben wird als Abschiebung gedeutet (vergleiche Abb. 7).

profils und das Ausfallen von Metamorphosezonen wird mit Extensionstektonik und Westabschiebung im Raum Rötischgraben in Verbindung gebracht (Abb. 7).

Für die W-E Extension im Ostalpin wird von NEUBAUER (1988), RATSCHBACHER et al. (1989) ein Modell vorgeschlagen das auch auf die Extension im Grazer Paläozoikum angewandt werden kann. Ein System von NE-SW orientierten, sinistrale Seitenverschiebungen mit \pm N-S streichenden Abschiebungsflächen bildet ein generelles West-Ost-Extensionsregime, das zur Destruktion des Deckenstapels führt.

Die Strukturabfolge

1. Variszische Strukturen

Variszische Deformation und Metamorphose sind, bedingt durch intensive alpidische Überprägung, nur punktuell fassbar. Geochronologische Daten (Tab.1) mit variszisch - alpinen Mischaltern von Muskovit und erhöhten Ar^{40}/Ar^{36} -Initialen sowie Überschußargon in Mineralen sprechen für eine variszische Metamorphose und sind auch Indiz dafür, daß die alpidische Erwärmung in diesen Bereichen 450° nicht überschritten hat.

Lokal, vorallem am Ostrand des Grazer Paläozoikums, kann variszische Metamorphose von alpidischen Ereignissen getrennt werden. In diesen Bereichen erreicht sie obere Grünschieferfazies und überdauert die variszische Verformung (statisches Mineralwachstum).

2. Alpidische, prägosauische Strukturen

Argumente für alpidisches Alter sind die geochronologischen Daten (Tab. 1) in Verbindung mit den Deformationsstrukturen. Durch zunehmend kühlere Deformationsbedingungen werden Strukturen, die in diesem Akt erzeugt werden, nicht mehr duktil überprägt. Die obersantonie Transgression der Gosau über den fertigen Deckenstapel im Südosten des Grazer Paläozoikum limitiert das Deformationsalter andererseits auf 85 Ma (GRAF 1975; SCHIRNIK, in Vorbereitung).

Die penetrative Deformation erzeugt eine Schieferung subparallel zu den lithologischen Einheiten. Die Verformungsintensität ist an den kartierbaren Deckengrenzen am größten, die Decken sind aber auch intern duktil deformiert. Der Deformationsmechanismus ist in feinkörnigen Gesteinen Drucklösung, monomineralische Gesteine (Marmore) und quarzreiche Gesteine zeigen mineralplastisches Verhalten.

Die Streckungsrichtung ist sehr einheitlich W-E orientiert, Indikatoren für rotationale Verformung geben zumeist Versatz des Hangenden gegen West an. Progressive

Lokalität	Methode	Mineral	Alter in Ma	Autor
ohe Decken-				
gruppe				
annachdecke	K/Ar	Hellgl.>2	121	*
	K/Ar	Hellgl.<2	177	*
	K/Ar	Hellgl.<2	138	*
	K/Ar	Gesamtgest.	176	*
	K/Ar	Gesamtgest.	158	*
annachdecke	K/Ar	Hellgl.<2	157	+
	K/Ar	Hellgl.<2	163	+
	K/Ar	Hellgl.<2	155	+
	K/Ar	Hellgl.<2	166	+
	K/Ar	Hellgl.<2	179	+
	K/Ar	Hellgl.<2	190	+
	Rb/Sr	Hellgl.<2	120	**
schwendtdecke	K/Ar	Hellgl.<2	192	+
	K/Ar	Hellgl.<2	200	+
	K/Ar	Hellgl.<2	192	+
	K/Ar	Hellgl.<2	238	+
iefe Decken-				
gruppe				
chöckeldecke s.l.	K/Ar	Hellgl.>2	98	*
	K/Ar	Biotit	106	*
chöckeldecke s.s.	K/Ar	Hellgl.>80	116	+
	K/Ar	Hellgl.>80	128	+
	K/Ar	Hellgl.<2	453	+ EA
	K/Ar	Hellgl.<2	682	+ EA
	K/Ar	Hellgl.<2	530	+ EA
	Rb/Sr	Hellgl.<2	133	+
	Rb/Sr	Hellgl.<2	129	+
	Rb/Sr	Hellgl.>80	331	**
	Rb/Sr	Hellgl.>80	357	**
	Rb/Sr	Hellgl.>80	346	**
	Rb/Sr	Hellgl.>80	346	**
chöckeldecke s.l	K/Ar und	Glimmer	80 bis	•
	Rb/Sr	Glimmer	110	•

ab. 1: Tabelle der geochronologischen Daten im Paläozoikum von Graz. Mineralfraktionen sind mit <2 für "kleiner 2 Mikrometer", bzw. >80 für "größer 80 Mikrometer bezeichnet. Die Autoren sind: *, FLÜGEL et al. (1980); +, FRITZ, (1986); **, FRITZ & KRALIK (in Vorbereitung); •, ESTERLUS (1985). EA bedeutet Überschußargon.

Anderung der Streckungsrichtung nach Nordwest (Abb. 8), ist durch Änderung des Faserwachstums um Pyrit erkennbar (z.B. FRITZ, 1988). Schersinne geben in diesem Bewegungsincrement Versatz gegen Nordwest an.

Die Konzentration der Deformationsintensität an den kartierbaren Deckengrenzen, die Orientierung der langen Achse des Verformungsellipsoids parallel zur Streckungslineation und die rotationale Verformungskomponente (Abb. 8) legen Deckenstapelung in diesem Akt nahe. Die Deckenstapelung ist W bis NW gerichtet.

Der Faltenbau im Grazer Paläozoikum wird mit dieser Verformung in Verbindung gebracht und zeigt dessen kompressiven Charakter. Schichtinversitäten und Faltenbau beschreibt CLAR (1933) aus der tiefen Deckengruppe am Schöckl und FLÜGEL (1952). Aus der mittleren Deckengruppe sind nordwestvergente Falten (Abb. 9) bei Frohnleiten beschrieben (TSCHELAUT, 1985). In der höheren Deckengruppe sind west - bis nordwestvergente Falten sowohl im Kartenbild (NEUBAUER, in Vorbereitung) als auch im Aufschlußbereich nachgewiesen (FRITZ, 1988).

3. Alpidische, intra- bis postgosauische Strukturen

Steilstehende Zonen durchziehen das Grazer Paläozoikum in SW-NE Richtung und bilden auch dessen Nordwestrand. Im Bereich Frohnleiten - Gams sind Gosasedimente in diesen Bau miteinbezogen (TSCHELAUT, 1984) und geben somit das Mindestalter für diese Bewegungen an.

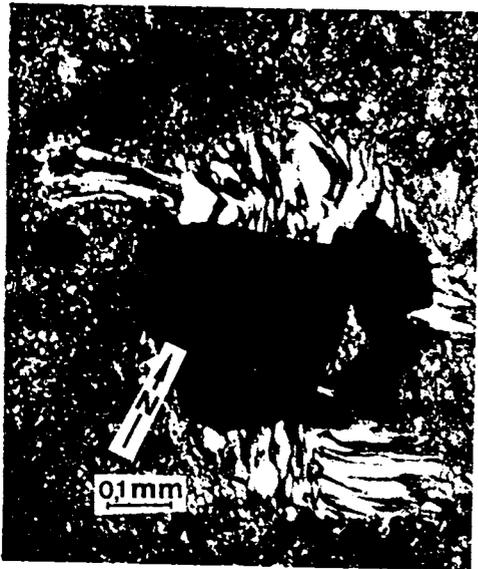
Am Westrand des Grazer Paläozoikums sind Ostabschiebungen im Kristallin der Koralm bekannt (KROHE, 1988), West - Ost Extension erfaßt aber auch die Gosau selbst.

Tritt dieses System von, soweit nachgewiesen, sinistralen Scherzonen und W-O-Abschiebungen nicht in Verbindung mit Gosasedimenten auf, müssen die Altersbeziehungen dieser Verformungen mit anderen Kriterien abgeleitet werden:

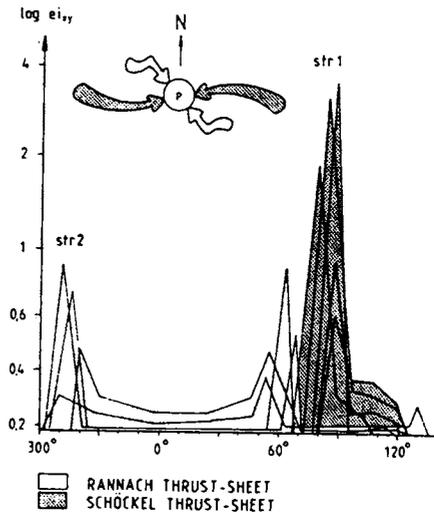
Die altalpidische Verformung erzeugt, wo Drucklösung der dominante Deformationsmechanismus ist, Quarz- und/oder Karbonatgänge und ein engständiges Schieferungssystem. Nördlich von Raabenstein werden diese Gefüge von semiduktilen, sinistralen Scherstrukturen überprägt. Die sinistrale Blattverschiebung erzeugt ein weitständiges System von Scherbändern und s-c-Strukturen.

In hohen Deckenniveaus sind die SW-NE orientierten Scherzonen als diskrete Flächen und Störungen ausgebildet (z.B. im Tyrnauer Graben).

Im zentralen Grazer Paläozoikum, im Bereich Rötischgraben werden Westabschiebungen mit der Extensionstektonik in Ver-



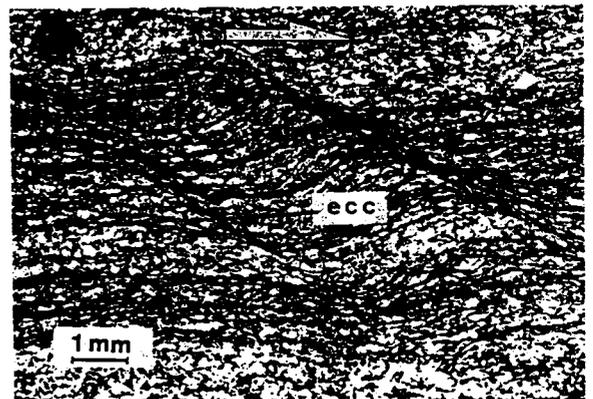
a



b

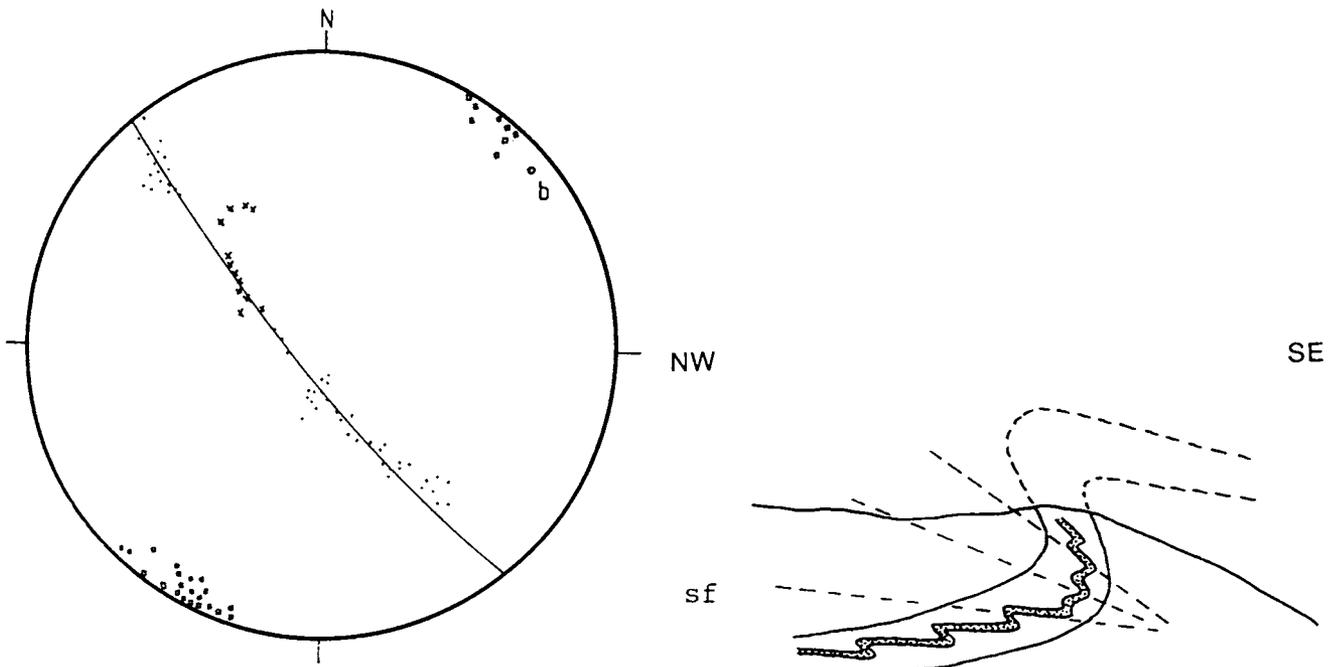


c



d

bb. 8: Unterschiedliche Wachstumsrichtungen von Quarzfasern hinter Pyrit (a) und Untersuchungen des Incremental Strain (b) belegen Änderung der Streckungsrichtung im Grazer Paläozoikum. Asymmetrische Druckschatten (c) und Scherbänder (d) als Schersinnindikatoren (nach FRITZ, 1988).



- Polpunkte der ss-Flächen
- x Polpunkte der sf-Flächen
- o π -Punkt
- ▣ Polpunkte der k-Flächen (ac)

Abb. 9: Orientierungsdate und Ausbildung von Kleinfalten aus der Großfalte bei Frohnleiten nach (TSCHELAUT, 1985).

bindung gebracht (NEUBAUER, 1989). Hier ist der tektonische Zuschnitt des Deckenpaketes, der höher metamorphe Einheiten über schwach metamorphes Paläozoikum bringt, Argument für den dehnenden Charakter dieser Verformung.

Da sowohl Kompression wie auch Extension letzten Endes zu W-O gerichteter Dehnung führt, ist eine Trennung beider Deformationsregime fallweise schwierig.

4. Störungen

W-O orientierte Störungen versetzten den fertigen Deckenstapel und erzeugen Grabenstrukturen, (z.B. im Raum nördlich Graz). Diese Störungen werden wieder von einem N-S streichenden System geschnitten. Besonders markant sind die Störungen bei Peggau und die Leberstörung nördlich von Graz. Bei beiden Störungen wird jeweils der Ostblock gegenüber dem Westteil herausgehoben. Sowohl in ihrer Orientierung als auch in ihren Auswirkungen passen die letztgenannten Störungen in das System Lavanttal - Görttschitztal (NEUBAUER, 1988), und könnten demnach auch neogenen Alters sein.

BESCHREIBUNG DER EXKURSIONSRUTE

Die Fahrtroute ist so gewählt, daß man die Einheiten des zentralen Grazer Paläozoikum entlang des Murtales bis zu dessen Nordrand quert und dann in einer Schleife über den Ostteil des Paläozoikums wieder Graz erreicht. Dadurch werden die lithotektonischen Einheiten nicht in systematischer Reihenfolge besichtigt. Diese "klassische" Route spart Fahrkilometer und gibt neben interessanten Aufschlüssen auch reizvolle Einblicke in das Grazer Bergland.

Die Fahrtroute und die Haltepunkte gehen aus Abb. 10 hervor.

STOP 1: Tektonische Grenze (Abschiebung) zwischen Schöckl- und Rannachdecke

Lage und Anfahrt: Österreichische Karte 1: 50 000 (im weiteren ÖK 50), Blatt 164, Graz. Von Muraltalbundesstraße bei Friesach die Straße in den Rötschgraben (nach Semriach) nehmen. Bei Ortschaft "Rötschgraben" (auch Wh.) Abzweigung in enge, asphaltierte Straße in den Seitengraben nach N fahren (ca. 400 m). Straßenaufschluß orographisch rechts, unmittelbar vor Kehre im Graben.

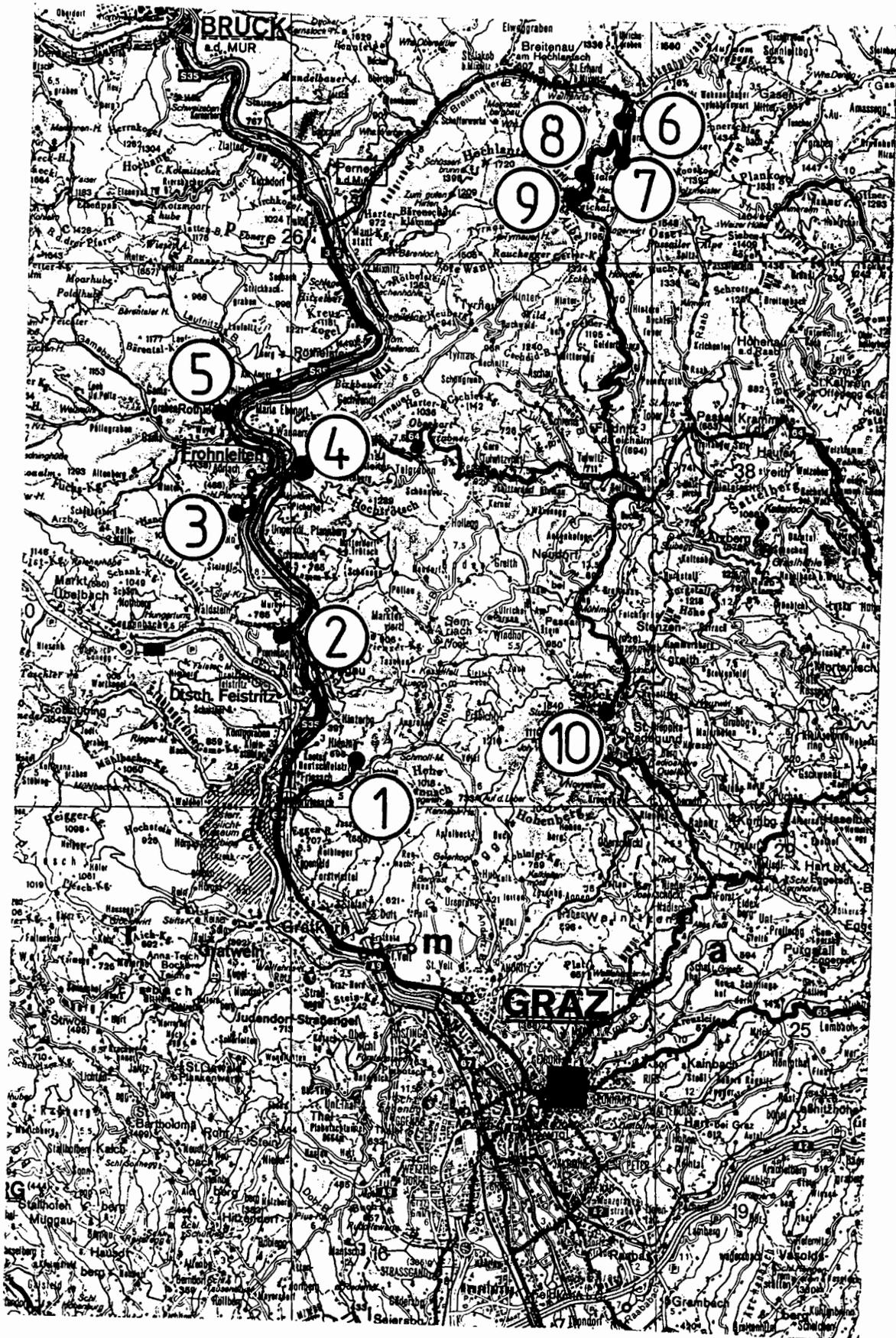


Abb. 10: Exkursionsroute und Haltepunkte.

Beschreibung: Dieser Aufschluß zeigt hochdeformierte Grünschiefer und Karbonatphyllite der Schöckldecke und straßenabwärts Kalkschiefer der Crinoidenschichten. Alle Gesteine sind stark geschiefert und besitzen eine WSW-fallende Streckungslineation. Die Deformation ging unter abnehmenden Metamorphosebedingungen vor sich. Grobkörniger Aktinolith (\emptyset max. ca. 4 - 5 mm, der wenige Zehnermeter unter der Hangendgrenze der Grünschiefer vorhanden ist, wird chloritisiert. Schersinnkriterien (makroskopisch v. a. Scherbänder und asymmetrische Sigma-Porphyroklasten) zeigen eine Scherung des Hangenden gegen SW an. Die Scherung erfolgte damit unter abnehmenden Metamorphosebedingungen. Die Diabase der Rannachdecke, die einige 100 m weiter südlich aufgeschlossen sind, zeigen keine duktile Deformation. Aktinolith war in diesen Diabasen nie vorhanden. Das zeigt an, daß diese Mylonitzone im Rötischgraben während des Aufstieges der Gesteine aktiv war, daß ein Metamorphosehiatus an dieser Grenze vorhanden ist, und daß damit ein Stück des metamorphen Profiles fehlt. Dies wird durch die Aktivität einer flachen Abschiebung erklärt.

Der Charakter der Grenze wird durch das Auftreten von Gesteinen der Laufnitzdorfdecke (Lydite, Tonschiefer) betont, die schräg unterhalb orographisch links des Grabens ansstehen.

STOP 2: Duktile Deformation der Schöckldecke

Lage und Anfahrt: Kugelstein bei Peggau (ÖK 1:50000; Blatt 164, Graz). Im Murtal auf der Bundesstraße Graz - Bruck/Mur bis Peggau. Im Ort unmittelbar südlich des Gasthauses "Post" nach Westen (Schotterstrasse), zuerst über die Bahn dann über die Autobahn zum Kraftwerk Peggau (orogr. rechtes Murrufer). Dann Richtung Nord, unter den Steilwänden des Kugelstein bis zu einer Parkmöglichkeit unter der Autobahn.

Beschreibung: In einem etwa 80 Meter hohen Aufschluß ist eine Schichtwiederholung von hellem, massigem Kalk (? Mitteldevon); stratigraphisch älteren Phylliten und dunklen Kalken (Unterdevon) und wieder hellem Kalk zu sehen. In Bohrungen wurde im liegenden der basalen Kalke wiederum Tonschiefer/Phyllite angetroffen (SEELMEIER, 1941).

Die Schichten fallen mittelsteil nach West ein. Sehr deutlich ist ein, ebenfalls westfallendes, Streckungslinear durch Druckschatten um Pyrit ausgebildet. Extensionswerte erreichen bis 1000 % (am Kontakt Kalk/Phyllit zu sehen). An Druckschatten um Pyrit ist keine Plättungskomponente vorhanden. Der Schersinn zeigt in allen Bereichen des Aufschlusses Transport des Hangenden gegen West. Drucklösung ist Hauptdeformationsmechanismus.

Im Druckschatten der Pyrite gesproßte, synkinematische Hellglimmer erreichen Korngrößen von 70 bis 400 Mikrometer.

K/Ar-Datierungsversuchen dieser Glimmer lieferten Alter um 130 Ma. Feinkörnige Glimmer in der Matrix mit Korngrößen unter 1 Mikrometer gaben Rb-Sr-Alter von 125 Ma; K-Ar-Alter ergaben aufgrund von Überschuß von radiogenem Argon unreal hohe Alter (über 500 Ma).

Wir interpretieren dies als Schuppenbau innerhalb der Schöckldecke während der alpalidischen Deckenstapelung.

STOP: Semiduktile sinistrale Scherzone bei Raabenstein:

Lage und Anfahrt: Raabenstein (ÖK 50, Blatt 133 Leoben, an der Südostgrenze des Kartenblattes). Auf der Schnellstraße Graz Bruck/Mur bis Frohnleiten (südliche Ortseinfahrt). Die Mur wird beim Gasthaus "Weißenbacher" (gutbürgerliche Küche) gequert. Etwa 400 Meter nach der Murbrücke nach Süden Richtung Kraftwerk Raabenstein (grünes Schild: "KW Raabenstein") abzweigen. Am rechten Murofer flußabwärts, zuerst dem "Römerweg" (Straßenschild) folgend bis zur letzten Bushaltestelle vor dem Schloß Raabenstein. An der Bushaltestelle zweigt ein Schotterweg ab, auf dem nach etwa 10 Metern die Aufschlüsse erreicht werden. (Parkmöglichkeit beim Schloß Raabenstein).

Beschreibung: Karbonatische Grünschiefer (Metatuffite) ober-silurischen Alters fallen steil nach NW ein, die Streichrichtung der Schieferung ist SW-NE. Ein recht undeutliches Streckungslinear fällt mittelsteil gegen WSW. Dominant ist ein weitständiges (mehrere Millimeter) System von phakoidförmigen Schieferungs- und Scherflächen das als kühles S-C-Flächengefüge gedeutet wird. Die Winkelbeziehungen des Flächensystems geben sinistralen Schersinn an. Dieses System von Scherflächen überprägt Quarz/Karbonatgänge, die während eines früheren Deformationsaktes gebildet und unter Plättungsbedingungen gefaltet wurden.

Dies SW-NE streichenden Scherzone verläuft parallel zu den Störungen und Scherzonen des Kristallinrandes, an denen Gosausedimente eingeschuppt sind. Wir nehmen daher auch für diese Scherzone intra- bis postgosauisches Alter an. Diese Scherzone ist Ausdruck der generellen W-E Dehnung im Grazer Paläozoikum.

STOP 4, Deckentektonik in der Kalkschieferdecke bei Frohnleiten:

Lage und Anfahrt: Südfuß des Gschwendtberges (Ök 50, Blatt 133, Leoben). Von Raabenstein zurück nach Frohnleiten. Vom Gasthaus "Weißenbacher" (oder noch besser, vom Gastgarten aus) ist die "Frohnleitner Falte", eine der wenigen überschaubaren Großfalten im Grazer Paläozoikum, gut einzusehen. Weiter Richtung Bahnhof und von da nach Nordosten Richtung Passail, fahren. Nach etwa 500 Meter ist rechter Hand eine

Parkmöglichkeit bei einer Autowerkstätte. Zu Fuß der Bundesstraße folgen bis diese nach wenigen Zehnermetern den Tyrnauer Bach quert. Unmittelbar nach der Brücke dem Bach an seiner rechten (nördlichen) Seite bachabwärts folgend bis kleine Felsgruppen nahe an den Bach herantreten. Die Felsgruppen bis zur "Tischlerei Maggerl" sind die beschriebenen Aufschlüsse.

Beschreibung: Dünnplattige unter- bis mitteldevone Kalke mit wechselnder Siltführung fallen flach nach Südost ein. Eine steiler nach Südost fallenden Transversalschieferung schneidet die Schichtung in spitzem Winkel. Beide Flächen werden von Knickfalten und einem System von Aufschiebungen überprägt. Der Versatzsinn an Störungsflächen ist durch Abrißkanten von Kalzitfasern leicht zu bestimmen. Weiters sind Überschiebungen mit Stirnfalten und Rücküberschiebungen im Metermaßstab aufgeschlossen.

Paläospannungsanalysen an den Störungen ergaben NW-SE Kompression (σ_1 -Richtung), σ_2 ist SW-NE und σ_3 vertikal orientiert.

Wir interpretieren diese Struktur als nordwestgerichtete Überschiebung während der Deckenstapelung im Grazer Paläozoikum. Diese Deformation hat duktil begonnen und nordwestvergente Falten mit korngefügeprägender Transversalschieferung erzeugt (TSCHELAUT, 1985). Bei gleichbleibenden Spannungszuständen ist diese Verformung bei sinkenden Temperaturen (das Korngefüge wird nicht mehr geprägt) weitergeführt worden.

STOP 5: Gosaukonglomerate bei Rothleiten

Lage und Anfahrt: Gosau von Gams (ÖK 50, Blatt 133, Leoben). Zurück zum Bahnhof von Frohnleiten und durch den Ort über die Bundesstraße nach Norden, bis man nach zwei Kilometer die kleine Ortschaft Rothleiten erreicht. 300 Meter nördlich Rothleiten sind entlang der Bundesstraße die roten Konglomerate von Gams in zwei übereinanderliegenden Straßenaufschlüssen erschlossen. Die obere Felsgruppe ist, bedingt durch das geringere Verkehrsaufkommen, bei größeren Gruppen zu bevorzugen.

Beschreibung: Polymiktes, meist korngestütztes Konglomerat mit sehr variablen Komponentengrößen. Neben Komponenten aus der nahen Umgebung (Paläozoikum von Graz) sind in großer Zahl mesozoische Gerölle vertreten. Mesozoische Schichtfolgen sind in der weiteren Umgebung nirgends vorhanden, deshalb wird angenommen, daß diese während der Oberkreide vollständig erodiert wurden.

Im Konglomerat sind durchwegs nur spröde Strukturen zu

sehen. Dehnungsklüfte streichen mehrheitlich Nordwest-Südost und spiegeln NE-SW-Dehnung wieder. Die Analyse von Harnischflächen und Striemungen zeigt bevorzugt sinistrale seitenverschiebende Bewegungen an ca. N-S streichenden Harnischen. Sie werden als rotierte synthetische Riedel'sche Flächen zur sinistralen Gleinalm-Südrandscherzone aufgefaßt, die nur wenige 100 m nordwestlich des Aufschlusses durchstreicht.

Das Gosaukonglomerat ist zwischen Gleinalmkristallin und Grazer Paläozoikum in verschiedenen Spänen der mittleren Deckengruppe eingeklemmt. Wir nehmen an, daß das Konglomerat während der Platznahme des Grazer Paläozoikums in die sinistrale Scherzone am Paläozoikumsrand miteinbezogen wurde. Die Störungen, die diese Gosau begrenzen, können als Riedel'sche "horse tails" zur Gleinalmsüdrandstörung aufgefaßt werden.

STOP 6: Deckenbau am Nordrand des Hochlantsch; Kalkschiefer der mittleren Deckengruppe

Lage und Anfahrt: Nordabfall des Hochlantsch (ÖK 50, Blatt 134, Passail). Der Schnellstraße Graz - Bruck/Mur bis kurz vor Pernegg zur Abzweigung "Birkfeld, Gasen, Breitenau" folgen. Dort entlang des Breitenauerbaches nach Osten bis St.Erhard. 1500 Meter östlich von St. Erhard (beim Schild "Russenstraße") zweigt der Düreggergraben nach Süden ab. Der Aufschluß befindet sich in der ersten Kehre im Tiefenbachgraben.

Beschreibung: Zentimetergebankte, dunkle Kalke des Mitteldevon mit zwischengeschalteten Tonschiefern. Drucklösung erzeugt Stylolithensäume und Kalzit gefüllte Dehnungsrisse. Die Öffnungsrichtung der Dehnungsrisse gibt ENE-WSW-Dehnung an. Die Streckungslineation streicht ENE-WSW.

Detaillierte strukturgeologische Untersuchungen stehen in diesem Raum noch aus, der Deckenbau ist durch die Stratigraphie belegt.

STOP 7: Deckenbau am Hochlantschnordabfall; Laufnitzdorfdecke

Lage und Anfahrt: Nordabfall des Hochlantsch (ÖK 1:50000, Blatt 134 Passail). Der Russenstraße bergan folgend bis zur großen Kehre im Düreggergraben auf Höhe 970 Meter ü.d.M.. Der Aufschluß liegt in der Kehre.

Beschreibung: Scharze Tonschiefer mit Lyditen des Unterdevon bis Oberdevon werden als pelagische Ruhigwasserentwicklung gedeutet (GOLLNER & ZIER, 1985). Auch hier gibt es noch keine moderne strukturgeologische Bearbeitung, der Dechenbau ist wieder durch die Stratigraphie belegt. Verheilte

Dehnungsrisse und eine Streckungslineation (auch Druckschatten um Pyritthöfe) zeigen ENE-WSW-Dehnung an.

STOP 8: Breitalmkreuz: Übersicht über die Nordgrenze des Grazer Paläozoikums

Lage und Anfahrt: Überblick gegen N von Nordseite des Sattels vor Teichalm. ÖK 50, Blatt 134, Passail).

Beschreibung: Am steilen Hang zum Breitenauerbach ist der Schuppenbau des Hochlantsch aufgeschlossen. Die mehrfache Stapelung von obersilurischen bis oberdevonischen Schichten ist stratigraphisch belegt (vergleiche Abb. 3). Im Westen sind an den steilen Hängen des Hochlantsch und Zachenspitze der Verzahnungsbereich der oberdevonische Riffentwicklung mit seinen Riff flanken zu sehen.

Nördlich des Breitenauerbaches lagert das Grazer Paläozoikum dem mittelostalpinen Rennfeldkristallins auf. Die aktuelle Grenze interpretieren wir als NE-gerichtete Abschiebung mit einer Kataklastizone am Oberrand des Kristallins. Erkennbar ist auch eine neogene, NE-SW orientierte Störung.

STOP 9: Barrandeikalke der Hochlantschdecke beim Gh. Pierer

Lage und Anfahrt: ÖK 50, Blatt 134, Passail. Der Teichalmstraße weiter folgend bis zum Gasthaus Pierer am Westende des kleinen Sees. Parkmöglichkeit beim Gasthaus. Der Aufschluß (kleine Steinentnahmestelle) ist wenige Meter östlich des Gh Pierer.

Beschreibung: Wechsellagerung von grauen, fossilführenden Kalken mit Mergeln. Die Kalkbänke zeigen lagenweise, wellenbedingte Anreicherung von Fossilenschutt (Schill, Korallen etc.). Dieses oberste Stockwerk des Grazer Paläozoikums ist in diesem Bereich sehr schwach deformiert und steht damit in deutlichem Kontrast zu den tieferen Anteilen des Grazer Paläozoikum. Drucklösung und Stylolithen sind einzige Anzeichen für Verformung.

STOP 10: Deformation der Pegmatitgneise des St. Radegunder Kristallins im Liegenden des Grazer Paläozoikum

Lage und Anfahrt: Von Fladnitz Richtung S, dann Straße Richtung Arzberg. Nach wenigen 100 m nach rechts abbiegen in Richtung Plenzengreith, im weiteren Richtung St. Radegund über Schöcklkreuz. Der Aufschluß liegt über der Straße, südöstlich des Weilers Höf (nicht bezeichnet; ca. 1,5 Straßenabwärts von Wh. Schöcklbartl). Der Aufschluß ist im Wäldchen bevor die Straße die Schöcklseilbahn quert. Parkmöglichkeit

vor dem Wäldchen.

Beschreibung: Hier sind mittelkörnige Pegmatitgneise innerhalb des St. Radegunder Kristallins aufgeschlossen. Die Pegmatitgneise sind mittelkörnig, wellig geschiefert und haben eine ENE-WSW-streichende Streckungslineation. Es sind zwei bis drei Hellglimmergenerationen zu erkennen: Grobkörnige Hellglimmerpakete, die der magmatischen Paragenese zugerechnet werden, mittelkörnige Hellglimmer und grünliche, feinkörnige Hellglimmer.

Proben der feinkörnigen Hellglimmer anderer Pegmatite des St. Radegunder Kristallins lieferten kretazische Rb-Sr-Alter (nicht von diesem Aufschluß!). Die Bildung der Hellglimmer kann im Zusammenhang mit einer Mylonitzone gesehen werden, die die aktuelle Grenze zwischen dem St. Radegunder Kristallin und dem Grazer Paläozoikum (Schöckldecke) schuf. Die Schieferung der Pegmatite liegt flach, die Streckungslineation ist ENE-WSW orientiert.

Alle Pegmatite des St. Radegunder Kristallins zusammengekommen lieferten eine Rb-Sr-Isochrone von 314 ± 2 Ma, was auch durch knapp jüngere Alter von grobkörnigem Muskowit bestätigt wird.

Literatur

- CLAR, E. (1933): Zur Geologie des Schöckelgebietes bei Graz.-
Jahrb. Geol. B.-A., 113-136.
- CLAR, E. (1935): Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der
Mur. - N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh., 74, B, 1-39.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L (1980): Die Rannach-
Fazies des Grazer Paläozoikums. - Mitt. Abt. Geol. Paläont.
Landesmus. Joanneum, 41, 45-65.
- ESTERLUS, M. (1985): Unveröffentlichte Dissertation, Universität
Wien.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L (1978): Die Genese der Dolomitsand-
stein-Folge des Grazer Paläozoikums. - Mitt. Österreich.
Geol. Ges., 69, 106-162.
- FLÜGEL, H.W. (1952): Kinematik einer Großfalte des Grazer
Paläozoikums. - N. Jahrb. Geol. Paläont. Monatsh., 169-180.
- FLÜGEL, H. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes, 2.
Aufl. - Mitt. Abt. Geol. Joanneum, Sdh., 1, 288 S.
- FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, N. & FRANK, W. (1980):
Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer
Paläozoikum. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 201-211.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): STEIERMARK, Erläuterungen
zur Geologischen Karte der Steiermark, 1:200.000. - Geologie
der Österreichischen Bundesländer, Geologische Bundesanstalt,
Wien, 127 S.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early
Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz
(Eastern Alps). - Geodynamica Acta, 2, 2, 53-62.
- FRITZ, H. (1986): Zur Geologie des nordwestlichen Grazer
Paläozoikums (im Bereich Scharfnerkogel - Parmaseggkogel). -
Inpubl. Diss. Univ. Graz, 209 p.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1988): Geodynamic aspects of the
Silurian and Early Devonian Sedimentation in the Paleozoic of
Graz (Eastern Alps). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 68,
359-367.
- SOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch. (1982):
Die Laufnitzdorf-Gruppe - eine pelagische Fazies im Grazer
Paläozoikum. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 112, 63-73.

- GOLLNER, H. & ZIER, Ch. (1985): Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). - Jb. Geol. Bundesanst., 128, 43-73.
- GRAF, W. (1975): Abagerungen der Gosau von Kainach. - In: FLÜGEL, H.W. Die Geologie des Grazer Berglandes. - Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Joanneum, SH 1, 83-99.
- KROHE, A. (1987): Kinematics of Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (eastern Austria). - Tectonophysics, 136, 171-196.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld- Mugel- und des Gleinalm- Kristallins (Ostalpen). - Abh. Geol. Bundesanst., 42, 1-137.
- NEUBAUER, F. (1989): Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). - 132, 459-474.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. - Geology, 17, 5, 404-407.
- SEELMEIER, H. (1941): Das Alter des Schöckelkalkes. - Ber. Reichsst. Bodenf., 74-79.
- TSCHELAUT, W. (1984): Das Paläozoikum zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 114, 133-161.
- TSCHELAUT, W. (1984): Die "Frohnleitner Falte" (Grazer Paläozoikum, Steiermark). - Jb. Geol. Bundesanst., 127, 507-511.
- TSCHELAUT, W. (1986): Das Alter der Arzberg-Schichten und der Blei-Zink-Vererzungen im Grazer Paläozoikum.- Jahrb. Geol. Bundesanst. 128/2, 507-511.