

Dem Gedenken an
HANNES GOLLNER
 (1955-1986)
 gewidmet.

Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen)

Von FRANZ NEUBAUER*)

Mit 12 Abbildungen

Steiermark
 Grazer Paläozoikum
 Stratigraphie
 Silur
 Devon
 Paläogeographie
 Metamorphosehiatus
 Deckenbau
 Krustendehnung

Österreichische Karte 1 : 50.000
 Blätter 163, 164

Inhalt

Zusammenfassung	459
Abstract	459
1. Einleitung	460
2. Lithostratigraphie der paläozoischen Schichtfolgen	460
2.1. Passailer Gruppe	460
2.2. Laufnitzdorf-Gruppe	460
2.3. Rannach-Gruppe	460
2.3.1. Schichtfolgen der Rannach-Gruppe südlich der Rannachstörung (Eggenbergscholle)	464
2.3.2. Schichtfolgen der Rannach-Gruppe nördlich der Rannachstörung (Rötschgrabenscholle)	464
3. Geologischer Bau und Deformationsentwicklung	467
4. Metamorphoseentwicklung	471
5. Diskussion	471
Dank	473
Literatur	473

Zusammenfassung

Die basalen Schichtfolgen (Silur-Unterdevon) der Rannach-Gruppe des zentralen Grazer Paläozoikums (Ostalpen) lassen räumlich unterschiedliche Schichtfolgen erkennen, die auf eine unterschiedliche Paläogeographie zurückgehen. Es wird eine Vulkaninsel erkannt, auf der während des Unterdevons nur geringmächtige Karbonate, und etwas evaporitisch beeinflusste Karbonate sedimentiert wurden. In den entfernteren Bereichen wurden dagegen bedeutend mächtigere siliziklastisch beeinflusste Karbonate abgelagert. Es gibt Hinweise auf Schichtverkipfung durch Schollenrotation während des Unterdevons. Die beiden unterschiedlichen Sedimentationsräume wurden durch eine alpidische Blattverschiebung gegenübergestellt.

Die Rannach-Gruppe liegt im untersuchten Bereich unter Amputation und Verschuppung der basalen Schichtfolgen der Schöckldecke auf. An der Schuppenzone sind Schichtglieder der Laufnitzdorf-Gruppe beteiligt, die damit auf eine ehemals größere Verbreitung dieser Decke hinweisen. Die Schuppen-

zone entspricht gleichzeitig einem Metamorphosehiatus zwischen alpidisch grünschieferfaziell metamorpher Schöckldecke und der anchizonal metamorphen Rannachdecke. Die Entwicklung der Strukturen wird in einem Abschiebungsmodell diskutiert (Überschiebung versus Abschiebung).

Abstract

The basal formations (Silurian and Early Devonian) of the sedimentary sequences of the Rannach Group (Paleozoic of Graz, Eastern Alps) are differentiated due to the paleogeographic evolution. A Silurian volcano island is recognized, on which evaporitic influenced sediments were deposited whereas siliciclastic carbonates dominate the realm aside the island. Both realms got together in opposite position by a later, Alpidic strike-slip fault. There is evidence for rotation of crustal blocks during Early Devonian.

The Rannach Group overlies the Schöckl nappe. Schuppen of the Laufnitzdorf Group are intercalated within the zone of movement. The zone of movement corresponds to a hiatus in metamorphic state between Schöckl nappe in greenschist facies and the Rannach nappe metamorphosed in very low grade. This feature is discussed in terms of detachment tectonics due to crustal extension during Cretaceous times.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. FRANZ NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl Franzens-Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

1. Einleitung

Die stratigraphisch und faziell orientierten Untersuchungen im Grazer Paläozoikum haben in den letzten Jahren zahlreiche Erkenntnisse über die Schichtfolgen der Rannachdecke und der Decken am Nordrand des Grazer Paläozoikums gebracht (als Zusammenfassung vergl. FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ & NEUBAUER, 1989). Dabei zeigte sich, daß in der Rannachdecke und der Hochlantschdecke (Abb. 1) vor allem Sedimente eines küstennahen Bereiches bzw. einer subsidierenden Karbonatplattform des Silurs und Devons vorhanden sind (FENNINGER & HOLZER, 1978; GOLLNER & ZIER, 1985).

Dagegen wurden am Nordrand des Grazer Paläozoikums mehrere tektonische Einheiten nachgewiesen, deren Schichtfolgen sich aus pelagisch dominierten Kalken und Schieferen des Obersilurs bis Devons zusammensetzen (Laufnitzdorf-Gruppe: GOLLNER et al., 1982). Diese Schichtfolgen waren im zentralen Teil des Grazer Paläozoikums bisher nicht bekannt. Hier liegt die Rannachdecke direkt auf verschiedenen Elementen einer tieferen und stärker metamorphen Deckengruppe auf, die als Schöckeldecke s.l. zusammengefaßt wird (EBNER & WEBER, 1978; FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Die Trennung zwischen vulkanischen Gesteinen, die zur Rannachdecke gerechnet werden (Untere Kher-Formation), und solchen der Schöckeldecke s.l. ist reichsweise schwierig durchzuführen (FRITZ, 1986) und lokal ungelöst.

Ein anderes lithostratigraphisches Problem ergab sich durch die detaillierte Bearbeitung des von Dolomit dominierten Silur/Devon-Grenzprofils von Eggenfeld unterhalb der Dolomitsandstein-Formation (EBNER, 1976). Dieses Profil zeigt, daß es Schichtfolgen des Silurs gibt, die schwierig von Gesteinen der Dolomitsandsteinfolge zu unterscheiden sind (EBNER et al., 1980). Diesen Problemen wurde in Kartierungen im Gebiet des Eggenberges – Rötschgraben – Hiening (Abb. 2) östlich der Mur nachgegangen (NEUBAUER, 1984; NEUBAUER et al., 1986).

In dieser Arbeit werden eine neue Karte dieses Gebietes, die Lithostratigraphie der basalen Rannach-Gruppe und die tektonische Gliederung dieses Gebietes vorgestellt.

Weitere ältere Arbeiten, die das Arbeitsgebiet betreffen, und die oben nicht diskutiert sind, liegen von CLAR (1935), HOERNES (1892a,b), SCHWINNER (1925), VACEK (1892) und WELISCH (1910) vor.

2. Lithostratigraphie der paläozoischen Schichtfolgen

Im Arbeitsgebiet (geologische Karte siehe Abb. 2) können drei tektonische Einheiten mit unterschiedlicher Schichtfolge unterschieden werden:

- In liegender Position befinden sich grünschieferfaziell metamorphe vulkaniklastische Schichtfolgen der Passailer Gruppe (EBNER & WEBER, 1978).
- Diesen lagern am Nordhang des Rötschgrabens verschiedene linsenartige Gesteinszüge auf, die zur „Schuppenzone des Rötschgrabens“ zusammengefaßt werden. Diese Schuppenzone beinhaltet Elemente der Laufnitzdorf-Gruppe und der basalen Rannach-Gruppe.

- In hangender Position befinden sich Abfolgen der Rannachdecke. Diese werden durch eine WSW-ENE verlaufende Störung in zwei Schollen zerlegt, deren Schichtfolgen in unterschiedlicher Fazies ausgebildet sind.

2.1. Passailer Gruppe

Der Bergrücken des Hiening nördlich des Rötschgrabens wird von feinkörnigen Grünschiefern und Chloritserizitschiefern aufgebaut. Diese Gesteine lassen häufig eine feine Bänderung erkennen, die durch einen Korngrößenwechsel von feinkörnigen serizitisierten Plagioklasen hervorgerufen wird. Diese gebänderten Schiefer lassen sich somit auf feingeschichtete Kristallaschentuffe zurückführen.

Im hangenden Bereich westlich des Weißbecks finden sich wenige Meter unter der tektonischen Obergrenze der Passailer Gruppe hellgrün bis tiefgrün gefleckte Grünschiefer. Die Flecken bestehen aus geplätteten, mehrere cm² großen, chlorit- und aktinolithreichen Komponenten, die wahrscheinlich von Lapillis abgeleitet werden können. Diese Komponenten schwimmen in einer tiefgrünen, feinkörnigen Aschentuffmatrix.

Diese grüngesteinsbetonte Folge wird von EBNER & WEBER (1978) im östlich anschließenden Gebiet als „Passailer Schichten“ bezeichnet, und einer kohlenstoffreichen Abfolge der Arzberger Schichten gegenübergestellt. Von letzterer ragen nur geringe Späne (Phyllit, Karbonatphyllit) in das Arbeitsgebiet hinein.

2.2. Laufnitzdorf-Gruppe

Zur Schuppenzone des Rötschgrabens werden einzelne diskontinuierliche Gesteinslinsen gerechnet, die sich in ihrer Lithologie weder der Passailer Gruppe noch der Schichtfolge der Rannachdecke zuordnen lassen. In diese Schuppenzone sind aber auch Gesteine der Passailer Gruppe und der Rannachdecke mit einbezogen.

Als völlig fremd gegenüber der Rannach-Gruppe müssen v.a. dunkle Lydite angesehen werden, die im Graben östlich des Weißbecks anstehen. Sie sind mit grauen, meist karbonatfreien Tonschiefern verknüpft.

Lydite sind – ausgenommen Lydite in unterkarbonischen Flaserkalken – in der Rannach-Gruppe bisher nicht bekannt (z.B.: FLÜGEL, 1975; EBNER, 1983). Lydite, die mit Tonschiefern verknüpft sind, bilden aber ein Leitelement innerhalb der Laufnitzdorf-Gruppe (GOLLNER et al., 1982). Deshalb werden die Lydite und Tonschiefer des Rötschgrabens zur Laufnitzdorf-Gruppe gestellt.

2.3. Rannach-Gruppe

Im Arbeitsgebiet kommen innerhalb der Rannachdecke zwei faziell voneinander abweichende Schichtfolgen vor (Abb. 3), die durch eine WNW-ESE verlaufende Störung (Rannachstörung) getrennt werden (Abb. 2).

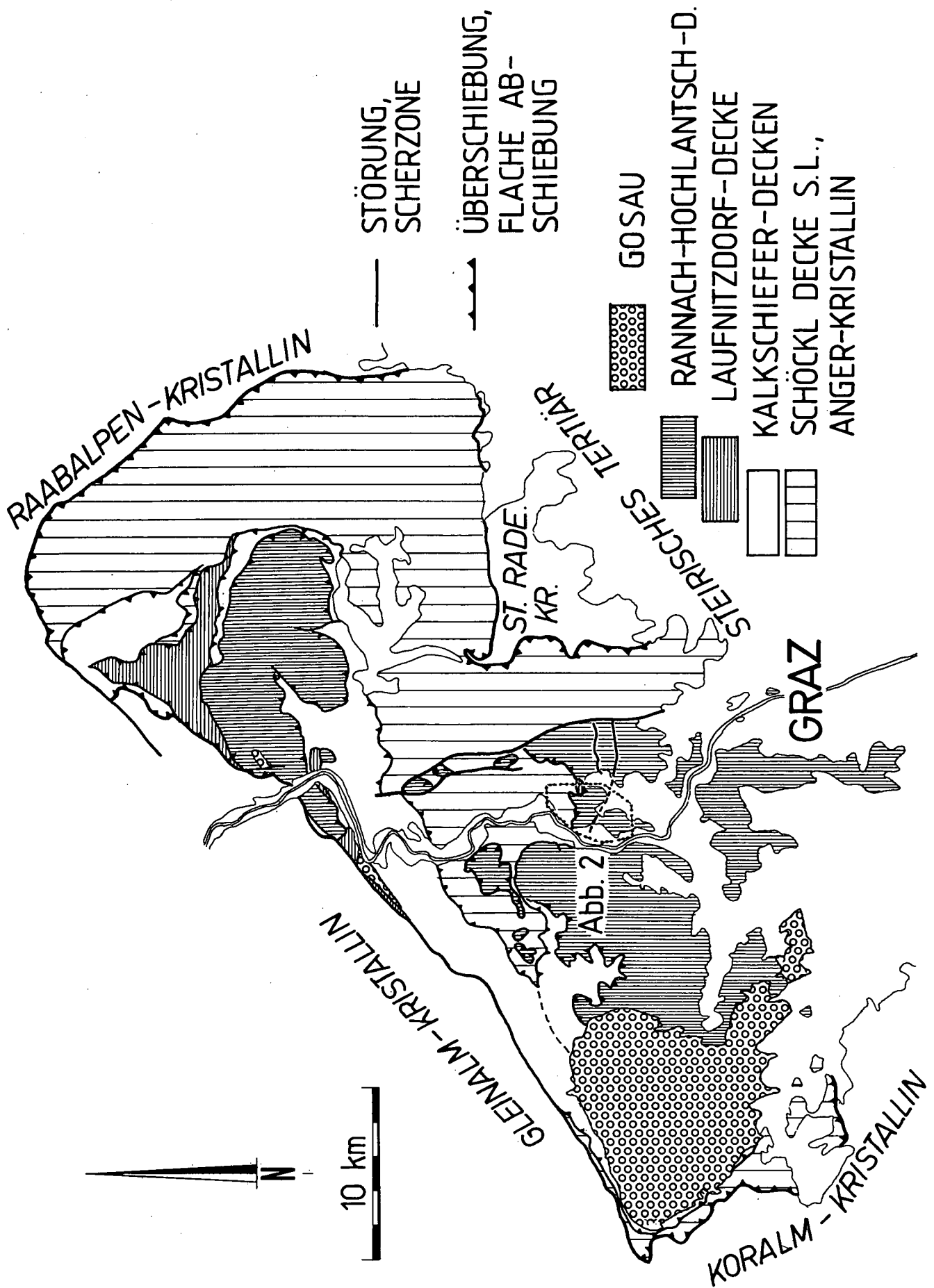
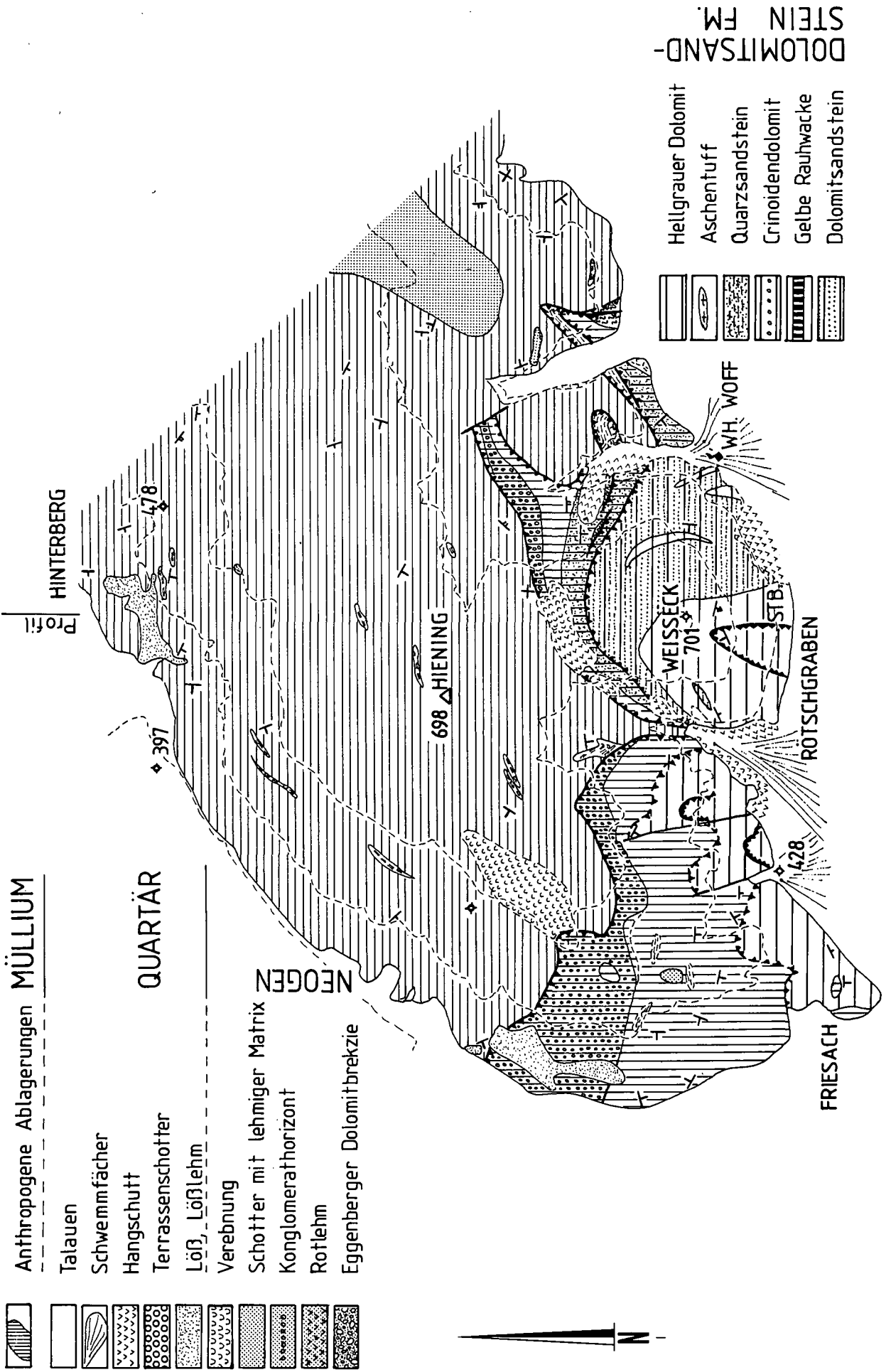


Abb. 1.
Tektonische Übersichtskarte des Grazer Paläozoikums (Grazer Paläozoikum, Steiermark).



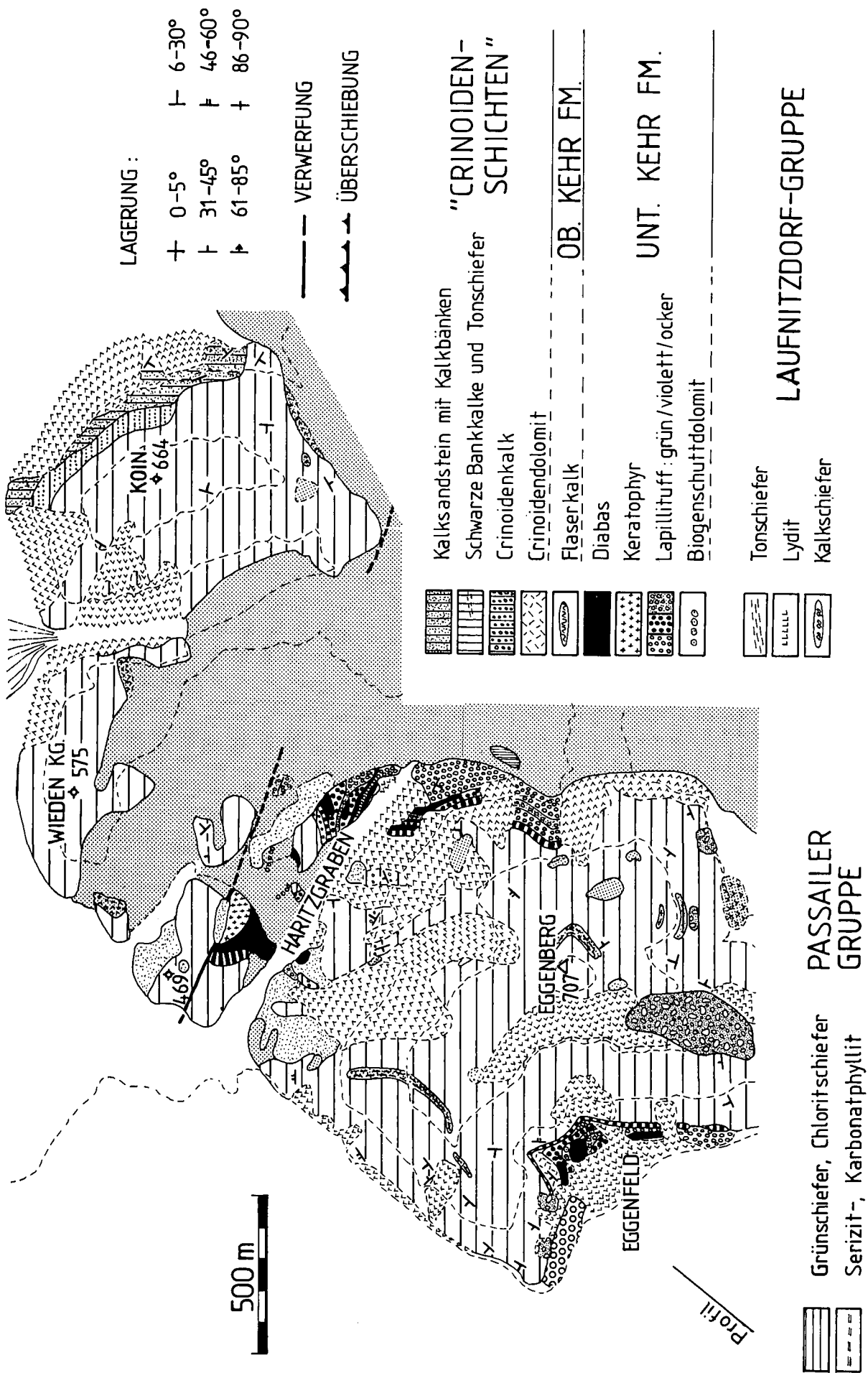


Abb. 2.
Geologische Karte der Umgebung des Rötischgrabens, östlich des Murtales.
Zur Lage siehe Abb. 1.

2.3.1. Schichtfolgen der Rannach-Gruppe südlich der Rannachstörung (Eggenbergscholle)

Die Schichtfolgen der Rannach-Gruppe sind in zwei etwas abweichenden Schichtsäulen entwickelt (siehe Abb. 3, Profile Eggenfeld und Haritzgraben):

Untere Schichten von Kher (Kehr-Formation)

Südlich der Rannachstörung ist die Unterlagerung der Rannachdecke nicht aufgeschlossen. Das tiefste Schichtglied ist eine vulkaniklastische Schichtfolge, die bei Eggenfeld und im Haritzgraben auftritt. Diese vulkaniklastische Schichtfolge wird den „Unteren Schichten von Kher“ zugerechnet. Sie besteht aus einer ca. 100 m mächtigen Wechselfolge von basaltischen Laven und Lapillituffen. Dabei kann eine tiefere Einheit mit grünen Laven und Tuffen von einer hangenden Einheit mit violetten Laven und Tuffen unterschieden werden. Zusätzlich treten im Haritzgraben helle Keratophyre auf. Einschaltungen von vulkaniklastisch dominierten Sedimenten sind nur im Profil Eggenfeld vorhanden, wo fossilführende, fleckig violett und ocker gefärbte, crinoidenreiche Aschentuffe vorkommen, sowie grobe bioklastische Dolomite in höherer Position des vulkanogen dominierten Profiles. Diese Dolomite bestehen aus korngestützten, bis ca. 2 cm großen Komponenten (i.w. Crinoidenstielglieder, Reste von Brachiopoden). Das Alter der Unteren Kehr-Formation wird auf Grund der Überlagerung durch obersilurische, dolomitisierte Crinoidenschichten in Eggenfeld als Silur festgelegt (EBNER, 1976). Die bioklastischen Dolomite führen eine unspezifische (i.w. Astformen), elementarme Conodontenfauna des Ludlow.

„Crinoiden-Schichten“

Im Bereich Eggenfeld entwickeln sich über eine Wechsellagerung zwischen fossilreichen Dolomitbänken und Aschentuffen dm-gebante Dolomite, die von mergeligen Lagen getrennt werden. Sehr vereinzelt schalten sich cm-dicke grünliche Aschentufflagen ein. EBNER (1976) konnte in den basalen Anteilen die Silur/Devon-Grenze innerhalb dieser gebankten Dolomite festlegen. PŁODOWSKI (1976) beschreibt Brachiopoden aus diesem Abschnitt.

Diese spezielle Ausbildung der „Crinoiden-Schichten“ könnte wegen der stark von den üblichen „Crinoiden-Schichten“ abweichenden Ausbildung eventuell als eigene Formation abgetrennt werden. Für eine solche wird der Name „Eggenfeld-Formation“ vorgeschlagen. Typusprofil: Graben am Westhang des Eggenberges, nordöstlich Eggenfeld.

Im Haritzgraben sind Äquivalente der dolomitischen „Crinoiden-Schichten“ nur lokal vorhanden. Dazu sind einzelne dm-dicke, schwarze, crinoidenführende Dolomitlinsen sowie eine dm-dicke Arkoselage zwischen violetten Tuffen der „Unteren Schichten von Kher“ und Rauhwacken der Dolomitsandstein-Formation zu rechnen.

Im Kartenbild ist auffällig, daß die Crinoidenschichten, bzw. die Grenze Kherer Schichten/„Crinoiden-Schichten“ nordöstlich von Eggenfeld spitzwinkelig an das basale Member (Rauhwacke) der nächsten Formation (Dolomitsandstein-Formation) stoßen. Weiter südlich, östlich von Eggenfeld, fehlen die „Crinoiden-Schichten“ überhaupt. Dies weist darauf hin, daß die „Crinoiden-Schichten“ vor Ablagerung der Dolomitsandstein-Formation rotiert sind. Die Grenze zwischen

„Crinoiden-Schichten“ und Rauhwacke ist im Graben nordöstlich von Eggenfeld aufgeschlossen. Infolge der geringen Aufschlußgröße, der dickbankigen Ausbildung der „Crinoiden-Schichten“ und des massigen Habitus der Rauhwacke ist eine Winkeldiskordanz im Aufschluß nur schwer nachweisbar.

Dolomitsandstein-Formation

Die Dolomitsandstein-Formation setzt in diesem Bereich mit einer 5–10 Meter mächtigen gelben Rauhwacke ein (Rauhwacken-Member, siehe Abb. 3). Die Rauhwacke ist undeformiert, grobspätig, und zeigt komplexe Dolomitisierung- und Dedolomitisierungskristallisationsfolgen mit Dolomit, Fe-Karbonaten und Kalkspat. Quarzreiche, dolomitisch zementierte Sandsteine, die im übrigen Grazer Paläozoikum die basalen Anteile der Dolomitsandstein-Formation ausmachen, fehlen hier vollständig. Einzig die bereits oben erwähnte Arkoselage im Haritzgraben weist auf den siliziklastischen Einfluß im Übergangsbereich Vulkanite - Dolomitsandstein-Folge hin. Über dem Rauhwacken-Member finden sich im Haritzgraben zunächst mehrere dm dicke schwach rötliche Crinoidendolomitbänke. Im übrigen besteht die Dolomitsandsteinfolge aus meist massigen, seltener gebankten, hellgrauen, mehr oder weniger makrofossilfreien Dolomiten. An der SW-Seite des Eggenberges finden sich in höherer Position manchmal schwach rötlich gefärbte, gebankte kalkige Dolomite. Eine wichtige Einschaltung in dieser höheren Position (ca. 100 m über der Basis) sind scharf begrenzte, quarzitisches zementierte Quarzsandsteine mit linsiger Geometrie.

Am SE-Anstieg zum Eggenberg wurden dünne Lagen von rötlichen bis gelben Aschentuffen und gelbliche, tonreiche Schiefer gefunden, die mit dem Diabastuffhorizont (Diabastuff-Member) des Plabutsch-Buchkogelzuges (SCHÄFER, 1937) zu korrelieren sind.

2.3.2. Schichtfolgen der Rannach-Gruppe nördlich der Rannachstörung (Rötschgrabenscholle)

Nördlich der Rannach-Störung fehlen die basalen Vulkanite (Abb. 3, Profil Rötschgraben). Die Schichtfolge setzt mit einzelnen Schuppen, bestehend aus Äquivalenten der Oberen Schichten von Kher und „Crinoiden-Schichten“ ein. Erstere und die basalen Anteile der Crinoidenschichten sind deformiert, es bildet sich v.a. eine engständige Schieferung aus.

Obere Schichten von Kher

Am NW- und NE-Hang des Weißbecks finden sich stark verschuppte Ton- und Siltschiefer mit linsig aufgelösten, hellen, rosa-grau gefärbten Flaserkalken. Diese Gesteine werden in Analogie zur Abfolge in Kher zu den Oberen Schichten von Kher gestellt. Zwar sind auch aus den „Crinoiden-Schichten“ graue bis ockerige, tonreiche Flaserkalke bekannt. Die Flaserkalke der Kehr-Formation unterscheiden sich aber durch die bunte Färbung und durch den geringeren Tonanteil von denen der „Crinoiden-Schichten“. Das Alter der Oberen Schichten von Kher (Obere Kehr-Formation) ist nicht völlig gesichert. Conodontenfaunen verschiedener Lokalitäten (meist aus Flaserkalken gewonnen) belegen verschiedene Horizonte im Obersilur und Unterdevon (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1971; EBNER et al., 1979; NEUBAUER et al., 1986). Damit sind sie tw. zeitgleich zu den

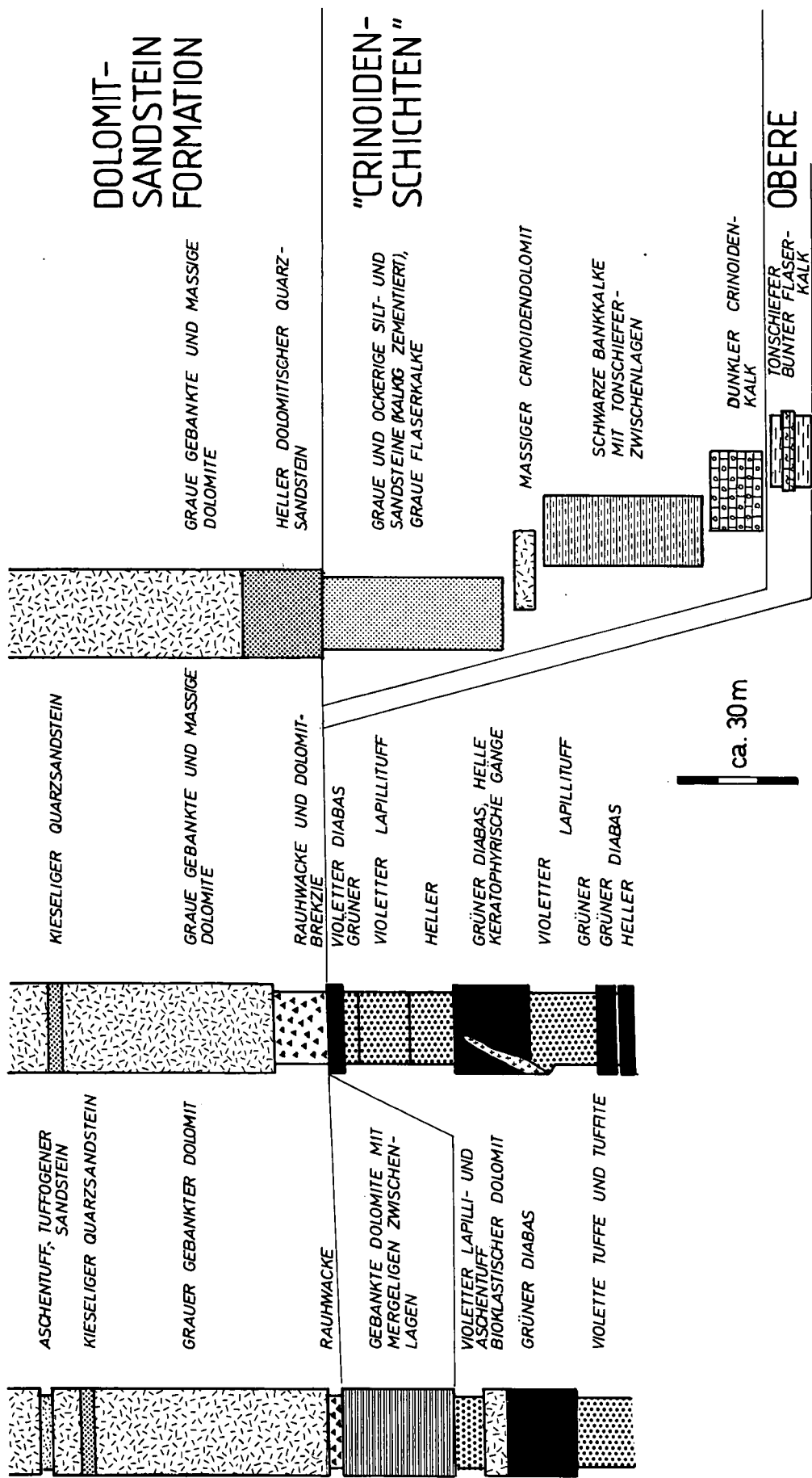


Abb. 3. Schematische Säulenprofile der basalen Schichtfolgen der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum.

„Crinoiden-Schichten“ (Eggenfeld-Formation) des Profils Eggenfeld. Andererseits ist in verschiedenen, vollständig aufgeschlossenen Profilen die Überlagerung von „Crinoiden-Schichten“ auf Oberer Kehr-Formation klar gegeben. Dieses Dilemma kann nur durch eine Neubewertung der vorhandenen Conodontenfaunen gelöst werden.

Crinoiden-Schichten

In der Regel wird die Basis der Rannach-Gruppe im Rötischgraben durch Crinoidenschichten gebildet. Diese zeigen lateral wie vertikal faziell unterschiedlich ausgebildete Abfolgen. Deshalb wird für diesen Bereich eine Gliederung in eine Reihe informeller Member vorgeschlagen. Diese Member werden tw. sicherlich tektonisch begrenzt, wie in einzelnen Aufschlüssen zu erkennen ist. Auf eine Neudefinition des Begriffes „Crinoiden-Schichten“ wird hier wegen der tektonischen Basisgrenze und deshalb darauf verzichtet, da FLÜGEL (1960) ein Profil bei Zitoll als Typusprofil vorgeschlagen hat.

- Crinoidenkalk-Member: Am Westhang des Hiening gegen das Murtal findet sich ein ca. 10–15 m mächtiger Kalkzug. Er besteht aus dunklen, schwach rekristallisierten, gebankten Kalken, die etwas Pyrit führen können. Tonige Lagen fehlen weitestgehend.
- „Bankkalk/Mergel“-Wechselfolge: Eine Schichtfolge aus schwarzen, grau anwitternden, dm-gebankten Bankkalken und zwischengeschalteten grauen Ton- und Mergelschiefern baut den Rücken nordöstlich Friesach auf.
- Crinoidendolomit-Member: Ein hellgrauer, massiger Crinoidendolomit ist im Rötischgraben ca. 400 m ENE Wh. Woff u.a. in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen. Er ist mehrere Meter mächtig und wird von Kalkschiefern und Siltschiefern überlagert. NEUBAUER (1984) beschreibt daraus eine tieferunterdevonische Conodontenfauna.
- Siltstein-Member: Eine Wechselfolge aus hellgrauen bis ockerigen, kalkig zementierten Siltsteinen, Sandsteinen und Einschaltungen von dm-dicken ockerigen und grauen faserigen Kalken scheint den Crinoidendolomit zu überlagern. Sie können bis 60 Meter mächtig werden. Die Grenze zur überlagernden Dolomitsandstein-Formation wird am Koin durch den abrupten Wechsel zu dolomitisch zementierten, quarzreichen Sandsteinen, bzw. zu Dolomiten definiert. Am Osthang des Weißbeck ist diese Abgrenzung infolge Verschuppung nicht so klar.

Die Sandsteine der Crinoiden-Schichten unterscheiden sich durch den Typ des Zementes (Kalkspat) und durch die Streuglimmerführung von denen der Dolomitsandstein-Formation.

Dolomitsandstein-Formation

Die Dolomitsandstein-Formation setzt mit dolomitisch zementierten Sandsteinen ein. Zur Abgrenzung zu den Crinoiden-Schichten am Weißbeck siehe Abschnitt Crinoiden-Schichten. Diese Sandsteine können mehrere Zehnermeter an Mächtigkeit erreichen. Darüber folgen meist ungebankte bis grob gebankte graue Dolomite, in die manchmal dünne quarzsandsteinführende Horizonte eingeschaltet sind (Steinbruch südlich Weißbeck). Aus den basalen Dolomiten NE Friesach wurde eine kleine Conodontenfauna der *Polygnathus dehiscens*-Zone (basales Ems) gewonnen.

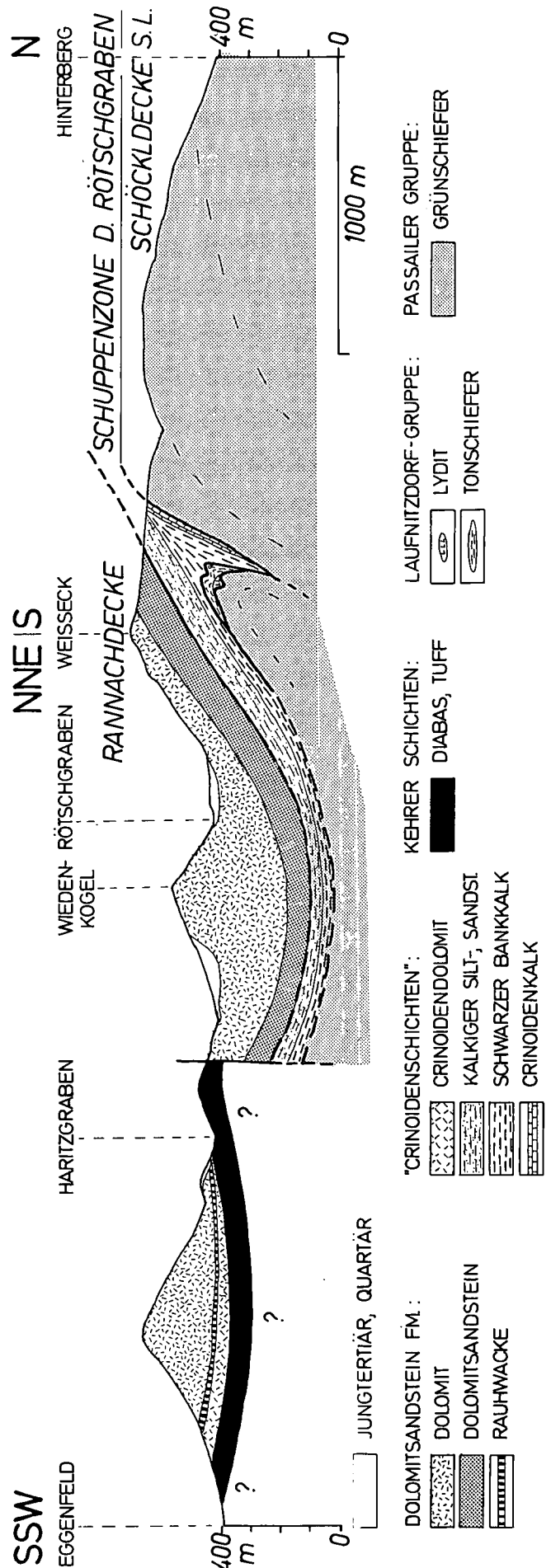


Abb. 4.
Geologisches Profil.
Zur Lage siehe Abb. 2.

3. Geologischer Bau und Deformationsentwicklung

Der geologische Aufbau des kleinen Untersuchungsgebietes läßt sich aus wenigen Elementen zusammengesetzt denken (Abb. 4):

- Der Hiening kann als Teil der Schöckldecke s.l. angesehen werden. Dieser Bereich ist intern vollständig duktil deformiert.
- Die Schuppenzone des Rötchgrabens umfaßt Schuppen, die der Laufnitzdorf-Gruppe respektive

der Laufnitzdorfdecke zugerechnet werden, und Gesteine der basalen Rannachdecke. Alle diese Gesteine sind semiduktil deformiert. Die Schuppengrenzen scheinen gegen W hin zu klettern: Im östlichen Bereich (z.B. Koin) ist die Grenze zwischen Crinoiden-Schichten und Dolomitsandstein-Formation undeformiert. Die Schuppengrenze liegt unterhalb des Siltstein-Members. Westlich des Weißecks fehlt das Siltstein-Member, wie auch die basalen Dolomitsandsteine der Dolomitsandstein-Formation wohl infolge tektonischer Amputation. Die Schuppengrenze scheint damit gegen W in das Niveau der

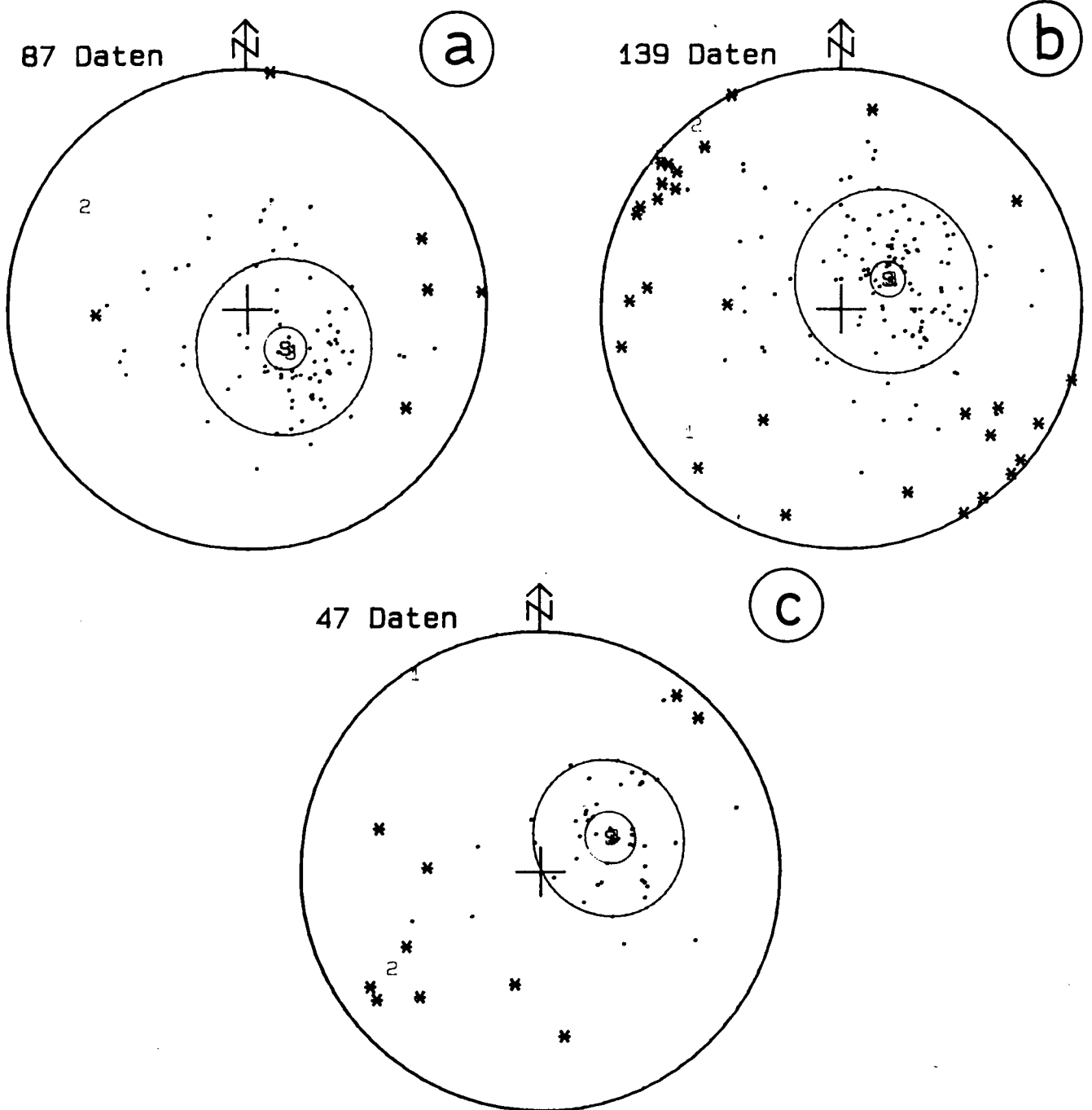


Abb. 5. Gefügedaten in der LAMBERT-schen Projektion (SCHMIDT'sches Netz).

- Rannachdecke südlich der Rannachstörung.
- Rannachdecke nördlich der Rannachstörung.
- Schöckldecke s.l. des Hiening.

Die Zahl der Daten und die statistischen Parameter (S = Schwerpunkfläche; 1, 2, 3 = Durchstoßpunkte der Eigenvektoren; innerer Kleinkreis = Vertrauenskegel; äußerer Kleinkreis = sphärischer Öffnungsgrad) beziehen sich auf die statistischen Parameter von WALLBRECHER (1986).

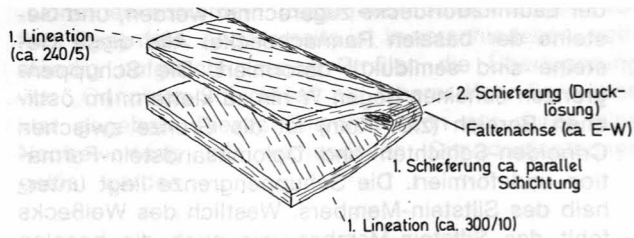


Abb. 6.
Beispiel für die Verfallung der Streckungslineation um eine E-W verlaufende Faltenachse.
Hangfuß des Weißbecks WSW Wh. Woff.

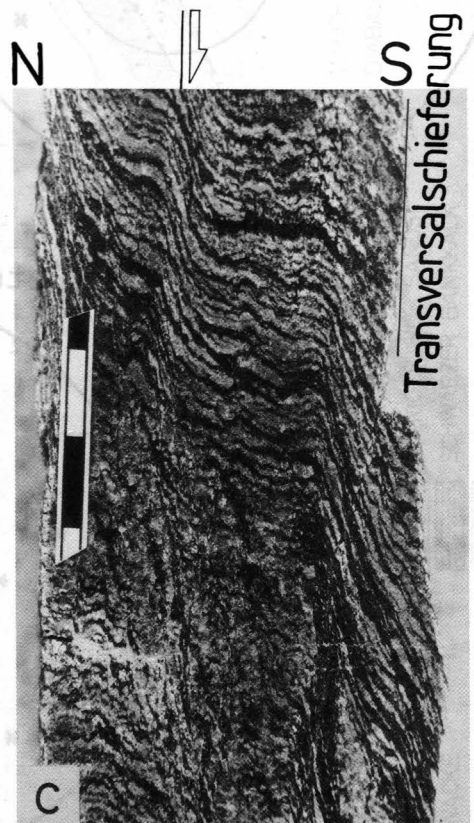
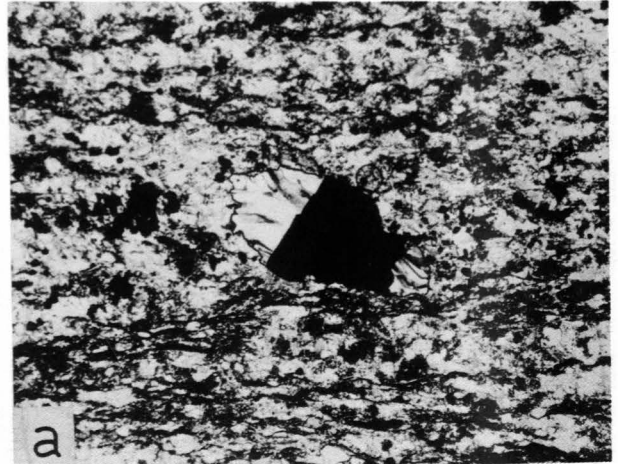
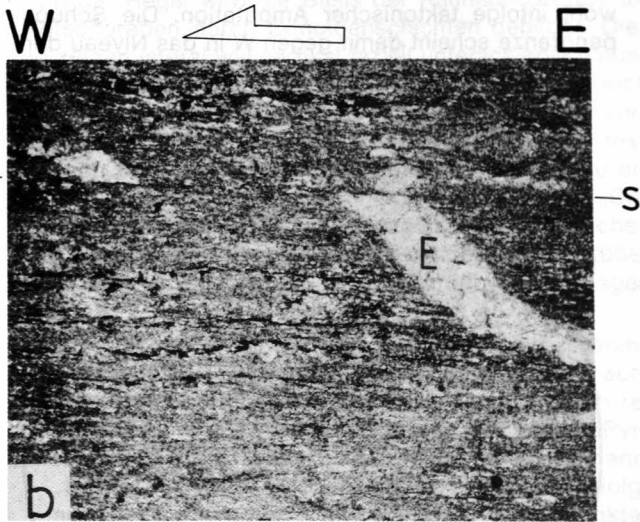


Abb. 7.
Gefüge von Gesteinen phyllosilikatreicher „Crinoiden-Schichten“ der Schuppenzone des Rötischgrabens.
a) Quarzgefüllter Streckungshof um Erzkorn.
Schliff, X-Z-Schnitt, gekreuzte Nicols, lange Bildkante ca. 1,3 mm.
b) Drucklösung und westgerichteter Versatz präexistenter Dehnungsgänge (E) längs Schieferungsflächen.
Schliff, X-Z-Schnitt, gekreuzte Nicols, lange Bildkante ca. 3,3 mm.
c,d) Ausbildung einer Transversalschieferung durch Drucklösung. Diese Falten stehen im Zusammenhang mit dem Antiklinorium der Passailer Gruppe östlich des Weißbecks.
c = Handstück, Teilung der Skala: 1 cm; d = Schliffnegativ, lange Bildkante ca. 1,5 cm, Schnitt quer zur Faltenachse.

Grenze Crinoiden-Schichten/Dolomitsandstein-Formation zu klettern (Rampe einer gegen W gerichteten Überschiebung). Ein weiterer Punkt ist das Antiklinorium, das östlich des Weißbecks zu erkennen ist (Abb. 2, 4): Gesteine der Passailer Gruppe tauchen unter der Schuppenzone des Rötischgrabens auf. Damit verbunden ist eine lokal ausgebildete Transversalschieferung (siehe auch Abb. 7c,d).

- c) Die darauf liegende Rannachdecke ist basal semiduktile deformiert, wobei die hohe Verformung nach wenigen Zehnermetern gegen das Hangende ausklingt. Das Innere der Rannachdecke ist nur schwach spröde deformiert. Die Rannachdecke bildet nördlich der Rannachstörung (siehe unten) eine nach Ost aushebende, unvollständig erhaltene Synklinale, von der v.a. der steil S fallende Nordschenkel vollständig erhalten ist. Das Gebiet südlich der Rannachstörung liegt relativ flach.

Die Auswertung der Orientierungsdaten (Abb. 5) läßt den oben beschriebenen Faltenbau nicht erkennen: Die Schieferungsflächenpole der Schöckldecke des Hiening bilden einen Cluster. Die Streckungslineationspole tauchen bevorzugt nach SW ab. Die Streckungslineation der Grünschiefer geht auf Chlorithöfe um Amphibolporphyroklasten und gestreckte, noch erkennbare Umrisse von Lapilli zurück. Die Schieferungsflächenpole der Rötischgrabenscholle bilden ebenfalls einen Cluster mit einem großen Öffnungswinkel des Kegels des sphärischen Öffnungsgrades, der wohl durch ca. rechtwinkelige Überlagerung des E-W streichenden Faltenbaues mit dem NNW-SSE verlaufenden Aushebens der Falte längs Weißbeck - Koin zustande kommt. Die Streckungslineation verläuft mit ihrem Maximum WNW-ESE. Einzelne Aufschlüsse zeigen, daß die Streckungslinea-

tion durch eine jüngere Isoklinalfaltung verfault sein kann (Abb. 6). E-W streichende bzw. SW einfallende Lineationen treten stark zurück.

Die Streckungslineation der Passailer Gruppe, der Laufnitzdorf-Gruppe und der Crinoiden-Schichten wird durch gelängte Klasten, durch Höfe um rigide Objekte und durch spröde Bewegungsspuren auf Schieferungsflächen gebildet. Der Schersinn ist im allgemeinen gegen W (WSW bzw. WNW) gerichtet (Abb. 7). An Kriterien für den Schersinn (PASSCHIER & SIMPSON, 1986; SIMPSON & SCHMID, 1983) wurden asymmetrische σ - und δ -Porphyroklasten, s-c-Gefüge, Schleppung und schlichter Versatz an c-Flächen und Scherbändern beobachtet (Abb. 7, 8, 9).

In der Eggenbergscholle bilden die Schichtflächen einen breit streuenden, NW einfallenden Cluster. Eine Streckungslineation ist nur selten, dann nur undeutlich ausgebildet. Die wenigen Daten tauchen bevorzugt gegen E ab. Eine geringe Streckung (max. ca. 130 % im X-Z-Schnitt) ist an manchen Blasenfüllungen von Laven zu beobachten (Abb. 10). Die Verformung ist heterogen verteilt und an die Grenzen von Laven zu Tuffen gebunden. Im übrigen äußert sich die E-W-Streckung an ca. N-S orientierten, karbonatgefüllten Dehnungsgängen.

An Deformationsmechanismen ist in der basalen Rannachdecke v.a. Drucklösung in karbonatbetonten Lithologien nachweisbar. In den Lyditen der Laufnitzdorf-Gruppe sind die Quarze polygonal, gut rekristallisiert (Tripelpunkte), geregelt, und zeigen lagenweise einheitliche Korngrößen (Abb. 8). Die Korngröße der Quarze wird durch die Gegenwart einer zweiten Phase kontrolliert: Die Quarze in graphitreichen Lagen sind ca. um zwei Drittel kleiner als die der reinen Quarzlagen.

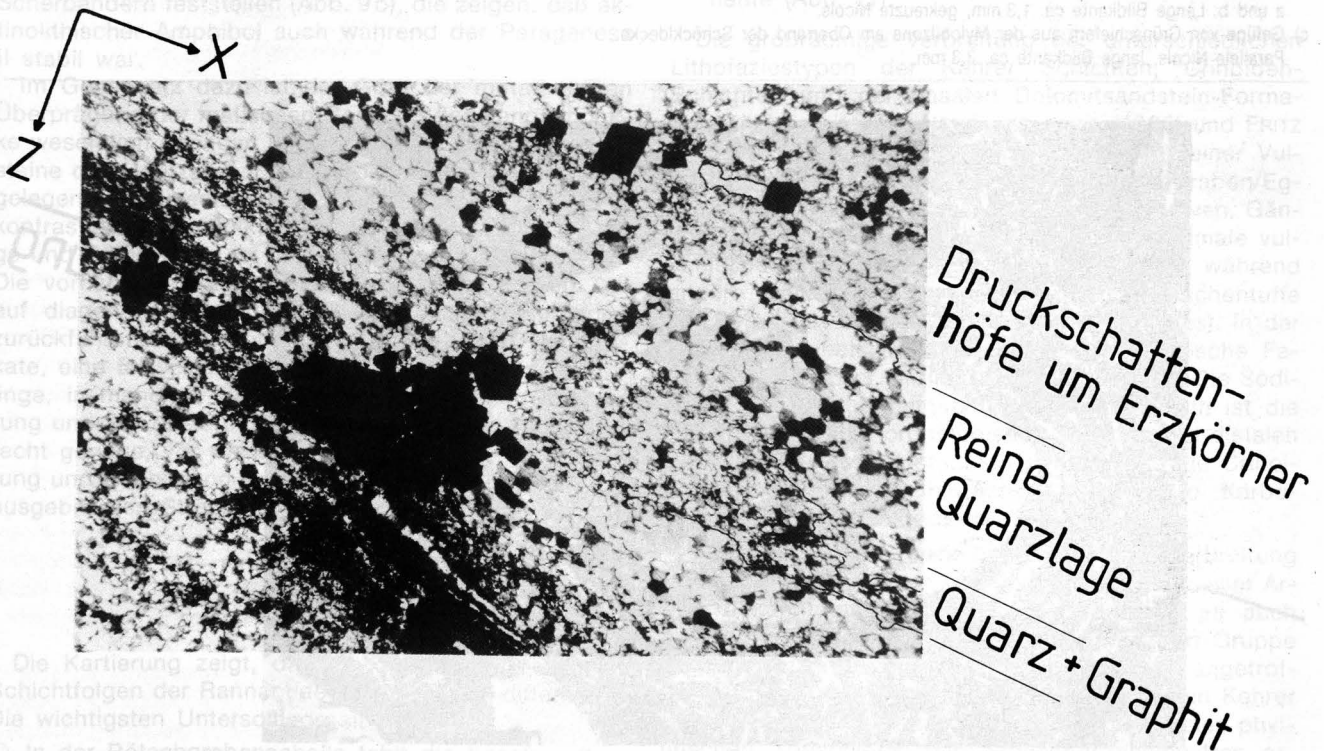
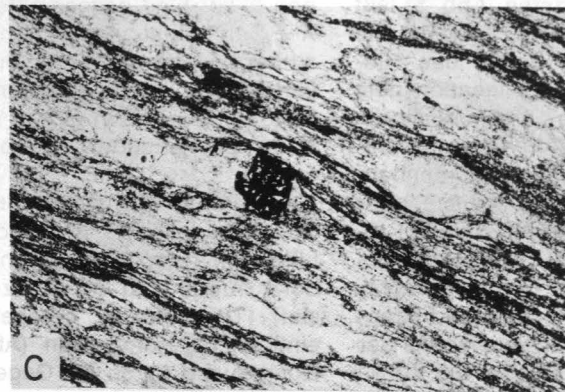
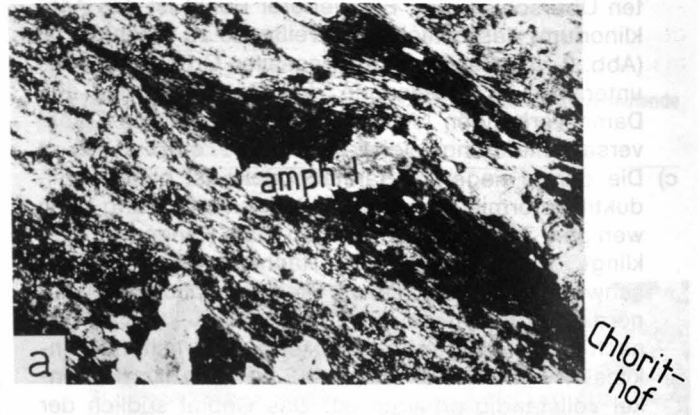
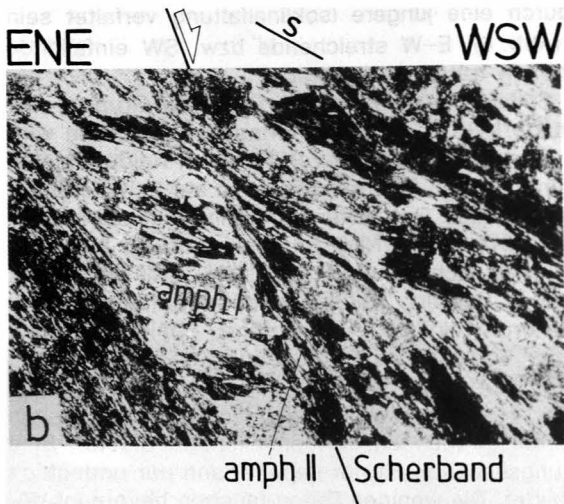


Abb. 8.

Gefüge der Lydite der Laufnitzdorf-Gruppe (nördlich Wh. Woff, Rötischgraben).

Lange Bildkante ca. 1,3 mm. Man beachte das rekristallisierte Quarzkorngefüge und den Korngrößenunterschied zwischen reinen Quarzlagen und graphitischen Quarzlagen.



Für a, b, c:

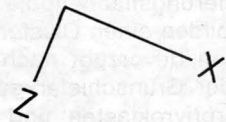


Abb. 9.

Mylonitische Deformation in den Grünschiefern der Schöckldecke s.l..

- a) Amphibol I als rigides Objekt mit Druschattenhöfen aus Chlorit.
- b) Scherbänder mit Wachstum von aktinolithischem Amphibol II und Chlorit ausgehend von Porphyroklasten von Amphibol I.
a und b: Lange Bildkante ca. 1,3 mm, gekreuzte Nicols.
- c) Gefüge von Grünschiefern aus der Mylonitzone am Oberrand der Schöckldecke.
Parallele Nicols, lange Bildkante ca. 3,3 mm.



Abb. 10.

Gefüge der Diabase der Unteren Kehr-Formation des Haritzgrabens.

Perfekte Erhaltung vulkanischer Gefüge (kryptokristalline Grundmasse mit Plagioklasleistchen, Mandeln etc.), geringe Streckung der Mandeln, keine durchgehende Chloritisierung.

Lange Bildkante ca. 3,3 mm, gekreuzte Nicols, Schnitt parallel zur Schichtung und Schieferung (X-Y-Schnitt).

gen (Wachstumshemmung durch Oberflächeneffekte). Die Quarzkörner können im X-Z-Schnitt etwas gelängt sein (X/Z-Verhältnis ca. 1,2). Die Quarzmikrogefüge deuten auf „Power law creep“ als wesentlichen Deformationsmechanismus.

4. Metamorphoseentwicklung

Die Metamorphoseentwicklung läßt sich am besten an den mafischen Gesteinen demonstrieren. Die primäre, vulkanische Mineralparagenese der Grünschiefer der Passailer Gruppe ist vollkommen überprägt. Magmatische Mineralrelikte sind nur mehr in Formrelikten mancher einsprenglingsartiger Plagioklase vorhanden. Die metamorphe Mineralparagenese besteht aus aktinolithischem Amphibol, Albit, Chlorit, Biotit, Epidot, Titanit und Karbonat. Die texturale Entwicklung der Minerale in Bezug auf die Deformation läßt analog zu anderen Bereichen der Passailer Gruppe (NEUBAUER, 1982) eine zweiphasige Entwicklung erkennen: Ca. 0,5 bis 1 mm große, rundliche aktinolithische Amphibole bilden Porphyroklasten (Abb. 9a,b). Sie sind häufig in gleich orientierte Skelettkristalle aufgelöst und in Chlorit umgesetzt, der auch die Druckschattenhöfe um diese Porphyroklasten aufbaut (Abb. 9a). Manchmal geht die Umsetzung von aktinolithischem Amphibol in Chlorit über einen feinkörnigen Biotitsaum. Im übrigen ist das Grundgewebe komplett rekristallisiert und gut geregelt. Zu dieser zweiten, jüngeren Paragenese zählen Chlorit, Epidot, Albit, Titanit, Karbonat, idiomorphe opake Minerale (Magnetit ?). Manchmal kann man ausgehend von Porphyroblasten mit aktinolithischem Amphibol feine aktinolithische Amphibole längs von Scherbändern feststellen (Abb. 9b), die zeigen, daß aktinolithischer Amphibol auch während der Paragenese II stabil war.

Im Gegensatz dazu ist der Grad der metamorphen Überprägung der mafischen Gesteine der Rannachdecke wesentlich geringer. Als Beispiele seien die Grünsteine des Haritzgrabens besprochen, da sie die nahegelegenen Grünschiefer der Rannachdecke deutlich kontrastieren. Das vulkanische Gefüge der Laven, Gänge und Pyroklastika ist vollkommen erhalten (Abb. 10). Die vorhandene Alteration läßt sich zum größten Teil auf diagenetische und hydrothermale Veränderungen zurückführen. Man beobachtet Umsetzung in Phyllosilikate, eine teilweise Karbonatisierung heller Einsprenglinge, in manchen Bereichen auch eine Karbonatisierung und Serizitisierung der Grundmasse, und nur eine recht geringe, v.a. an Mandeln ansetzende Chloritisierung und Neubildung von Karbonat längs von schwach ausgebildeten Streckungshöfen (Abb. 10).

5. Diskussion

Die Kartierung zeigt, daß die zeitgleichen, basalen Schichtfolgen der Rannachdecke sehr stark differieren. Die wichtigsten Unterschiede sind:

- In der Rötchgrabenscholle fehlt die basale vulkanogene Folge im Untersuchungsgebiet.
- Die Crinoidenschichten sind im nördlichen Faziesraum mächtig entwickelt, sind stark siliziklastisch beeinflusst (Sand, Silt). Südlich der Rannachstörung

sind die Crinoidenschichten nur in einer geringmächtigen dolomitischen Sonderentwicklung vorhanden.

- Die basale Dolomitsandstein-Formation zeichnet diese Unterschiede in den Crinoiden-Schichten nach: Die Klastika der Crinoidenschichten setzen sich in solche Quarzarenite der basalen Dolomitsandstein-Formation fort. In der Eggenbergscholle fehlen die basalen Klastika der Dolomitsandstein-Formation komplett. Sie werden faziell durch Rauhacken vertreten, die in gebankte, tw. crinoidenführende Dolomite übergehen.
- Die im Kartenbild erkennbare Diskordanz zwischen Crinoiden-Schichten/Kehrer Schichten und der Dolomitsandstein-Formation dürfte auf eine Schollenrotation während einer Dehnungs- und Subsidenzphase zurückgehen. Die Dehnung leitet die kontinuierliche Subsidenz während der Sedimentation der Dolomitsandstein-Formation ein. Die Schollenrotation muß auf Grund der biostratigraphischen Daten während des Unterdevons (nach dem Gedinne und vor dem basalen Ems) erfolgt sein. Sie erfolgt zeitgleich mit der allgemeinen Umstellung der Sedimentation im ostalpinen Altpaläozoikum von klastisch dominierter, faziell stark diversifizierter Sedimentation zur Entwicklung einer einheitlichen Karbonatplattform ab dem höheren Unterdevon (FLÜGEL, 1977; NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984). Als Grenze zwischen diesen beiden Zonen fungiert eine WNW-ESE verlaufende Störung. Mit dieser Orientierung läßt sich diese Störung mit einer seit CLAR (1933) bekannten Störung im Gebiet südlich der Hohen Rannach verknüpfen. Der abrupte Wechsel der sedimentären Fazies längs dieser Störung erfordert eine größere Seitenverschiebungskomponente (Abb. 11).

Die großräumige Verbreitung der unterschiedlichen Lithofaziestypen der Kehrer Schichten, Crinoiden-Schichten und der basalen Dolomitsandstein-Formation wird bereits von NEUBAUER et al. (1986) und FRITZ & NEUBAUER (1989) auf das Vorhandensein einer Vulkaninsel zurückgeführt: Der Bereich Haritzgraben/Eggenfeld wird auf Grund der Dominanz von Laven, Gängen und groben Tuffen als zentrale bis proximale vulkanische Fazies einer Vulkaninsel betrachtet, während andere Bereiche (z.B. Kehr) v.a. durch Aschentuffe charakterisiert sind (distale vulkanische Fazies). In der morphologischen Hochzone (zentrale vulkanische Fazies) fehlen später siliziklastische Sedimente. Die Sedimente bleiben geringmächtig. Charakteristisch ist die Rauhacke. Die morphologische Tiefzone der distalen vulkanischen Fazies ist durch relativ mächtige Crinoidenschichten und siliziklastisch beeinflusste Karbonatsedimente charakterisiert.

Die Laufnitzdorf-Gruppe hat eine größere Verbreitung als bisher angenommen wurde. Neben der in dieser Arbeit bekanntgemachten Schuppe erscheint es auch möglich, daß Gesteine, die der Laufnitzdorf-Gruppe sehr ähneln, beim Bau des Plabutschunnels angetroffen wurden. Die von BROSCH (1985, Taf. 1) den Kehrer Schichten zugerechneten dunklen, karbonatfreien phyllitischen Tonschiefer des Stollennordabschnittes erscheinen für diese eher untypisch, v.a., weil an der Oberfläche solche nicht angetroffen wurden.

Im Prinzip ist die Deformationsentwicklung ähnlich dem nordwestlich anschließenden Gebiet, aus dem

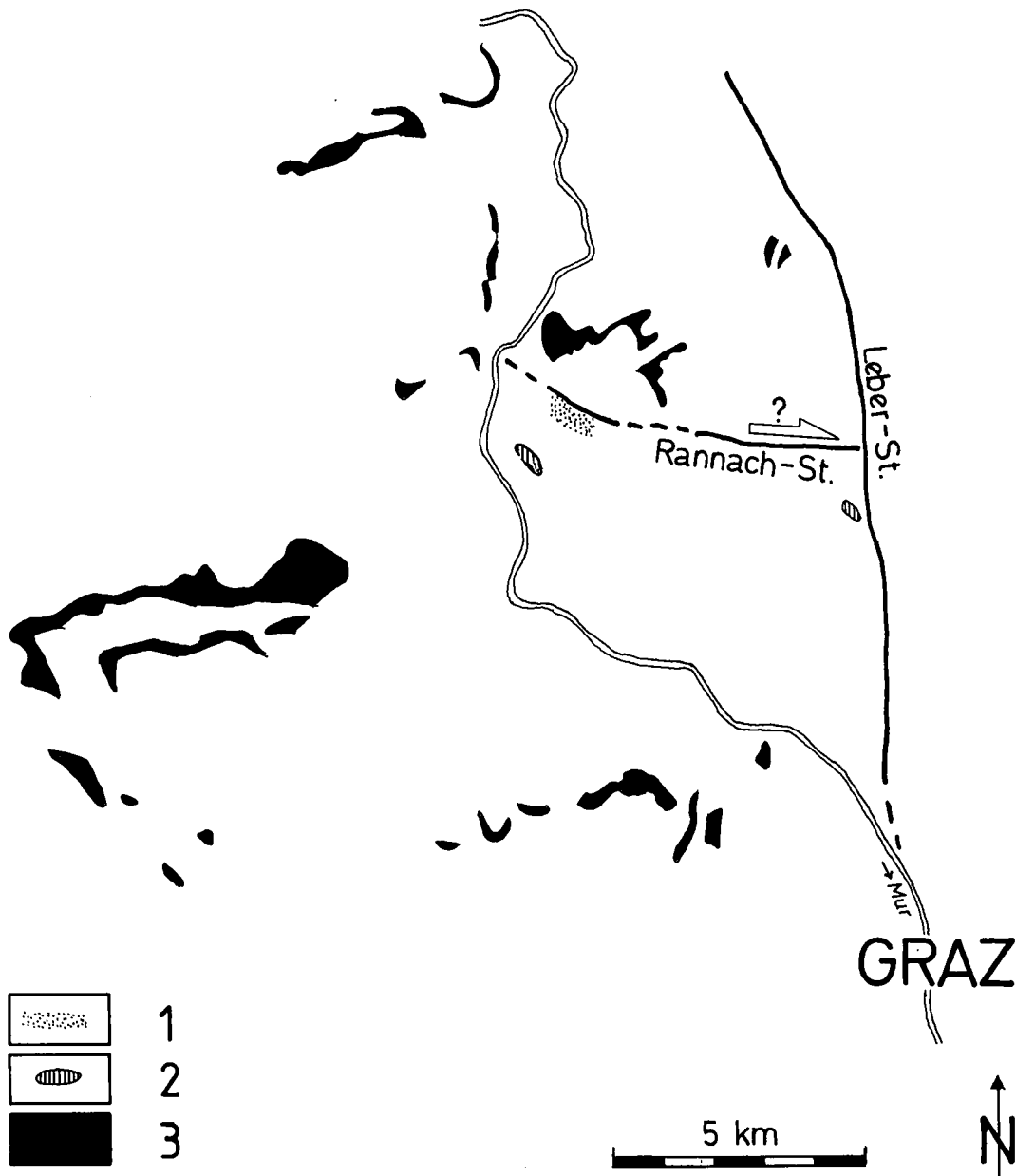


Abb. 11.
Vereinfachte Verteilung der Lithofaziestypen der Oberen Kehr-Formation und der „Crinoiden-Schichten“ im Grazer Paläozoikum.
1 = pelagische Kalke und siliziklastisch beeinflusste Kalksedimentation; 2 = geringmächtige Crinoidendolomite; 3 = fehlende Sedimentation.

durch FRITZ (1986, 1988) und FRITZ & KRÁLIK (1986) Daten vorliegen, und dem Gebiet bei Graz (BROSCH, 1985). FRITZ zeichnet auf Grund von Extensionspfaden an rigiden Objekten eine Orientierungsänderung an einer Überschiebung nach, wobei der Pfad in der tieferen Decke von WSW-gerichteter Überschiebung zu einer WNW-gerichteten Überschiebung wandert. Aus dem Untersuchungsgebiet liegen auch Beobachtungen vor (Abb. 6), die zeigen, daß die unterschiedliche Orientierung der Streckungslineation lokal auch auf Überfaltung zurückgeführt werden kann. Der einheitliche Schersinn an beiden Maxima zeigt jedoch, daß die unterschiedliche Orientierung regional auf einen wechselnde Orientierung der Extension auf einer gleich orientierten Fläche, nicht auf Überfaltung zurückgeht. Man muß allerdings auch im Auge behalten, daß die Zahl der zuverlässigen Beobachtungen zum Schersinn in beiden Gebieten gering ist.

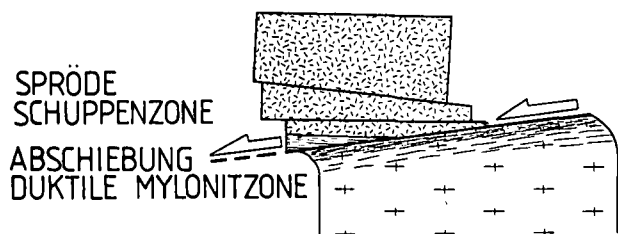
Die Mineralparagenesen der Grünschiefer der Passailer Gruppe ist die der klassischen Grünschieferfazies (Klinozoisit-Albit-Aktinolith-Chlorit-Zone nach WINKLER, 1979). Damit sind sowohl während des ersten

wie zweiten metamorphen Stadiums Temperaturen von annähernd knapp 400°C erreicht worden. Ob im ersten Metamorphosestadium die Epidot-Amphibolitfazies erreicht wurde, läßt sich anhand der Beobachtungen schwer abschätzen. Jedoch spricht der schwach ausgeprägte Pleochroismus der Amphibole eher gegen die Annahme einer Epidot-Amphibolitfazies. Da diese zweite Mineralparagenese das letzte Metamorphoseereignis in diesem Gebiet ist, läßt sich diese zwanglos als altalpines Ereignis identifizieren. Dafür sprechen die K/Ar- und Rb/Sr-Daten an Hellglimmern der Schöckldecke wenige Kilometer NW des Arbeitsgebietes (FRITZ, 1986, 1988) und Daten von Biotit östlich des Arbeitsgebietes (FLÜGEL et al., 1980).

In der Rannachdecke des Untersuchungsgebietes wurde die Grünschieferfazies nicht erreicht. Der Nachweis von parageneseindikativen Prehnit oder Pumpellyit auf röntgenographischen Weg ist nicht gelungen, obwohl von Vorkommen von Prehnit in anderen Lokalisationen der Rannachdecke hingewiesen wird (zur Zusammenfassung, vergl. BECKER, et al., 1987). Damit kommt der Grenze zwischen Rannachdecke und Schöckldecke

ⓑ

KRUSTENAUSDÜNNUNG DURCH ABSCHIEBUNGEN WÄHREND AUFSTIEG



ⓐ

KONTINUIERLICHES METAMORPHOSEPROFIL

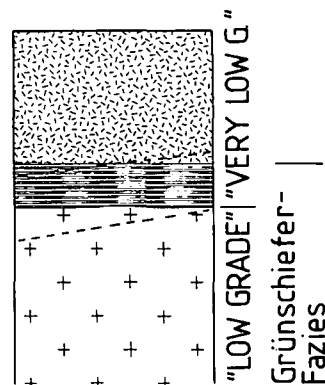


Abb. 12.

Modell für die Zerstörung eines kontinuierlichen Metamorphoseprofils durch Aufstieg und Ausdünnung der Kruste unter Ausbildung einer flachen Abschiebung.

eine gewisse Bedeutung als Metamorphosegrenze zu, da bedeutend schwächer metamorphe Schichtfolgen auf stärker metamorphen Schichtfolgen liegen, und damit einen hohen Temperatur/Druck-Gradient der alpinen Metamorphose vortäuschen.

Abb. 12 gibt eine mögliche Erklärung für dieses Phänomen: Während der altpaläozoischen Orogenese wird ein kontinuierliches Metamorphoseprofil aufgebaut (Abb. 12a). Die Kruste kühlt anschließend während der Heraushebung ab. Der Aufstieg erfolgt durch Krustendehnung und Zergleiten. Am Oberrand duktil deformierter, gedehnter metamorpher Komplexe bilden sich flache, abschiebende Mylonitzone, an denen die Kruste darüber absinkt. Dadurch kommt es zur Ausdünnung und seitlichem Ausquetschen von dazwischen liegenden Krustenabschnitten. Generell täuschen solche flache Abschiebungen Überschiebungszonen vor. Ein wesentlicher Unterschied zu Überschiebungen ist das ausgedünnte Metamorphoseprofil wie auch das ausgedünnte lithologische Profil. Dadurch kommen nicht- oder schwachmetamorphe Krustenkomplexe direkt auf bedeutend stärker metamorphen Komplexen zu liegen. Dieses Phänomen ist immer mit Krustenextension verknüpft (vergl. GENSER & NEUBAUER, 1989; RATSCHBACHER et al., 1989).

Dank

Mein Dank gilt meinem verstorbenen Kollegen und Freund Hannes GOLLNER, mit dem gemeinsam ein Projekt zum Thema „Silur und tieferes Devon im Grazer Paläozoikum“ begonnen wurde. Mit H. FRITZ, der das nordwestlich anschließende Gebiet bearbeitet, wurden viele kaffeereiche Gespräche über das Thema dieser Arbeit geführt. Diese Arbeit wurde durch den Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt 5506) und durch die Geologische Bundesanstalt gefördert.

Literatur

- BECKER, L.P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F.P. & SCHRAMM, J.M.: Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P., Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts; Mineralia slovacica – Monography, 69–106, Bratislava (Alfa) 1987.
- BROSCH, F.J.: Kleintektonische Beobachtungen aus dem Plabutsch-Sondierstollen (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.A., **127**, 525–549, Wien 1985.
- CLAR, E.: Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **70**, 1–23, Graz 1933.
- CLAR, E.: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – N. Jb. Geol. Paläont. Beil. Bd., **74**, 1–39, Stuttgart 1935.
- EBNER, F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Geol. Paläont. Technik Bergbau Landesmus. Joanneum, **37**, 275–305, Graz 1976.
- EBNER, F.: Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres Murtal“. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 99–131, 2 Karten, Wien 1983.
- 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. Steiermark, **109**, 85–95, Graz 1979.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **41**, 45–65, Graz 1980.
- EBNER, F. & WEBER, F.: Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötischgraben (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 95–113, Graz 1978.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. Geol. Ges., **69**(1976), 106–162, Wien 1978.

- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. Geol. Ges., **69**(1976), 106–162, Wien 1978.
- FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Technik Landesmus. Joanneum, Sdh. 1, 288 S., Graz 1975.
- FLÜGEL, H.W.: Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – Prager Arbeitstagung Stratigraphie Silur & Devon (1958), 115–61, Praha 1960.
- FLÜGEL, H.W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 659–674, Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, H. & FRANK, W.: Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 201–211, Wien 1980.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., 1 geol. Karte, Wien (Geol. Bundesanst.) 1984.
- 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.
- FRITZ, H.: Zur Geologie des nordwestlichen Grazer Paläozoikums (im Bereich Schartnerkogel – Parmaseggkogel). – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Graz, 209 S., Graz 1986.
- FRITZ, H.: Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – Geodinamica Acta, **2/2**, 53–62, Paris 1988.
- FRITZ, H. & KRALIK, M.: Finite und Incremental Strain Untersuchung im Paläozoikum von Graz und Möglichkeit einer Deformationsdatierung. – Symposium Strukturgeologie, Kristallinegeologie, Tektonik, 10.–12.4.1986, Kurzfassungen, 23–27, Tübingen (Attempto) 1986.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1989): Geodynamic aspects of the Silurian/early Devonian sedimentation of the Paleozoic of Graz. – Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., **68/3**, 359–367, Zürich 1989.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F.: Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**(1988), 233–243, Wien 1989.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Chr.: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 63–73, Graz 1982.
- GOLLNER, H. & ZIER, Chr.: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **128**, 43–73, Wien 1985.
- HOERNES, R.: Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **28**, 249–278, Graz 1892a.
- HOERNES, R.: Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Verh. Geol. Reichsanst., **1892**, 144–159, Wien 1892b.
- MOODY, J.B., MEYER, D. & JENKINS, J.E.: Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. – Amer. J. Sci., **283**, 48–92, 1983.
- NEUBAUER, F.: Untersuchungen zur Tektonik, Metamorphose und Stellung des Grazer Paläozoikum-Ostrandes. – Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen, **3**, 93–101, Leoben 1982.
- NEUBAUER, F.: Bericht 1980 über Aufnahmen auf Blatt 164 Graz. – Verh. Geol. B.-A., **1981**, A96–A97, Wien 1984.
- NEUBAUER, F., GOLLNER, H. & SCHALK, L.: Volcanism-controlled sedimentation – the Silurian and early Devonian facies distribution in the Rannach facies, Paleozoic of Graz, Austria. – IGCP Project No. 5: Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Mountain Belts, Final Meeting, Sardinia, May 25–31, 1986, Abstracts, 59–60, Cagliari 1986.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon der Gurktaler Decke und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174, Stuttgart 1984.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C.: Porphyroclast systems as kinematic indicators. – J. Struct. Geol., **8**, 831–843, Oxford 1986.
- PLODOWSKI, G.: Die Brachiopoden des Silur/Devon-Grenzprofils von Eggenfeld (Grazer Paläozoikum). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **37**, 276–323, Graz 1976.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M., NEUGEBAUER, J.: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – Geology, **17**, 404–407, Boulder 1989.
- SCHÄFER, A.: Geologische Karte des Buchkogel-Florianbergzuges bei Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **74**, 133–143, Graz 1937.
- SCHWINNER, R.: Das Bergland nordöstlich von Graz. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **134**, 219–276, Wien 1925.
- SEELMEIER, H.: Beitrag zur Geologie des erzführenden Paläozoikums der Umgebung von Peggau-Deutschfeistritz bei Graz. – Ber. Reichst. Bodenforsch., **1944**, 1–25, Wien 1944.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M.: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement of sheared rocks. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1281–1288, Boulder 1983.
- VACEK, M.: Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Verh. Geol. Reichsanst., **1892**, 32–49, Wien 1892.
- WALLBRECHER, E.: Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. – 244 S., Stuttgart (Enke) 1986.
- WELISCH, L.: Beitrag zur Kenntnis der Diabase der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **47**, 53–82, Graz 1910.
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 5. Aufl., 348 S., New York (Springer) 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 28. Februar 1989.