

Fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen im Perm des Drauzuges

Von Karl Krainer*)

Mit 20 Abbildungen und 2 Tabellen

Inhalt

Einleitung	51
Laas-Formation	52
Allgemeines	52
Fazielle Ausbildung im Riedgraben	54
Sedimentpetrographie	56
Vergleich mit anderen Profilen	59
Gröden-Formation	65
Allgemeines	65
Fazielle Entwicklung	66
Sedimentpetrographie	67
Unter- und Obergrenze	69
Vergleich mit anderen Profilen	70
Chronostratigraphische Einstufung	73
Literatur	77
Dank	78

Zusammenfassung

Basierend auf der faziellen und sedimentpetrographischen Bearbeitung mehrerer Profile wird für das Perm des Drauzuges ein verfeinertes paläogeographisches Bild vorgestellt.

Die Sedimente der Laas Formation (Unterrotliegend), die dem Gailtalkristallin und teilweise auch den Phylliten des schwach metamorphen Altpaläozoikums der Goldeckgruppe auflagern, stellen Füllungen intermontaner Becken (Molassesedimente) dar, die sich durch Dehnung der Erdkruste im auslaufenden variszischen Zyklus herausentwickelten. Die Schüttung erfolgte von N bis NW nach S bis SE. An der Nordseite des Drauzuges (Riedgraben, Tiebelgraben) ist die Laas Fm. in einer gegenüber der Südseite geringmächtigeren, grobklastischen alluvialen Schuttfächerfazies ausgebildet.

An der Südseite des Drauzuges (z. B. nördlich Kötschach) ist die Laas Fm. dagegen wesentlich mächtiger und zeigt z. T. Merkmale einer distalen Schuttfächer-Playa-Fazies.

Mit bis zu mindestens 80 m mächtigen rhyolithischen Vulkaniten (Pyroklastika) schließen im Westabschnitt (Kötschach — Lienzer Dolomiten) die Laaser Schichten nach oben ab.

Mit einer Schichtlücke vermutlich größeren Umfangs, ausgelöst durch beginnende Riftprozesse im N-Atlantik und zentralen Tethysbereich, folgen mit einer deutlichen Umgestaltung des Sedimentationsraumes die Ablagerungen der Gröden Formation (Oberperm).

Die Schüttung erfolgte, ähnlich wie im Unterrotliegend, aus N bis NW. Auch die Grödener Schichten sind an der Nordseite des Drauzuges (Riedgraben, Tiebelgraben) geringmächtiger und grobklastischer ausgebildet als an der Südseite, wo die grobklastischen Sedimente alluvialer Schuttfächer und Schwemmebenen in feinkörnige, distale Faziesbereiche mit Caliche-Krusten und Anzeichen von Playa-Sedimentation übergehen.

Charakteristisch für die Sedimente der Gröden Fm. ist vor allem der hohe Anteil an aufgearbeiteten intrapermischen Vulkaniten (über 50%), was auch als Argument für das Vorhandensein einer größeren Schichtlücke an der Basis der Gröden Fm. zu werten ist.

Im Unterrotliegend erfolgte die Sedimentation unter zunehmend semiariden Klimabedingungen, nur an der Basis der Laas Fm. sind vereinzelt dünne Einschaltungen von Grausedimenten mit fossilen Pflanzenresten bekannt. Auch die durchwegs rot gefärbten Sedimente der Gröden Fm. gelangten unter semiariden bis ariden Bedingungen zur Ablagerung.

Eine plötzliche Klimaänderung verursacht schließlich den markanten Sedimentationsumschwung mit dem Einsetzen des Alpenen Buntsandstein.

Summary

Based on facies analysis and sedimentary petrology investigations a palaeogeographic reconstruction for the Permian of the Drau Range (Carinthia, Austria) is presented.

The Permian sequence is divided into the Laas Formation (Lower Permian, „Unterrotliegend“) and Gröden Formation (Upper Permian).

The sediments of the Laas Formation, overlying the crystalline basement („Gailtal-kristallin“) and in the northeastern part (Goldeck mountaingroup) also weakly metamorphosed old paleozoic rocks (phyllites), are sediment fillings (molassesediments) of intermontane basins which formed by block and wrench faulting during the late orogenic stage of the variscian (hercynian) cycle.

Palaeocurrent directions are from N — NW to S — SE. On the northern part of the Drau Range (Riedgraben, Tiebelgraben) the Laas Fm. is thinner than on the southern part and is built up by proximal, coarse-grained alluvial fan sediments.

On the southern part of the Drau Range (e. g. N of Kötschach) the Laas Fm. shows in its upper part characteristic features of a distal alluvial fan — playa environment. In the western part of the Drau Range (Kötschach — Lienzer Dolomiten) the Laas Fm. is represented by thin, proximal alluvial fan sediments and up to more than 80 m thick rhyolithic pyroclastics (ash flow tuffs, ignimbrites) in the upper part.

With a hiatus, presumably of greater extent (? Middle Permian), caused by rifting processes in the N-Atlantic and central Tethys, the Gröden Fm. overlies the Laas Fm.

Palaeocurrent directions within the Gröden Fm. are similar to those of the Laas Fm.

On the northern part of the Drau Range the Gröden Fm. again is thinner and coarser compared to the southern part, where the coarse-grained alluvial fan- and alluvial plain-sediments in places change over to fine-grained distal fluvial sediments containing caliche-crusts and playa-sediments.

A characteristic feature of the sediments of the Gröden Fm. is their high content of reworked intrapermian volcanics (50% volcanic rock fragments and volcanic quartz), which is valued to be an argument for the existence of a hiatus at the base of the Gröden Fm.

During Lower Permian (Unterrotliegend) sedimentation took place under increasingly semiarid climatic conditions, only at the base of the Laas Fm. sporadically thin layers of dark coloured, fine grained sediments containing plant fossils are interbedded.

The sediments of the Gröden Fm. also formed under semiarid to arid climatic conditions.

The boundary between the Gröden Fm. and overlying Alpine Buntsandstein Fm., presumably representing the Permian/Triassic boundary, is documented by a sudden change in sedimentation, caused by a climatic change.

Einleitung

Das Permoskythprofil im Riedgraben, 3 km SW von Paternion (Drautal, siehe Abb. 1) ist eines der am besten und vollständigsten aufgeschlossenen Profile im Drauzug überhaupt. Da dieses Profil auch leicht zugänglich ist, ist es als Typusprofil, vor allem das Perm des nördlichen Drauzuges betreffend, bestens geeignet.

Eine erste Darstellung dieses Profils erfolgte durch KRAINER (1985), wo vor allem der skythische Anteil (Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten) ausführlich behandelt wurde. In der vorliegenden Arbeit wird der Schwerpunkt auf die permische Abfolge gelegt, wobei vergleichsweise auch andere Profile (Stockenboi, Lienzer Dolomiten, Köttschach, Dobratsch-Basis) in die Betrachtung miteinbezogen und eine Reihe von neuen Daten diskutiert werden. Die Lage der untersuchten Profile ist aus Abb. 1 zu entnehmen.

Die lithologische Gliederung der permoskythischen Abfolgen in den Ostalpen, auch im Drauzug, bereitete bis vor einige Jahre große Schwierigkeiten (vgl. Diskussion bei KRAINER 1985).

Im Drauzug wurden die permischen und unterskythischen Klastika zunächst pauschal als „Grödener Sandstein“ mit Einschaltungen von Quarzporphyr bezeichnet (GEYER 1890, 1901, 1903) überlagert von geringmächtigen Werfener Schichten. KLEBELSBERG (1935) bezeichnet die basalen Konglomerate in den Lienzer Dolomiten als Verrucano, überlagert von Grödener Sandstein und Werfener Schichten.

Erste Erfolge einer weiteren Untergliederung der permoskythischen Abfolge gehen auf die Arbeiten von ANGER (1964) und MOSTLER (1972) zurück. Der entscheidende

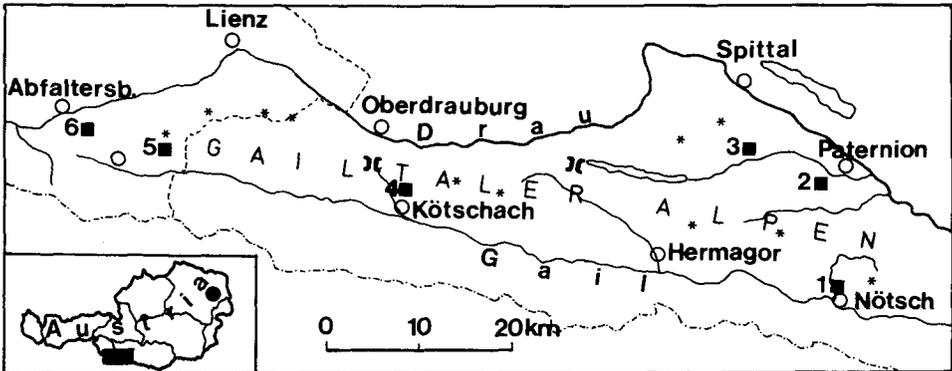


Abb. 1: Lage der untersuchten Permprofile: 1 Nötschgraben und Roter Graben, 2 Riedgraben, 3 Tiebelgraben, 4 Forststraße N Lanz, 5 Lokalität „Gumpedall“ S Eggenkofel, 6 Forststraße an der Ostseite des Badbaches S Abfaltersbach.

Schritt gelang NIEDERMAYR und Mitarbeitern (NIEDERMAYR 1975, NIEDERMAYR et al. 1978). Die zuletzt aufgestellte Gliederung von NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) im westlichen Drauzug in Laaser Schichten (Formation), Grödener Schichten (Formation), Alpiner Buntsandstein (Formation) und Werfener Schichten (Formation) konnte von KRAINER 1985, 1987a für den gesamten Drauzug nachgewiesen und z. T. noch verfeinert werden (Unterer und Oberer Alpiner Buntsandstein).

Das Permoskythprofil im Riedgraben wird in folgende lithologische Einheiten untergliedert (Abb. 2):

Werfener Schichten	}	Skyth
Oberer Alpiner Buntsandstein		
Unterer Alpiner Buntsandstein		
Grödener Schichten	}	Perm
Laaser Schichten		

Laaser Schichten (Laas-Formation)

Allgemeines

Die über dem kristallinen Basement (Gailtalkristallin, am Nordrand „Kristallin“ bzw. leicht metamorphes Altpaläozoikum der Goldeckgruppe) folgende Serie einschließlich der örtlich auftretenden intrapermischen Vulkanite haben NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) als Laaser Schichten zusammengefaßt und neu definiert. Fehlen die Vulkanite im Hangenden (z. B. im Riedgraben), dann wird die Obergrenze der Laaser Schichten dort gezogen, wo die ersten Vulkanitgeröllschüttungen

Abb. 2: Lithofazielle Gliederung des „Permoskyths“ im Drauzug am Beispiel des Riedgrabenprofils.

Abb. 3: Profil durch das Perm (Laas Fm., Gröden Fm.) im Riedgraben.

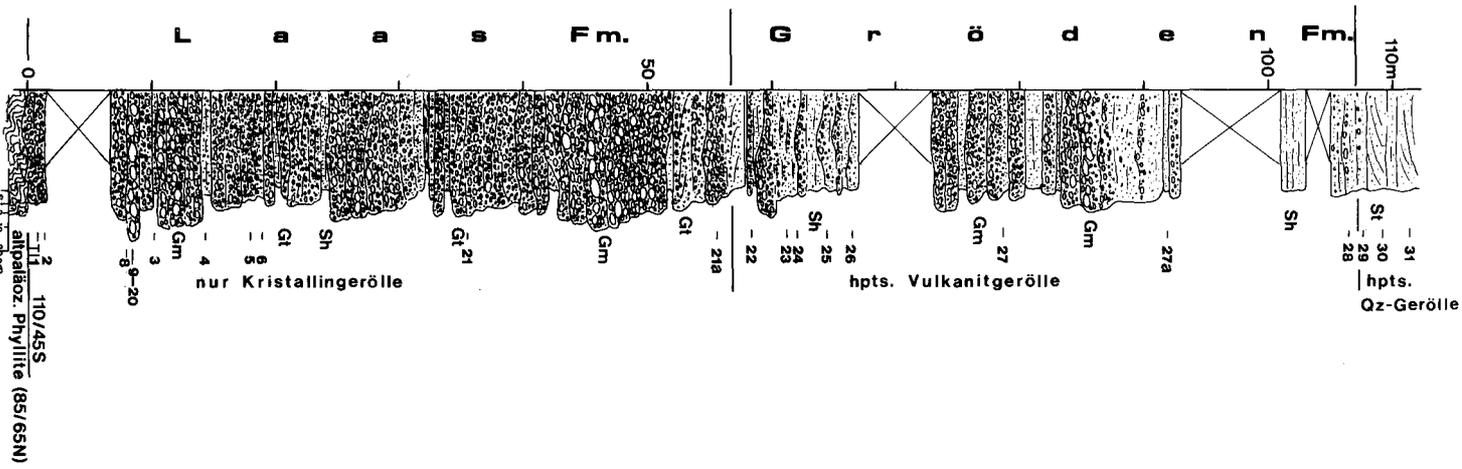
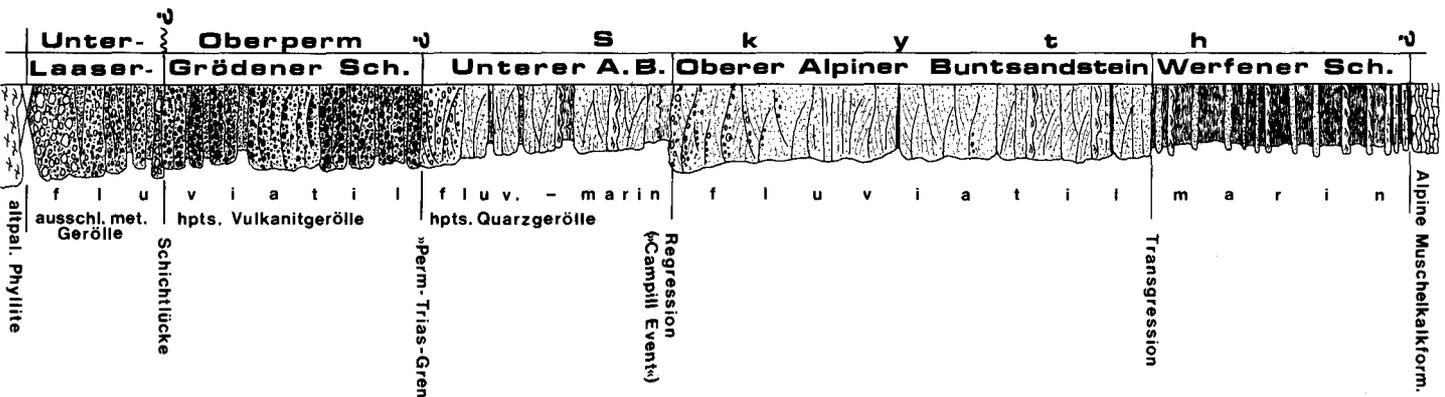


Abb. 2

Abb. 3

(„Porphyrkonglomerate“) einsetzen. Nach neuesten paläobotanischen Untersuchungen der in den basalen Laaser Schichten vorkommenden Pflanzenfossilien (nördlich Kötschach) ist diese Serie in das Unterperm (untere Autun) zu stellen und reicht nicht in das oberste Karbon hinunter (FRITZ & BOERSMA, 1987).

Der intrapermische Vulkanismus, der im germanischen Faziesraum schon im Oberkarbon einsetzt, wird im mitteleuropäischen Perm im wesentlichen dem Autun zugeordnet und scheint über das Autun kaum hinaufzureichen (KATZUNG et al. 1978 u. a.), sodaß die Obergrenze der Vulkanite ungefähr der Obergrenze des Autun entsprechen dürfte. Für eine genaue Grenzziehung fehlen im ostalpinen Perm paläontologische Belege, eine radiometrische Altersdatierung der Vulkanite wäre hier wünschenswert.

Fazielle Ausbildung im Riedgraben

Die Laaser Schichten sind im Riedgraben am Weg von Aichach nach Liesing mit rund 40 m Mächtigkeit durchgehend aufgeschlossen, lediglich die transgressive Auflagerung auf den leicht metamorphen Untergrund ist verdeckt (wenige Meter Aufschlußblöcke an der Basis, siehe Profil Abb. 3). Die direkte Auflagerung der Laaser Schichten ist jedoch weiter im W im Tiebelgraben N Achernigg, ebenfalls direkt an der Straße, sehr schön aufgeschlossen (Abb. 8a).

Im Riedgraben konnten die Laaser Schichten grob in drei Faziesbereiche untergliedert werden:

- a) in eine basale Konglomeratabfolge
- b) in eine darüberfolgende Fazies aus fluviatilen Sequenzen
- c) in geringmächtige Konglomerate am Top

a) Basale Konglomeratabfolge

Die basalen 12 m bestehen aus überwiegend ungeschichteten, sehr schlecht sortierten Konglomeraten mit Korngrößen von meist unter 10 cm, selten bis über 20 cm (Lithofazies Gm). In einzelnen Lagen sind die Gerölle eingeregelt, vor allem im höheren Abschnitt, selten ist leichte Imbrikation zu beobachten. In einer Lage ist trogförmige Schrägschichtung angedeutet (Lithofazies Gt). Teilweise herrscht Matrixstützung vor (Parakonglomerate mit sandiger Matrix, Lithofazies Gms), überwiegend jedoch Kornstützung (locker gepackte, polymikte Orthokonglomerate). Nach oben hin wird die Abfolge grobsandig-feinkonglomeratisch, ist geschichtet und grob gebankt (dm — 1m). Jede Bank entspricht einem Schüttungsereignis.

An der Basis sind zwei linsenförmige, lateral rasch auskeilende Grobsandsteinkörper (gradiert, geschichtet) eingeschaltet (Abb. 4). Bei ca. 4 m findet sich im Profil eine rund 40 cm dicke, durchwühlte rote Siltlage mit bis zu 10 cm großen Geröllen an der Basis.

Generell ist von unten nach oben eine rasche Abnahme in der Korngröße feststellbar. Der Rundungsgrad der Gerölle ist unterschiedlich und von der Zusammensetzung und Korngröße abhängig; mit abnehmender Korngröße nimmt auch der Rundungsgrad ab. Kristallingerölle sind meist besser gerundet als Quarzgerölle. Diese basale Konglomeratabfolge stellt die proximale Fazies eines alluvialen Schuttfächers dar. Die Sedimentanlieferung erfolgte unter den damals vermutlich semiariden Klimabedingungen episo-

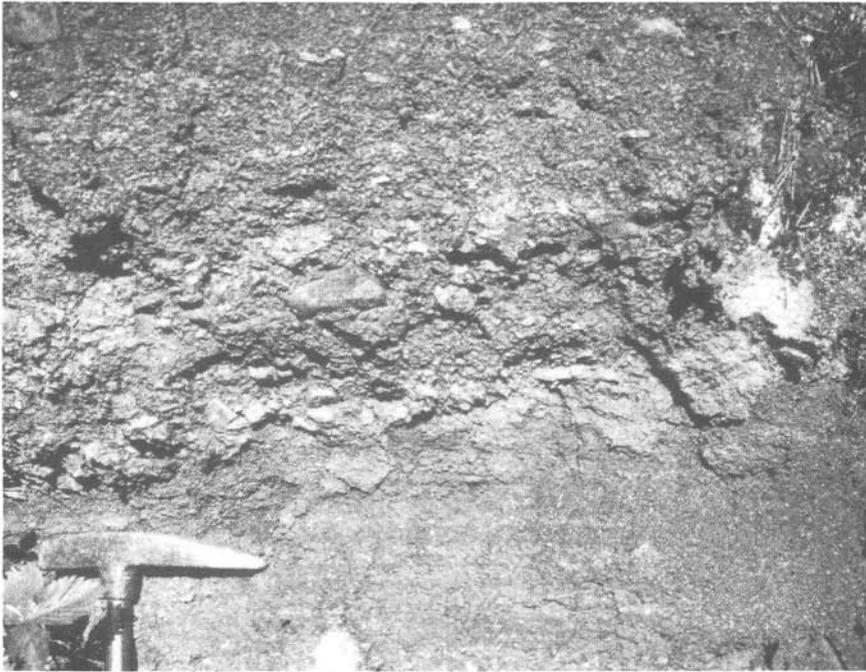


Abb. 4: Grobkörnige, horizontalgeschichtete Sandsteineinschaltung (untere Bildhälfte) in den basalen, unreifen Konglomeraten der Laas Fm. im Riedgraben an der Straße von Aichach nach Liesing.

disch in Form von Schichtfluten bzw. Debris flows und Rinnenfüllungen. Murschuttströme (Mud flows) mit toniger Grundmasse fehlen.

b) Diese proximale Schuttfächerfazies geht in eine Abfolge über, die aus folgenden Lithofaziestypen aufgebaut ist (Abkürzungen nach MIALL 1977, 1978, 1984, RUST 1978):

- Gms: Konglomeratlagen, unsortiert, ungeschichtet, Komponenten nicht eingeregelt, relativ locker in sandiger Matrix eingestreut, Komponenten max. 5 cm, meist um 1 cm, selten gradiert (Schichtflutsedimente oder Debris flows).
- Gm: erosiv eingeschnittene Konglomeratlagen (Rinnenfüllungen), schlecht sortiert, Komponenten (bis 10 cm) eingeregelt.
- Gt: trogförmig schräggeschichtete Konglomeratlagen, meist mit erosiver Untergrenze, gradiert, an der Basis Gerölle bis max. 10 cm locker in grobsandig-feinkonglomeratischer Matrix eingestreut, nach oben häufig in Grobsand mit locker eingestreuten Kiesgeröllen (max. 2-3 cm) übergehend (Rinnenfüllungen). (Abb. 5)
- Gp: Feinkonglomeratlagen (Komponenten bis max. 4 cm) mit flacher, planarer Schrägschichtung, nach oben in Grobsandstein übergehend (Rinnenfüllung oder Barre).
- Sh: Undeutlich horizontalgeschichtete matrixreiche Grobsandsteine mit locker eingestreuten Kiesgeröllen bis max. 2 cm (Schichtflutsedimente).

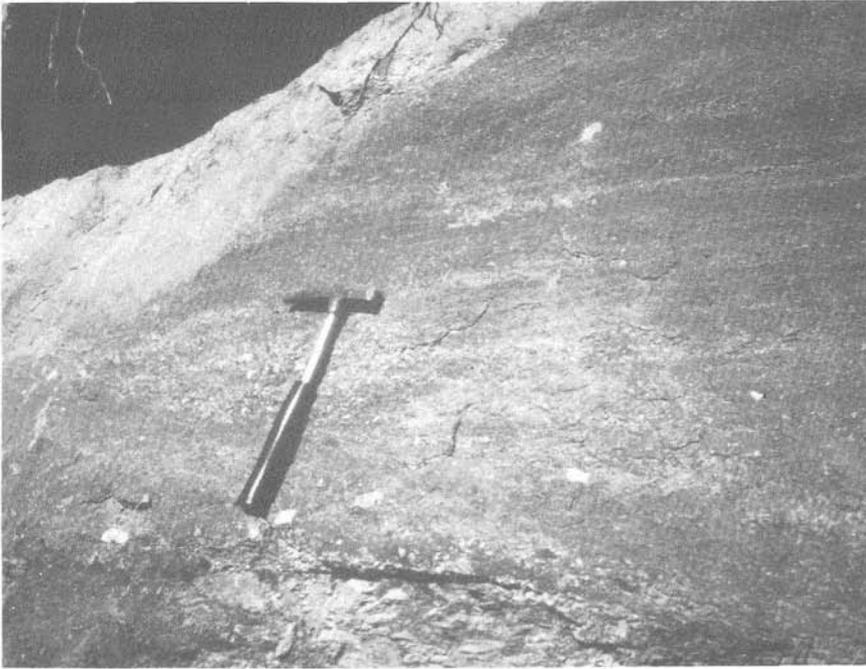


Abb. 5: Trogförmig schräggeschichtete, teilweise feinkiesige Grobsandsteine im mittleren Profilabschnitt der Laas Fm. im Riedgraben (Straße von Aichach nach Liesing).

Fm: glimmerreiche, siltige Lagen, teilweise feinsandig, ungeschichtet, hin und wieder durchwühlt (Überflutungssedimente).

Häufigste Lithofaziestypen sind Gt und Fm. Lithofaziestypen Gms, Gm, Gp und Sh treten untergeordnet in Erscheinung.

Die einzelnen Lithofaziestypen sind mitunter zu Oben-fein-Sequenzen kombiniert, meist $Gt > Fm$, $Gt > Gp > Fm$, $Gms > Fm$ (siehe Profil Abb. 3).

Diese Fazies wird als proximales, verzweigtes Flußsystem interpretiert.

c) Konglomerate am Top

Am Top der Laaser Schichten kommt es im Riedgrabenprofil nochmals zu einer geringmächtigen (3 m) Grobschüttung in Form von undeutlich geschichteten matrixreichen (sandig) Konglomeraten mit teilweise eingeregelteten Komponenten (Korngröße bis über 15 cm, viel Gneisgerölle) und einer zwischengeschalteten Lage aus undeutlich horizontalgeschichtetem Grobsandstein-Feinkonglomerat. Diese plötzlich einsetzende Grobschüttung ist möglicherweise auf tektonische Bewegungen in Zusammenhang mit dem intrapermischen Vulkanismus („saalische Bewegungen“) zurückzuführen.

Sedimentpetrographie

Die Laaser Schichten sind ausschließlich aus Komponenten des unterlagernden Kristallins zusammengesetzt, sedimentäre oder vulkanische Gesteinsbruchstücke wurden nicht beobachtet.

Die Konglomerate bestehen aus

- diversen, meist stärker verwitterten Glimmerschiefergeröllen (meist Qz + Fsp + Mu + Bi, kein Ga);
- Quarzgeröllen (meist schlecht gerundet);
- Phyllitischen Geröllen (leicht metamorphes Altpaläozoikum);
- Granitgneisgeröllen (meist gut gerundet).

Meist überwiegen Glimmerschiefergerölle. Mit abnehmender Korngröße nimmt der Quarzgehalt auf Kosten der anderen Gerölltypen zu.

Die Granitgneisgerölle hat erstmals EXNER (1974) aus dem Profil N Achernigg (Tiebelgraben) beschrieben. Sie können aus den im Gailtalkristallin auftretenden Augengneiszügen bezogen werden (KRAINER 1985), die als polymetamorphe Abkömmlinge von Orthogesteinen (Granitoide, Porphyroide) gedeutet werden (HEINISCH 1985). Bei den Sandsteinen handelt es sich um lithische Arenite, die schlecht bis sehr schlecht sortiert sind, die Komponenten sind überwiegend angular (Abb. 6, vgl. KRAINER 1985, Tab. 4).

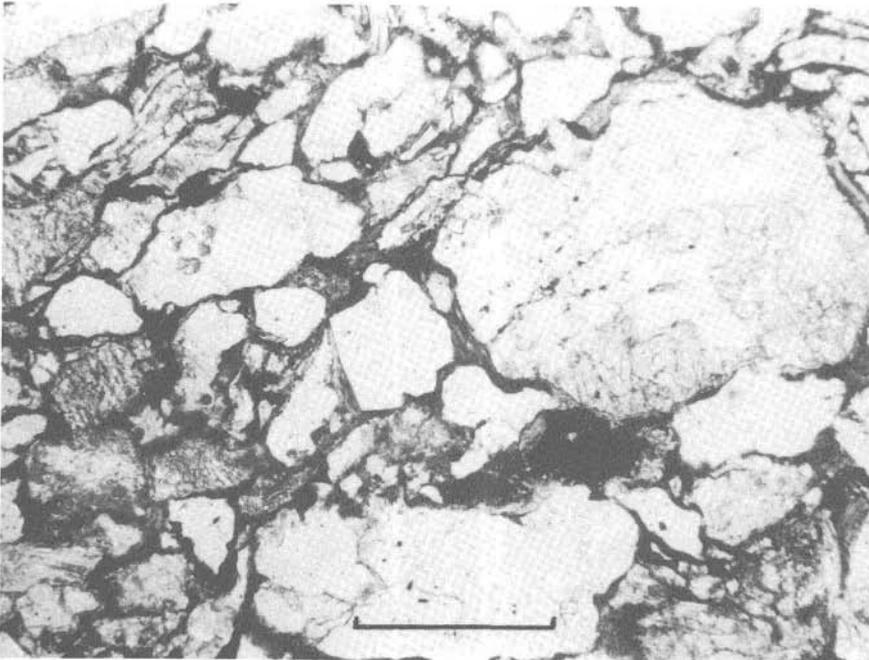


Abb. 6: Schlecht sortierter, angularer bis subangularer lithischer Arenit bestehend aus met. Gesteinsbruchst., mono- und polykrist. Quarz, detritischen Feldspäten und Glimmern. Laas Fm., Riedgraben, // Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.

Der Gehalt an undulösem monokristallinem Quarz ist gering, der Anteil an polykristallinen metamorphen Quarzen und metamorphen Gesteinsbruchstücken (Qz-Fsp, Qz-Fsp-Gl, meist stark geschieferte Qz-Gl-Komponenten) ist dagegen hoch. Der Feldspatgehalt (detrit. Fsp.) ist mäßig, es sind überwiegend unverzwillingte Alkalifeldspäte

(Or 93.8, Ab 5.4, An 0.8), teilweise in Form großer Körner bis über 0.5 mm. Untergeordnet und in kleineren Körnern findet sich Plagioklas (Albit), z. T. mit echter Fülle, selten polysynthetisch verzwilligt. Das Alkalifeldspat-Albit Verhältnis beträgt ungefähr 9 : 1. Untergeordnet finden sich Mikrokline und verschiedene Perthite. Die Feldspäte zeigen meist stärkere Zersetzungserscheinungen. Detritische Glimmer (durchschnittlich 2%) finden sich in bis zu über 1 mm großen Scheitern, überwiegend handelt es sich um Muskowit und meist entmischten Biotit, selten um Chlorit. Der Matrixanteil ist hoch und besteht aus einem feinen serizitischen Material und feinstem Quarz- und Feldspatzerreißel. Vereinzelt ist Karbonatzement zu beobachten (vgl. Tab. 1). An Diageneseprozessen sind vor allem Zersetzung von Feldspäten und Glimmern, Bildung von rotfärbendem Hämatitpigment und vereinzelt Karbonatzementbildung zu nennen. Im Schwermineralspektrum dominiert Turmalin (durchwegs über 70%) neben geringen Gehalten an Zirkon und Rutil, vereinzelt finden sich Körner von Apatit (siehe Tab. 2).

Tab. 1: Petrographische Zusammensetzung permischer Sandsteine im Riedgraben, Tiebelgraben und Nötschgraben. (Qm = monokristalliner Quarz, Qp = polykristalliner Quarz, vCh = „vulkanische Chertkomponenten“, vGBR = vulkanische Gesteinsbruchstücke, mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke, sGBR = sedimentäre Gesteinsbruchstücke, F = detritische Feldspäte, Gl = detritische Glimmer, ZKb = Karbonatzement, ZQz = Quarzzement, M = Matrix).

	Qm	Qp	vCh	vGBR	mGBR	sGBR	F	Gl	ZKb	ZQz	M
Riedgraben											
Laas Fm. (6)	6.0	30.2	—	—	37.7	—	11.3	1.9	—	—	12.9
Gröden Fm. (7)	17.7	19.5	23.8	17.9	7.8	—	3.7	0.6	0.3	—	8.7
Unt. Alp.											
Buntsdst. (Basis) (4)	25.0	29.3	12.3	7.4	11.8	—	6.8	0.8	—	1.2	6.2
Tiebelgraben											
Laas Fm. (16)	5.6	28.3	—	—	41.3	—	4.2	1.8	3.0	—	15.8
Gröden Fm. (7)	15.0	25.9	14.2	12.8	15.4	—	3.6	0.5	—	—	12.7
Unt. Alp.	30.2	37.6	9.5	1.6	5.7	—	3.4	0.3	—	2.5	9.3
Buntsdst. (Basis) (3)											
Nötschgraben											
Gröden Fm. (Basis, direkt über Krist.).	10.3	12.1	21.7	13.1	17.7	3.0	2.3	0.9	11.0	—	7.8
Gröden Fm. (feink. Fazies, Roter Gr.)	6.7	8.4	9.5	8.2	3.6	0.3	1.8	0.2	57.7	—	3.7

Tab. 2: Schwermineralspektrum (durchsichtige Schwerminerale) der permischen und unter-skythischen Abfolge im Riedgraben und Tiebelgraben (Zr = Zirkon, Tu = Turmalin, Ru = Rutil, Ap = Apatit).

	Zr	Tu	Ru	Ap
Laas Fm.				
Riedgraben (6)	15.0	80.0	4.0	1.0
Tiebelgraben (5)	37.4	45.3	4.2	13.1
Gröden Fm.				
Riedgraben (8)	55.7	37.3	5.9	1.0
Tiebelgraben (7)	57.2	21.9	1.8	19.1
Unt. Alpiner Buntsdst.				
Riedgraben (4)	16.9	19.9	2.5	60.7
Tiebelgraben (3)	40.0	33.1	3.3	23.6

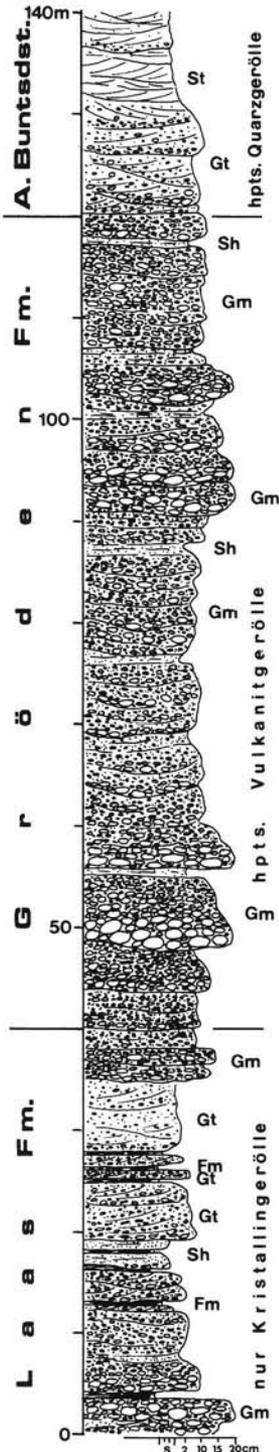


Abb. 7: Profil durch die Permabfolge im Tiebelgraben N Achernigg (Straße).

Vergleich mit anderen Profilen

Stockenboi

Eine ähnliche fazielle Ausbildung zeigen die Laaser Schichten entlang des Weges N Achernigg (Stockenboi, ca. 9 km W Riedgraben, siehe Profil Abb. 7). Bezüglich der Zusammensetzung bestehen so gut wie keine Unterschiede (siehe Tab. 1, 2). In diesem Profil ist die direkte Auflagerung der Laaser Schichten auf dem kristallinen Basement (Phyllite der paläozoischen Serie von Stockenboi) sehr schön aufgeschlossen (Abb. 8a).

Über den altpaläozoischen Phylliten folgt mit einer deutlichen Winkeldiskordanz eine rund 1.5 m mächtige Grobschüttung aus eckigen bis kantengerundeten Geröllen (hpts. Quarz in Korngrößen von meist bis 3 cm, selten bis 10 cm, Abb. 9). Nach einer Aufschlußblücke von mehreren Metern sind dann die rund 50 m mächtigen Laaser Schichten entlang der Straße lückenlos aufgeschlossen (Abb. 7). Es sind meist locker, z. T. auch dicht gepackte Konglomerate mit sandiger Grundmasse und Komponenten meist unter 10 cm, selten bis über 20 cm. Die Konglomeratlagen sind durchwegs schlecht sortiert, meist ungeschichtet und teilweise rinnenförmig eingeschnitten (hauptsächlich Lithofazies Gm, z. T. Gms). In die Konglomeratschüttungen sind selten dünne, lateral rasch auskeilende Sand- und Siltsteinlagen eingeschaltet (Lithofazies Sh, z. T. Fm).

Längliche Gerölle sind mitunter eingeregelt, vereinzelt ist Gradierung zu beobachten. Im Vergleich zum Riedgrabenprofil sind die Laaser Schichten hier vor allem im mittleren und höheren Profilabschnitt grobkörniger (proximaler) entwickelt, eine Korngrößenabnahme von unten nach oben ist nicht zu beobachten. In den Sandsteinen dominieren auch hier Alkalifeldspäte (Or 92.5, Ab 7.4, An 0.1), die in ihrer chemischen Zusammensetzung den Alkalifeldspäten der Granitgneisgerölle (Or 94.4, Ab 5.5, An 0.1) entsprechen. Beide Typen zeigen auch dieselben Lumineszenzerscheinungen (hellblau), die für hochmetamorphe-magmatische Feldspäte typisch sind. Auch die selten vorhandenen Albite (Or 1.8, Ab 96.9, An

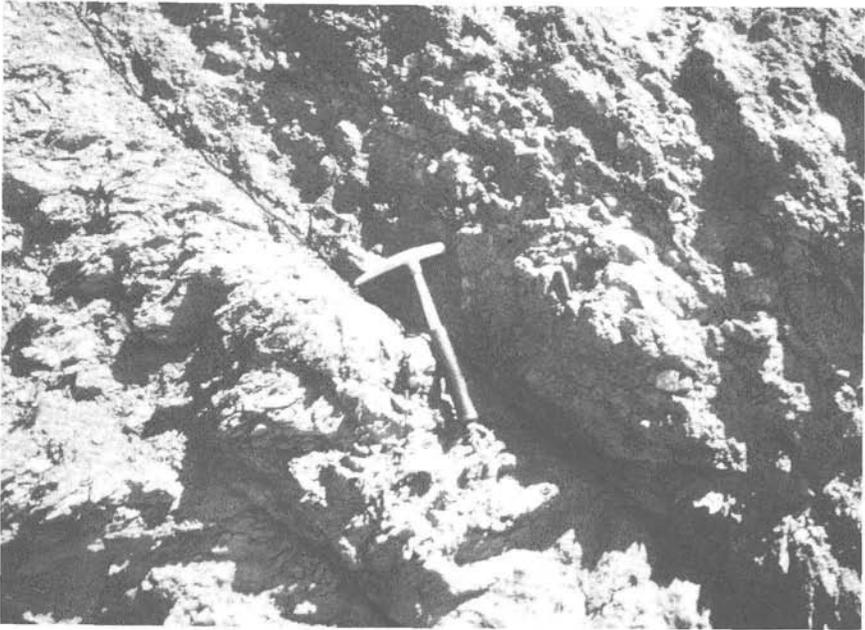


Abb. 8a: Auflagerung der Laaser Schichten auf altpaläozoischen Phylliten im Tiebelgraben, an der Straße N Achernigg. Links unten im Bild Phyllite, rechts oben Grobschüttungen der Laaser Schichten. Die Auflagerungsfläche verläuft von der linken oberen Bildkante zur rechten unteren Bildkante.

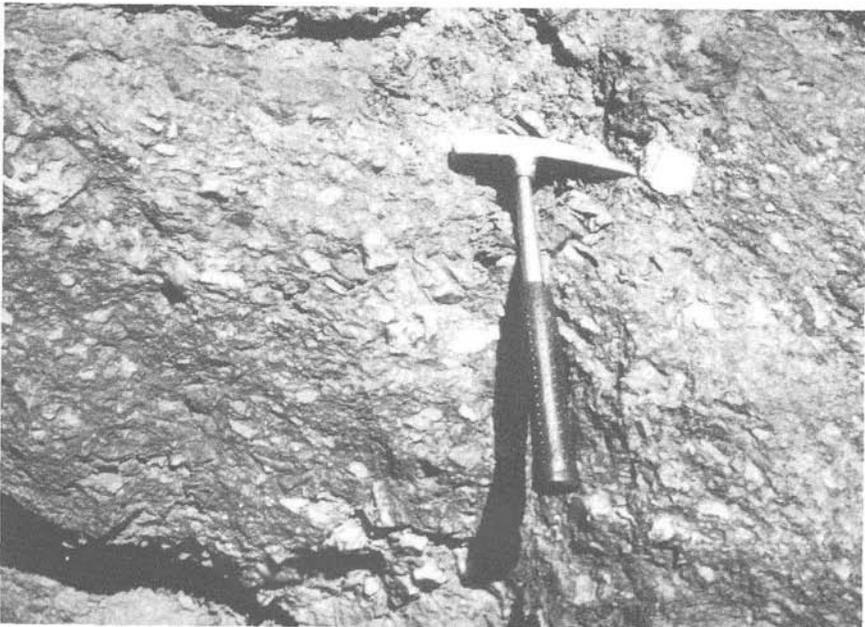


Abb. 8b: Basale Grobschüttung der Laas Fm. aus eckigen bis kantengerundeten Quarz- und diversen Kristallingeröllen an der Straße N Achernigg (Tiebelgraben).

1.3) unterscheiden sich nicht von jenen der Granitgneisgerölle (Or 1.2, Ab 97.6, An 1.2), dürften z. T. aber auch aus diversen Glimmerschiefern oder Phylliten stammen (bezüglich der Feldspäte siehe KRAINER & SPÖTL, 1989). Im Schwermineralspektrum ist der höhere Zirkongehalt auffallend (bis 50%), was mit der stärkeren Granitgneisgeröllführung zusammenhängen dürfte. In den meisten Proben überwiegt aber auch hier noch Turmalin, Rutil und Apatit treten in geringen Prozentsätzen auf (Tab. 2).

Lienzer Dolomiten

Am Südfall der Lienzer Dolomiten (Lokalität „Gumpedall“ S Eggenkofel) sind die Sedimente der Laaser Schichten scheinbar nur knapp 10 m mächtig, tektonisch gestört und in Form einer „Phyllitbreccie“ (proximale Schuttfächerfazies) aus phyllitischen Gesteinsbruchstücken und Glimmerschieferkomponenten (häufig Granatglimmerschiefer) und selten Quarzgeröllen entwickelt. Die Breccie ist schlecht sortiert und weist einen hohen Matrixgehalt auf. Flache Gerölle sind häufig eingeregelt, Schichtung ist jedoch keine erkennbar (siehe Profil Abb. 12 und Abb. 9, 10).



Abb. 9: „Phyllitbreccie“ der Laas Fm., bestehend aus eckigen bis kantengerundeten Kristallingeröllen, südlich vom Eggenkofel (Lokalität „Gumpedall“), Lienzer Dolomiten.

Allerdings folgend über diesen geringmächtigen Grobschüttungen hier mindestens 80 m mächtige Vulkanite (rhyolithische Tuffe und Ignimbrite), sodaß die Laas Fm. hier insgesamt eine Mächtigkeit von mindestens 90 m erreicht. Weiter westlich fehlen dann die Laaser Schichten aus tektonischen Gründen.



Abb. 10: Dünnschliffaufnahme der „Phyllitbreccie“, die ausschließlich aus Komponenten des unterlagernden Kristallins (mono- und polykrist. Quarze, detritische Glimmer und vor allem diverse Phyllit- und Glimmerschieferbruchstücke) zusammengesetzt ist. // Nicols, Balkenlänge 0.5 mm.

Kötschach

An der Typuslokalität sind die Laaser Schichten (Abb. 11, 13) dagegen in einer distalen Schuttflächfazies (Schichtflut-Playa-Fazies) mit einer Mächtigkeit von ca. 150 m (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR 1982) ausgebildet (vgl. auch Abb. 20), die an der Basis auch fossile Pflanzenreste geliefert haben, die zunächst in das untere Stefan B (van AMEROM & BOERSMA 1974), später in das Unterrotliegend eingestuft wurden (van AMEROM et al. 1976, FRITZ & BOERSMA 1987).

Charakteristisch für die Typuslokalität sind vor allem die bis zu mehrere Meter mächtigen, meist intensiv durchwühlten Siltsteine einer distalen Schichtflut-Playa-Fazies (siehe Profil Abb. 13) sowie Calcitkonkretionen mit unbestimmbaren Fischschuppen und Zähnen sowie Kalklagen mit Ostracoden und Spirorben (eine ausführliche Beschreibung geben NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR 1982).

Während im Riedgrabenprofil und Tiebelgrabenprofil die intrapermischen Vulkanite fehlen (vermutlich im Zuge tektonischer Bewegungen der Erosion zum Opfer gefallen), finden sich an der Südseite des Drauzuges, zwischen Kötschach und Lienzer Dolomiten Vulkanite, die im W (Lokalität „Gumpedall“) eine Mächtigkeit von mindestens 80 m erreichen und nach E geringmächtiger werden. Es sind überwiegend bis fast aus-

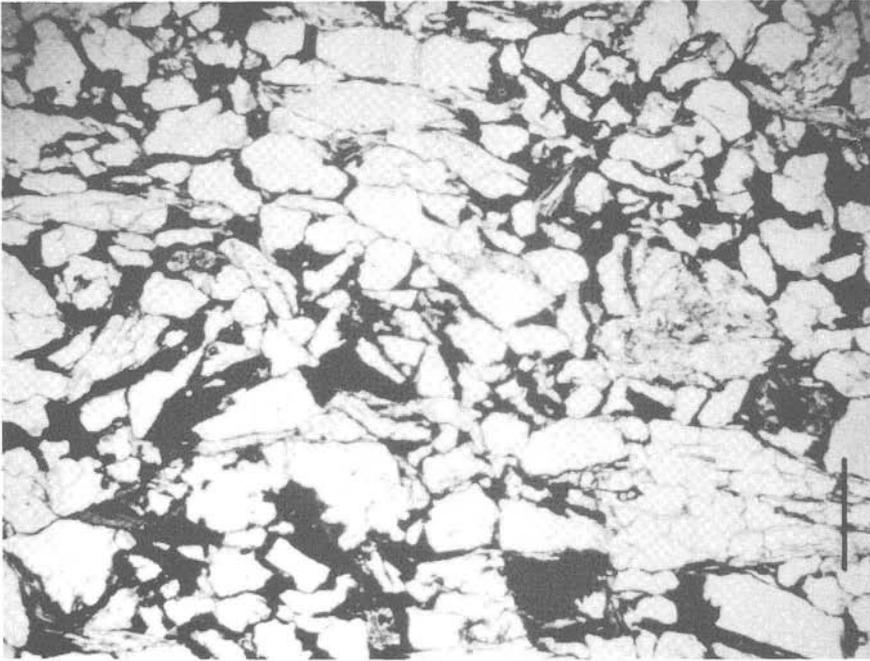


Abb. 11: Mäßig sortierter, angularer bis subangularer lithischer Arenit (hpts. polykr. Quarz und met. GBR sowie monokr. Quarz und selten detrit. Glimmer) aus der Laas Fm. nördlich Kötschach. // Nicols, Balkenlänge 0.5 mm.

schließlich rhyolithische Pyroklastika (Kristalltuffe, „Ash-flow-tuffs“, z. T. sehr feinkörnige Ignimbrite). „Quarzporphyr“ konnte nur in Form aufgearbeiteter Gerölle nachgewiesen werden.

Nach Auffassung des Autors ist der Begriff „Laaser Schichten“ (Laas Formation) für sämtliche Unterperm-(Autun)-Sedimentabfolgen des Drauzuges anzuwenden, wobei als zusätzliches Typusprofil für eine proximale Schuttfächerfazies die Abfolge im Riedgraben vorgeschlagen wird.

Gurktaler Decke

Das Unterperm der Gurktaler Decke (Werchzirmalpe, Ulrichsberg, Christophberg, Krappfeld, St. Pauler Berge) ist faziell ähnlich entwickelt wie im Drauzug, allerdings besteht das Basement aus schwach metamorphem Altpaläozoikum, sodaß hinsichtlich der Zusammensetzung deutliche Unterschiede bestehen (KRAINER 1987b). Diese Unterschiede sollen durch eine unterschiedliche Benennung zum Ausdruck gebracht werden: Laaser Schichten für das Unterrotliegend (Autun) über kristallinem Grundgebirge (Drauzug) und Werchzirmschichten für das Unterrotliegend über schwach metamorphem Altpaläozoikum (Gurktaler Decke). Dieser Vorschlag wurde auch bei den „Kärntner Permgesprächen 1987“ diskutiert und von den Teilnehmern akzeptiert.

Gröden-Formation

Allgemeines

Die über den Laaser Schichten folgenden Klastika haben zuletzt NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) als „Grödener Schichten“ (Gröden Fm.) neu definiert. Zwar zeigen die Grödener Schichten des Drauzuges im Vergleich zu den südalpinen Grödener Schichten gewisse fazielle Unterschiede, doch soll nach übereinstimmender Meinung bei den „Kärntner Permggesprächen 1987“ dieser fest eingebürgerte Begriff in der von NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) neu gefaßten Definition für den gesamten Drauzug weiterhin beibehalten werden und auch auf die äquivalenten Serien der Gurktaler Decke, eventuell auch der Nördlichen Kalkalpen (Westabschnitt) ausgedehnt werden.

Zusätzlich zu den von NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) angeführten Typusprofilen N Kötschach werden die im Riedgrabenprofil komplett mit Ober- und Untergrenze aufgeschlossenen Grödener Schichten, die jedoch im Vergleich zur Südseite des Drauzuges hier geringmächtiger und grobkörniger entwickelt sind (proximalere „Riedgrabenfazies“) als Referenzprofil für die Nordseite des Drauzuges vorgeschlagen.

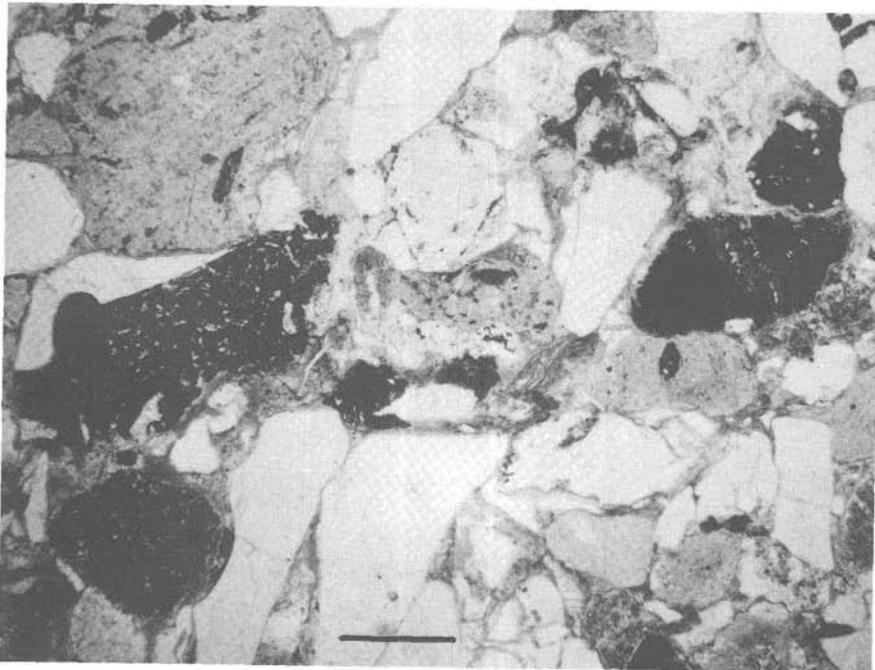


Abb. 14: Mäßig sortierter, subangulärer lithischer Arenit (viel vulk. Gesteinsbruchstücke sowie mono- und polykr. Quarz) aus der Gröden Fm. im Tiebelgraben (Straße nördlich Achernigg). // Nicols, Balkenlänge 0.5 mm.

Fazielle Entwicklung

Die im Riedgraben ca. 80 m mächtige, durchgehend rotgefärbte Abfolge setzt sich aus folgenden Lithofaziestypen zusammen:

- Gm: Konglomerate, ungeschichtet bis schlecht geschichtet, z. T. erosiv eingeschnitten, meist schlecht sortiert, mitunter gradiert, mit grobsandiger Matrix, teilweise dicht gepackt, aus hauptsächlich Vulkanitgeröllen (meist gut gerundet) des intrapermischen Vulkanismus aufgebaut („Porphyr-Konglomerate“). Der Anteil an Quarzgeröllen liegt im tieferen Teil unter 20%, im höheren Profilabschnitt darüber. Untergeordnet treten auch Kristallingerölle auf. Die einzelnen Konglomeratlagen können bis zu 1.5 m mächtig werden. Die maximale Korngröße beträgt rund 20 cm. Die größten Lagen treten jedoch nicht an der Basis, sondern erst 10-15 m darüber auf (Abb. 15, 16).
- Gm: Rinnenfüllungen, max. 30 cm tief und lateral rasch auskeilend, z. T. undeutlich geschichtet, schlecht sortiert, teilweise gradiert und mit eingeregelteten Komponenten (selten Imbrikation), vor allem im höheren Profilabschnitt. Gerölle erreichen Korngrößen bis max. 10 cm, meist jedoch unter 5 cm. Die Gerölle sind gewöhnlich locker in einer grobsandigen Matrix eingestreut. Selten ist trogförmige Schrägschichtung angedeutet (Lithofazies Gt).
- St: trogförmig schräggeschichteter Grobsandstein mit einzelnen Kiesgeröllen eingestreut, teilweise gradiert, maximal 50 cm mächtig.



Abb. 15: Schlecht sortierte, matrixreiche fanglomeratartige Schüttungen reich an Vulkanitgeröllen. Gröden Fm., Forststraße nördlich Kötschach.

Sh: meist undeutlich horizontalgeschichteter und meist grobkörniger Sandstein, in mächtigeren Sandsteinfolgen selten kleine Rinnen mit Komponenten bis zu 5 cm eingeschaltet (Abb. 16).

Diese Lithofaziestypen bilden mitunter Sequenzen: an der Basis Gm, durch Gradierung Übergang in Sh oder St. Tonige oder feinsandige Sedimente fehlen. Es handelt sich durchwegs um Lithofaziestypen, die durch fließendes Wasser und Schichtfluten (Fanglomerate) entstanden sind, und zwar in einem proximalen verzweigten Flußsystem unter ariden klimatischen Bedingungen mit episodischer Wasserführung der Gerinne (ephemeral) auf einer alluvialen Ebene.



Abb. 16: Grobkörniger Sandstein und ungeschichtetes, matrixreiches, schlecht sortiertes Feinkonglomerat, reich an Vulkanitgeröllen (dunkel), Gröden Fm., Riedgraben.

Sedimentpetrographie

Die Konglomeratlagen bestehen, wie schon erwähnt, zum Großteil aus aufgearbeiteten Vulkanitgeröllen des intrapermischen Vulkanismus, untergeordnet aus Quarzgeröllen (an der Basis unter 20%) und vereinzelt Kristallingeröllen. Auch die Sandsteine zeigen einen sehr hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten. Es sind lithische Arenite, mäßig bis schlecht sortiert, die Komponenten sind meist subangular (vgl. KRÄINER 1985, Tab. 1, 4). Auf Grund des hohen Anteiles an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten (weit über 50%) können diese Sedimente auch als „vulkanoklastische“ bzw. „epiklastische“ Sedimente bezeichnet werden (siehe Tab. 1 und Abb. 14).

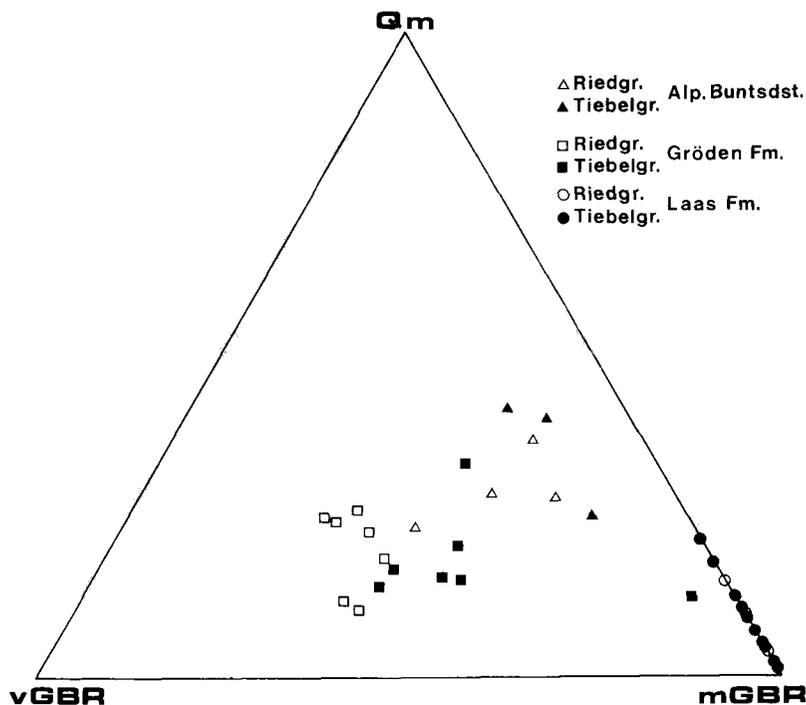


Abb. 17: Sandsteine des Riedgraben- und Tiebelgrabenprofils (Laas Fm., Gröden Fm., Basis des Unteren Alpinen Buntsandstein) im Dreiecksdiagramm Qm (monokristalliner Quarz) — mGBR (metamorphe Gesteinsbruchstücke) — vGBR (vulk. Gesteinsbruchstücke).

Der Anteil an monokristallinem Quarz ist bedeutend höher als in den Laaser Schichten (siehe Tab. 1, Abb. 17), zu einem beträchtlichen Teil handelt es sich um Porphy Quarze, die auf Grund der fehlenden Undulosität und auffallender magmatischer Korrosionserscheinungen meist leicht zu erkennen sind. Der Anteil an polykristallinen Quarz (metamorphen Ursprungs) ist dagegen geringer als in den Laaser Schichten. Charakteristisch für die Grödener Schichten ist der hohe Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten in Form kryptokristalliner-felsitischer Quarz-Feldspat-Aggregate aus rekristallisiertem vulkanischem Glas, z. T. fleckig auslöschend. Ferner finden sich vulkanische Gesteinsbruchstücke aus ebenfalls kryptokristalliner-felsitischer Grundmasse mit Einsprenglingen von meist korrodierten Porphy Quarzen, Feldspäten (meist stark zersetzt) sowie vereinzelt Biotit und Zirkon. Diese vulkanischen (epiklastischen) Komponenten sind durch fein verteiltes Hämatitpigment meist intensiv rötlich-braun gefärbt („vulkanischer Chert“).

In einzelnen Vulkanitgeröllen sind die Feldspäte noch recht gut erhalten, wobei 2 Gruppen nachgewiesen werden konnten: Alkalifeldspäte mit Or 70, Ab 29.2, An 0.8 und ziemlich reine Kalifeldspäte (strukturell Sanidin) mit Or 97.7, Ab 2.0, An 0.3. Die Feldspäte der Vulkanitgerölle zeigen interessanterweise keinerlei Lumineszenzerscheinungen.

Der Anteil an metamorphen Gesteinsbruchstücken (polykr. Qz, Fsp, Gl) ist gering. Auch der Feldspatgehalt ist sehr gering bis vollkommen fehlend. Bei den detritischen Feldspäten handelt es sich fast ausschließlich um unverzwillingte Alkalifeldspäte (Or 92.8, Ab 7.0, An 0.2). Die detritischen Feldspäte zeichnen sich außerdem alle durch hellblaue Lumineszenzfarben aus, sodaß sie von metamorphen Liefergesteinen (v. a. Granitgneise) zu beziehen sind, während die vulkanischen Feldspäte (Sanidine) scheinbar vollkommen der Verwitterung zum Opfer gefallen sind (KRAINER & SPÖTL, 1989).

Sedimentäre Gesteinsbruchstücke konnten keine beobachtet werden. Detritische Glimmer sind stets vorhanden, wobei es sich meist um Muskowit, untergeordnet um weitgehend entmischten Biotit handelt. In feinkörnigen Sedimenten ist der Glimmeranteil etwas höher.

Der Matrixgehalt ist beträchtlich, aber nicht so hoch wie in den Laaser Schichten. Charakteristisch ist das Schwermineralspektrum, das eine starke Zirkonvormacht zeigt, während Turmalin und Rutil nur untergeordnet in Erscheinung treten und Apatit meist vollkommen fehlt (Tab. 2).

Die bedeutendsten Diageneseprozesse sind zweifellos die Zersetzung detritischer Feldspäte und Glimmer, wodurch ein Teil der Matrix entstanden ist. Weiters ist die vereinzelte Bildung von Karbonatzement, die verbreitete Bildung von rotfärbendem Hämatitpigment sowie die sehr seltenen authigenen Quarzanwachssäume zu nennen.

Unter- und Obergrenze

Untergrenze

Die Untergrenze der Grödener Schichten im Riedgraben ist scharf ausgeprägt und äußert sich in einer plötzlichen, im Gelände deutlich erkennbaren Änderung in der Zusammensetzung (plötzlich einsetzende, starke Vulkanitgeröllführung). Die Grödener Schichten liegen entweder direkt auf den intrapermischen Vulkaniten (westlicher Drauzug, stellenweise zwischen Kötschach und Lienzer Dolomiten, Gurktaler Decke z. B. Ulrichsberg, Christophberg, südl. Pauler Berge). Wo die Vulkanite fehlen (primär oder durch Erosion), liegen die Grödener Schichten mit scharfer Grenze direkt auf den Klastika der Laaser Schichten (z. B. Riedgraben, Stockenboi, stellenweise N und NE Kötschach, Krappfeld).

Im Nötschgraben (SCHÖNLAUB 1985) und auf der Westseite des Tiebelgrabens (FRITSCH 1961) wird eine direkte Auflagerung von Grödener Schichten auf dem kristallinen Untergrund beschrieben, was jedoch vom Verfasser bezweifelt wird.

Obergrenze

Die Obergrenze ist ebenfalls scharf ausgeprägt und wird mit dem Einsetzen des Alpen Buntsandstein gezogen. Diese Grenze äußert sich in einem scharfen und markanten, ebenfalls im Gelände deutlich erkennbaren Sedimentationsumschwung, der sich sowohl in der Lithofazies als auch in der Zusammensetzung erkennbar macht und bereits von KRAINER (1985, 1987 a, b) detailliert herausgearbeitet wurde.

Im Riedgraben folgen über den schlecht sortierten, ungeschichteten Konglomeratschüttungen am Top der Grödener Schichten (starke Vulkanitgeröllführung) mit einer ziemlich scharfen Grenze locker gepackte Konglomerate des Alpenen Buntsandstein mit deutlich hellerer Farbe, verursacht durch den höheren Quarzgehalt, sowie häufig trogförmiger Schrägschichtung. Diese rund 12 m mächtige quarzreiche Konglomeratabfolge (Korngrößen vereinzelt bis 15 cm) an der Basis des Alpenen Buntsandstein geht dann in trogförmig schräggeschichtete, gut gerundete und gut sortierte, stark zementierte (authigene Quarz- und Feldspatanwachssäume) feldspatführende Sandsteine über.

Vergleich mit anderen Profilen des Drauzuges

Im Tiebelgraben sind die Grödener Schichten faziell ähnlich ausgebildet wie im Riedgraben (proximale, grobkörnige „Riedgrabenfazies“), weisen jedoch eine geringere Mächtigkeit auf. Erwähnenswert ist hier, daß die Grenze Gröden Fm. — Laas Fm. nicht so scharf ausgeprägt ist wie im Riedgraben sondern durch eine über etwa 2–3 m kontinuierliche Zunahme an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten der intrapermischen Vulkanite charakterisiert ist. Der untere Profilabschnitt wird von meist horizontal geschichteten Sandstein- und Feinkonglomeratlagen (Lithofazies Sh - Gh) mit z. T. rinnenförmig eingeschnittenen Konglomeratschüttungen (meist Gm) aufgebaut. Die Korngröße der Konglomerate liegt meist unter 5 cm.

Im mittleren Profilabschnitt dominieren dagegen schlecht sortierte und relativ locker gepackte Konglomeratschüttungen (Gm - Gms) mit Komponenten bis gut 10 cm, vereinzelt bis etwa 20 cm. Eingeschaltet sind einzelne Grobsandstein- und grobsandige Feinkonglomeratlagen.

Im obersten Profilabschnitt treten dann wieder mürbe Sandsteinbänke (hpts. Sh), mit einzelnen Konglomeratschüttungen eingeschaltet, in den Vordergrund. Die Zusammensetzung der Sedimente entspricht allen anderen untersuchten Grödener Schichten, d. h. die Sedimente führen auch hier einen hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten neben mono- und polykristallinen Quarzen, metamorphen Gesteinsbruchstücken (z. T. Granitgneisgerölle mit Alkalifeldspäte Or 91.2, Ab 8.8, An O und Albiten mit Or 1.3, Ab 94.3, An 4.4) und geringe Mengen an detritischen Feldspäten (hauptsächlich blau lumineszierende Alkalifeldspäte Or 93.4, Ab 6.5, An 0.1, die aus den Granitgneisen zu beziehen sind) sowie auffallenderweise im basalen Anteil vereinzelt Albite mit Or 0.8, Ab 98.7, An 0.5. Der Matrixgehalt ist hoch (über 10%), im Schwermineralspektrum dominiert auch hier Zirkon neben Turmalin sowie z. T. recht viel Apatit, untergeordnet Rutil (Tab. 1, 2, Abb. 17).

Neben den deutlichen Mächtigkeitsunterschieden zwischen der Nordseite (unter 100 m) und der Südseite des Drauzuges (bis über 300 m) treten vor allem auch die faziellen Unterschiede deutlich hervor. Während die Profile an der Nordseite in einer grobklastischen Fazies entwickelt sind, finden sich an der Südseite z. T. mächtige feinkörnige Abfolgen mit eingeschalteten Karbonatlagen (Dolomit und Magnesit), vor allem im Bereich Reißkofel und Dobratsch. In den westlichen Lienzer Dolomiten sind die Grödener Schichten auch an der Südseite weitgehend grobklastisch entwickelt (z. B. S Abfalterbach, Abb. 18, Mensalwald) erreichen aber im Vergleich zur Drauzug-Nordseite größere Mächtigkeiten. Vor allem auf Grund der eingeschalteten Karbonatlagen mit vereinzelt

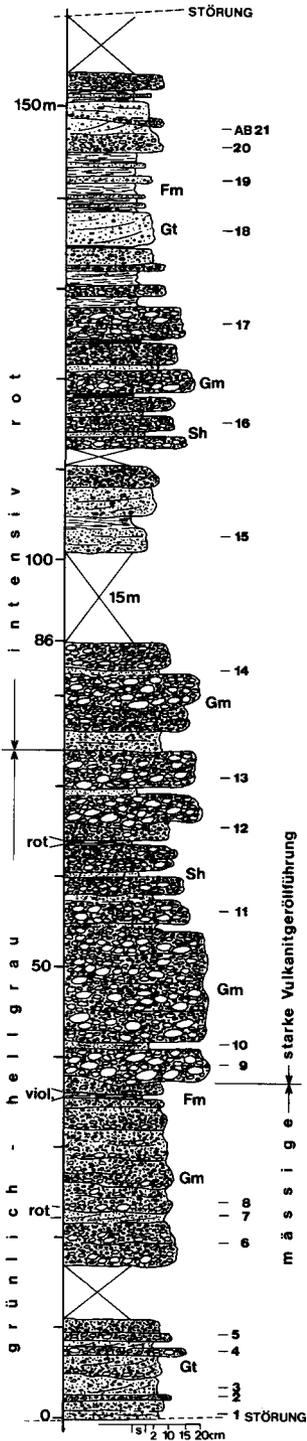


Abb. 18

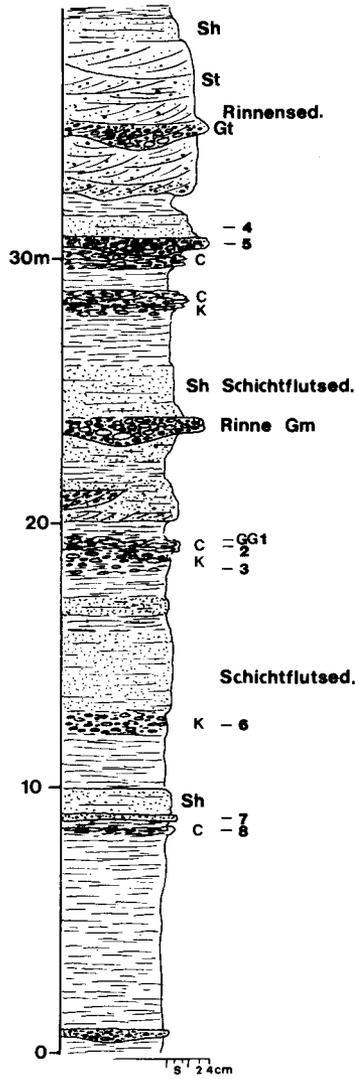


Abb. 19

Abb. 18: Profil durch die Gröden Fm. im Badbach (Forststraße) südlich Abfaltersbach.

Abb. 19: Profilausschnitt aus der feinkörnigen „Playa-Fazies“ im Roten Graben nördlich Nötsch, K = Caliche-Konkretionen, C = Caliche-Krusten.

biogenen Strukturen haben NIEDERMAYR et al. (1979) für diese feinkörnigen Abfolgen ein randmarines Ablagerungsmilieu postuliert.

Da der Frage, ob die Grödener Schichten des Drauzuges teilweise bereits marine Beeinflussung zeigen oder nicht, paläogeographisch große Bedeutung zukommt, soll darauf näher eingegangen werden.

Dazu sollen zunächst die Verhältnisse an der Reißkofel-Südseite näher betrachtet werden. Die hier in einem Graben einige 100 m NE des Reißkofelbades aufgeschlossenen Grödener Schichten zeigen eine zyklische Abfolge von z. T. rinnenförmigen und fanglomeratartigen, schlecht sortierten, matrixreichen Konglomeraten, die nach oben in horizontal- und trogförmig schräggeschichtete Sandsteine und schließlich in mehrere dm bis weit über 1 m mächtige Siltsteine bis Tonschiefer mit z. T. knollig ausgebildeten Karbonatlagen übergehen. Der schlechte Rundungs- und Sortierungsgrad der Sedimente sowie das strukturelle Inventar sprechen hier eindeutig für fluviatile Sequenzen mit mächtigen feinkörnigen Überflutungssedimenten, teilweise eventuell auch lakustrinen bzw. playaartigen Sedimenten, wobei die darin eingeschalteten Karbonatlagen zwanglos als Caliche-Bildungen gedeutet werden können.

Auch an der Südwest- und Südseite des Dobratsch sind die mittleren Grödener Schichten in einer von überwiegend feinklastischen Sedimenten dominierten Fazies entwickelt, während im tieferen Profilabschnitt eine grobkörnige Fazies mit mächtigen Konglomeratlagen (Komponenten z. T. bis gut 20 cm), die mit nicht selten trogförmig schräggeschichteten Sandsteinlagen wechseln, vorherrscht.

Die einzelnen Konglomeratschüttungen werden bis über 1 m mächtig, sind meist locker gepackt, die Matrix ist grobsandig. Im tieferen Teil sind die Komponenten kantengerundet, nach oben nimmt im Profil der Rundungsgrad der Gerölle zu. Vor allem die meist länglichen und abgeflachten Kristallingerölle sind häufig eingeregelt, mitunter ist Imbrikation angedeutet. Die feinkörnige Fazies, die im „Roten Graben“ N Nötsch näher untersucht wurde (siehe Profil Abb. 19), wird aus bis zu mehrere m mächtigen roten Silt- und Feinsandsteinen aufgebaut, in die Karbonatlagen und grobklastische Schüttungen aus folgenden Lithofaziestypen eingeschaltet sind (siehe Profil Abb. 19):

- dünne, rinnenförmig eingeschnittene Sand- und Feinkonglomeratlagen,
- horizontal geschichtete Sandsteinlagen, z. T. mit Kiesgeröllen locker eingestreut (Sh),
- trogförmig schräggeschichtete Sandsteine mit z. T. Kiesgeröllen locker eingestreut (St),
- schlecht horizontalgeschichtete Fanglomerate (Gm-Gms),
- erosiv eingeschnittene, z. T. schräggeschichtete Konglomeratrinnen (Gt) mit Komponenten bis max. 6 cm, mit viel Kristallin- und Vulkanitgeröllen sowie aus den unmittelbar darunterliegenden feinkörnigen Siltsteinen aufgearbeitete Resedimentgerölle (Chips).

Diese den Silt- und Feinsandsteinen eingeschalteten gröberen Lagen sind durchwegs unreif, d. h., schlecht gerundet und sortiert und zeigen abgesehen vom meist hohen Anteil an Karbonatzement die für die Grödener Schichten übliche Zusammensetzung (Tab. 1).

Eingeschaltet in die Feinklastika sind weiters Karbonatlagen sowie in Lagen auftretende, bis zu mehrere cm große Karbonatkonkretionen. Karbonat tritt überwiegend in Form von grobspätigem, sammelkristallisiertem Dolomit auf. Die Karbonatlagen sind sehr unregelmäßig geschichtet, wobei häufig dünne, rote, tonig-siltige Zwischenlagen zu beobachten sind. Mitunter entsteht ein brecciöser Eindruck, vor allem dann, wenn sich die Karbonatlagen allmählich aus einem Konkretionshorizont entwickeln, was übrigens ein charakteristisches Merkmal für Caliche-Horizonte darstellt.

NIEDERMAYR et al. (1979), die diese Dolomit- und Magnesiteinschaltungen an der Dobratsch-Basis ausführlich untersucht haben, leiten aus verschiedenen Strukturen wie Laminierung (Algenmatten), rundliche Gebilde (Pillen, Algenreste), mikrostalaktitischen Zement A ("intertidal flats") und Chlorit (Berthierin) marine Bildungsbedingungen ab, stellen aber den fluviatilen Charakter der Konglomerate nicht in Frage.

Dazu ist zu bemerken, daß Algenmatten (Süßwasseralgen) und rundliche Gebilde (Caliche-Ooide, Caliche-Peloide) in Caliche-Krusten keine Seltenheit sind, zuletzt beispielsweise aus dem Unterperm des Saar-Nahe-Beckens von SCHÄFER & SNEH (1983) sowie auch aus den Werchzirmschichten der St. Pauler Berge von KRAINER (1987 b) beschrieben wurden. Auch mikrostalaktitischer Zement A und Chloritneubildung sind keine eindeutigen Indizien für marines Milieu, sodaß man unter Berücksichtigung der faziellen Entwicklung der Klastika zum Bild eines distalen kontinentalen Ablagerungsraumes in Form eines abflußlosen Beckens mit zeitweise lakustrinen Bedingungen (Playa), unter denen Algenwachstum möglich war, und zeitweise stärkerer klastischer Einschüttung (Sandsteine, Konglomerate) kommt, zumal kein eindeutiger Hinweis auf marines Ablagerungsmilieu wie beispielsweise in den südalpiner Grödener Schichten vorliegt.

Zusammenfassend ergibt sich somit für die Grödener Schichten des Drauzuges folgendes Bild: Die am Nordrand und auch im W des Drauzuges ausgebildete proximale grobklastische Fazies stellt flache alluviale Schuttfächer mit vorherrschend ephemeralen Schüttungscharakter dar, die im höheren Teil der Grödener Schichten nach SE über ein verzweigtes Flußsystem in eine distale, feinkörnige Schwemmebene, z. T. in Playa-Bildungen übergeht. Daraus ergeben sich generelle Schüttungsrichtungen von N bis NW nach SE, ganz ähnlich wie im Unterrotliegend (Laaser Schichten, Abb. 20).

Abschließend sei noch kurz auf den „Transgressionskontakt“ zwischen phyllitischem Gailtalkristallin und Grödener Schichten im Nötschgraben (SCHÖNLAUB 1985) eingegangen. Die Grenze zwischen Kristallin und Grödener Schichten ist scharf, ohne erkennbarem Relief, ohne Regolith. Das Kristallin ist an der Kontaktfläche unverwittert und relativ frisch, unmittelbar darüber folgt bereits relativ fern transportiertes Material (z. B. Vulkanitgerölle). Hier kann es sich nach Ansicht des Verfassers durchaus auch um einen tektonischen Kontakt handeln, was vor allem bei der Betrachtung des in diesem Raume sehr komplizierten tektonischen Baues (Beziehung Gailtalkristallin — Karbon von Nötsch — Dobratsch-Einheit) eher als wahrscheinlich erscheint.

Chronostratigraphische Stellung

Da die Grödener Schichten bis auf den „Baumstamm von Laas“ (*Dadoxylon schrolium*, ANGER 1965) und der Sporenform *Vittatina costabilis* WILSON, beide für eine

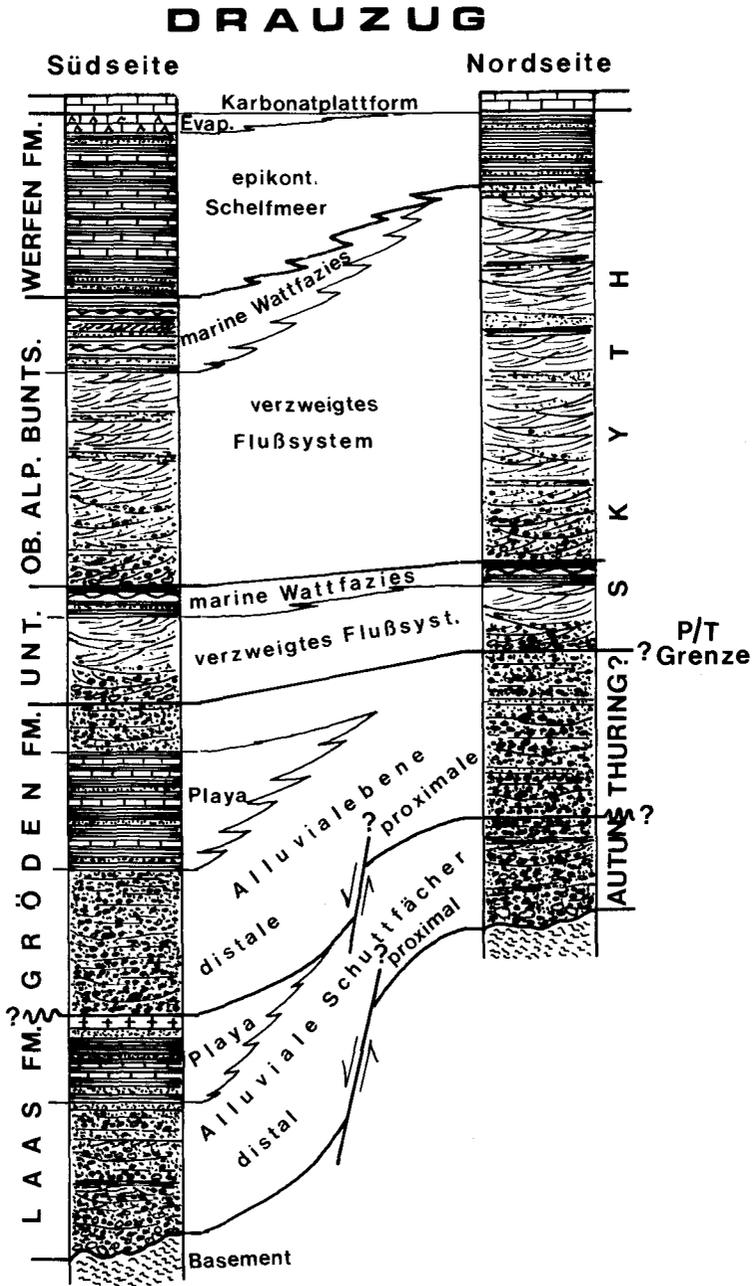


Abb. 20: Gegenüberstellung der Permoskythentwicklung der Drauzug-Nordseite (Riedgraben-Stockenboi) und Drauzug-Südseite (Dobratsch-Kötschach) mit dem daraus ableitbaren Faziesschema (stark vereinfacht).

stratigraphische Einstufung unbrauchbar, fossiler sind, ist eine biostratigraphische Einstufung nicht möglich.

Ungefähre Zeitmarken liefern uns jedoch der intrapermische Vulkanismus für die Untergrenze und der Sedimentationsumschwung mit dem Einsetzen des Alpenen Buntsandstein für die Obergrenze der Gröden Schichten.

Der intrapermische Vulkanismus, in Mitteleuropa weit verbreitet und lokal schon im Oberkarbon einsetzend, dauert während des gesamten Autun an, endet aber im Bereich der Autun-Saxon-Grenze und reicht nur an wenigen Stellen geringfügig über diese Grenze hinauf (vgl. KATZUNG et al. 1978, LÜTZNER 1987 u. a.).

Im mitteleuropäischen Perm wurde in fossilleren Profilen die Grenze Autun-Saxon häufig mit der „Saalischen Phase“ gezogen, die zu einem offenbar lang andauernden Hiatus geführt haben soll. Das Saxon lagert mit einem deutlichen lithologischen Wechsel auf Autun oder älteren Gesteinen. Diesem Hiatus wird z. T. eine chronostratigraphische Bedeutung zuerkannt (KATZUNG et al. 1978), von anderer Seite dagegen wird eine „Saalische Phase“ im Sinne einer Orogenphase überhaupt abgelehnt (z. B. LORENZ & NICHOLLS 1976), da diese „saalischen Bewegungen“ und die damit verbundenen Unkonformitäten, die durchaus nicht überall und vor allem innerhalb des gesamten Autun auftreten, von zweifelhafter stratigraphischer Bedeutung sind. Es handelt sich bei den „saalischen Bewegungen“ vielmehr um durch „Vulkanotektonik“ verursachte lokale Verstellungen, Diskordanzen und Schichtlücken (vgl. Diskussion bei KRÄINER 1987 b).

Der Verfasser hat jedoch darauf hingewiesen, daß an der Grenze Laas Fm. — Gröden Fm. eine größere Schichtlücke anzunehmen ist, die vermutlich einen Großteil des Mittelperms umfaßt (KRÄINER 1987 b). Schichtlücken in ähnlicher stratigraphischer Position treten in Mitteleuropa verbreitet auf (z. B. in den Südalpen an der Grenze Bozener Quarzporphyr — Gröden Schichten und in einigen germanischen Rotliegendebcken). Diese weit verbreitete Diskordanz ist jedoch nicht mehr auf „saalische Bewegungen“ zurückzuführen, sondern dürfte vielmehr den Beginn verstärkt einsetzender Riftprozesse im Nordatlantik und Tethysbereich (ZIEGLER 1982) markieren.

Über diese Diskordanz kommt es auch zu einer Umgestaltung der Sedimentationsräume. Sind das Oberkarbon und Unterrotliegend durch synsedimentäre Bruchtektonik und begleitenden Vulkanismus gekennzeichnet („Taphrogenesestadium“), so läßt mit dem Einsetzen der Gröden Fm. (bzw. der zeitgleichen Äquivalente) die synsedimentäre Tektonik allmählich nach, es kommt zu einer stärkeren Einebnung des Reliefs und entsprechender Ausweitung der Sedimentationsräume. Syn- bis postorogene Sedimente der Rand- und Innensenken (intermontane Becken) eines Orogens werden allgemein als Molassen bezeichnet. Laas Fm. und Gröden Fm., abgelagert in einem intermontanen Becken im Anschluß an die variszische Orogenese, stellen nun typische Molasse-sedimente vom „Red-bed-Typus“ dar. Folgt man der Untergliederung des Molassestadiums in eine Früh-, Haupt- und Spätmolasse (z. B. KRULL & PAECH 1975, LÜTZNER 1981), so ist die Laas Fm. durch ihre Assoziation mit Vulkaniten als typische Hauptmolasse zu bezeichnen, während die Gröden Fm., gekennzeichnet durch das Fehlen von Vulkaniten und dem allmählichen Ausklingen der tektonischen Bewegungen, bereits den Spätmolassen zuzurechnen ist.

Entsprechend sind die Sedimente des Alpenen Buntsandsteins als Bildungen des Tafelentwicklungsstadiums („eokratonische Molassoidformation“) aufzufassen.

Ebenso wie die stratigraphische Abgrenzung nach unten ist jene nach oben mit gewissen Schwierigkeiten behaftet, obwohl lithologisch die Grenze scharf ausgebildet ist. Mit einem markanten Sedimentationsumschwung setzt über den Grödener Schichten der Alpine Buntsandstein ein. Dieser Sedimentationsumschwung kann jedoch nicht auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden, die Fakten sprechen vielmehr für einen klimatischen Umschwung.

NIEDERMAYR et al. (1978, 1982) postulieren an der Grenze Grödener Schichten — Alpiner Buntsandstein eine Schichtlücke größeren Umfanges (Schichtlücke soll etwa dem Bellerophon-Niveau entsprechen, also in etwa das gesamte Oberperm = Thuring umfassen) in Anlehnung an die von ASSERETO et al. (1973) dargestellte paläogeographische Skizze an der Perm-Trias-Grenze in den Südalpen.

Als Argument für eine Schichtlücke führen NIEDERMAYR et al. (1978), NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982), NIEDERMAYR (1987) vor allem den scharfen Sedimentationsumschwung an. Dieser Umschwung kann aber durch eine Klimaänderung durchaus erklärt werden, wobei hier jedoch eingeräumt werden muß, daß bei einer Klimaänderung von arid zu mehr humid, wie es an der Grenze Gröden Fm. — Alpine Buntsandstein Fm. gefordert werden muß, das verstärkte Wasserangebot und die damit verbundene verstärkte Sedimentumlagerung auch Schichtlücken kleineren Umfanges und somit eine scharfe lithologische Grenze verursachen können. Schichtlücken größeren Umfanges, vor allem durch tektonische Bewegungen verursachte Schichtlücken im Bereich der Perm/Trias-Grenze liegen hier nach Ansicht des Verfassers nicht vor, konnten bisher auch weder in den Südalpen noch in mitteleuropäischen Becken nachgewiesen werden.

Jüngste Untersuchungen an der Perm-Trias-Grenze der Südalpen haben jedoch ergeben, daß das von ASSERETO et al. (1973) aufgestellte Fazieschema zu revidieren ist (BRANDNER et al. in Druck).

Die von NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) angestellten Überlegungen erklären nicht die Notwendigkeit einer Schichtlücke von derart großer stratigraphischer Reichweite, vor allem werden ihre Ursachen nicht diskutiert. In einer älteren Arbeit (NIEDERMAYR 1975) wird dieser Sedimentationsumschwung mit einer schwachen Bewegungsphase in Verbindung gebracht, die von TOLLMANN (1977) mit der „Pfälzischen Phase“ an der Wende Perm-Trias korreliert wird. Diese pfälzische Phase konnte bislang jedoch ebenfalls nicht genauer präzisiert werden.

Das skythische Alter des Alpiner Buntsandstein ist durch Pflanzen- und Sporenfunde gesichert, ebenfalls gesichert ist die stratigraphische Stellung der Werfener Schichten: Der Alpine Buntsandstein ist in das tiefere Skyth zu stellen, die Werfener Schichten repräsentieren das höhere Skyth. BRANDNER et al. (1984) und KRAINER (1985, 1987 a) konnten zeigen, daß das nord- und südalpine Skyth aus einer ähnlichen Abfolge von Trans- und Regressionseignissen aufgebaut wird und daß sich die einzelnen Ereignisse innerhalb des Skyth auch zeitlich einigermaßen korrelieren lassen. Daraus ergibt sich zwangsläufig, daß die Grenze Grödener Schichten — Alpiner Buntsandstein zeitlich in den Bereich der Perm/Trias-Grenze fällt. Zusammenfassend ergibt sich auf Grund der bisherigen Erkenntnisse als wahrscheinlicher Zeitraum für die Ablagerung der Grödener Schichten (Gröden Fm.), ähnlich wie in den Südalpen (CONTI et al. 1986) das Oberperm (vgl. auch Diskussion bei KRAINER 1987 b).

Literaturverzeichnis

- AMEROM, H. W. J. van & BOERSMA, M. (1974): Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). — *Carinthia II*, **164/84**, 9–15, Klagenfurt.
- AMEROM, H. W. J. van, BOERSMA, M., NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1976): Das permische Alter der „Karbon“-Flora von Kötschach (Kärnten, Österreich). — *Carinthia II*, **166/86**, 93–101, Klagenfurt.
- ANGER, H. (1964): Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken. — Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 97 S.
- ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI-SESTINI, N. & SWEET, W. C. (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). — *Mem. Canad. Soc. Petroleum Geol.*, **2**, 176–199, Calgary/Alberta.
- BRANDNER, R., DONOFRIO, D. A., KRAINER, K., MOSTLER, H., RESCH, W. & STINGL, V. (1984): Correlation of transgressional and regressional events in the Lower Triassic of the Northern and Southern Alps (Buntsandstein-, Servino-, Werfen-Formation). — 5th European regional meeting of sedimentology (IAS), Marseille, April 1984, poster presentation, abstract (2 S).
- CONTI, M. A., FONTANA, D., MARIOTTI, N., MASSARI, F., NERI, C., NICOSIA, U., PASINI, M. & PITTAU, D. (1986): The Bletterbach — Butterloch section (Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation). — (In): Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys (Field Guide-Book). *Societa Geologica Italiana*, 16–22, Brescia.
- EXNER, Ch. (1974): Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). — *Verh. geol. B.-A.*, **1974/1**, 131–137, Wien.
- FRITSCH, W. (1961): Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. — *Carinthia II*, **151/71**, 52–57, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1987): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1987, Beitrag 16: Kötschach, Gailtaler Alpen (Unterperm). — *Carinthia II*, **177/97**, 395–407, Klagenfurt.
- GEYER, G. (1899): Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der Karnischen Alpen. — *Verh. geol. R.-A.*, **1899/3**, 89–116, Wien.
- GEYER, G. (1901): Erläuterungen zur Geologischen Karte Oberdrauberg — Mauthen. — Verlag Geol. R.-A., Wien, 85 S.
- GEYER, G. (1903): Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. — *Verh. geol. R.-A.*, **1903/9**, 165–195, Wien.
- HEINISCH, H. (1985): Das Gailtalkristallin. — Arbeitstag. Geol. Bundesanst. 1985, Kötschach-Mauthen, Gailtal, 28–33, Wien.
- KATZUNG, G., BENEK, R., LÜTZNER, H., MEIER, R. & ROST, W. (1979): Ergebnisse des Symposiums über das mitteleuropäische Perm, VR Polen 1978. — *Z. angew. Geol.*, **25** (1979), 5, 201–208, Berlin.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Tirol. — Borntraeger, Berlin, 872 S.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14/2**, 21–81, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1987 a): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol). — *Jb. geol. B.-A.*, **130/1**, 61–91, Wien.
- KRAINER, K. (1987 b): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. — *Carinthia II*, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. & SPÖTL, Ch. (1989): Detrital and authigenic feldspars in Permian and early Triassic sandstones, Eastern Alps (Austria). — *Sedimentary Geology*, **62**, 59–77, Amsterdam.
- KRULL, P. & PAECH, W. (1975): Zur zeitlichen und räumlichen Stellung der Rotsedimente. — *Z. geol. Wiss.*, **3**, 11, 1439–1451, Berlin.

- LORENZ, V. & NICHOLLS, I. A. (1976): The Permocarboneous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics. — (In:) FALKE, H. (Ed.): The Continental Permian in Central, West and South Europe, 313–339, D. Reidel, Dordrecht.
- LÜTZNER, H. (1987): Sedimentary and Volcanic Rotliegendes of the Saale Depression. (Symposium on Rotliegendes in Central Europe, Erfurt, May 1987). — Academy of Sciences of the GDR, Central Institute for Physics of the Earth, Potsdam, 1978. (Excursion Guidebook).
- MIALL, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. — *Earth Sci. Rev.*, **13**, 1–62, Amsterdam.
- MIALL, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical models in braided river deposits: a summary. — (In:) MIALL, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, 597–604, *Mem.* **5**, Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary.
- MIALL, A. D. (1984): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. — Springer, New York, 490 S.
- MOSTLER, H. (1972): Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. — *Verh. geol. B.-A.*, **1972**, 143–149, Wien.
- NIEDERMAYR, G., SEEMANN, N. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1978): Die Perm-Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten, Osttirol. — *Ann. nat. hist. Mus. Wien*, **81**, 1–17, Wien.
- NIEDERMAYR, G. (1987): Kärntner Permggespräche, 7. — 10. September 1987 Beitrag im Exkursionsführer. — Naturwiss. Verein für Kärnten, Fachgruppe Mineralogie und Geologie, Klagenfurt, 47 S.
- NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & BERAN, A. (1979): Diagenetisch gebildeter Magnesit und Dolomit in den Grödener Schichten des Dobratsch, Kärnten, Österreich. — *Geol. Rdsch.*, **68**, 979–995, Stuttgart.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1982): Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permoskythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. — *Verh. geol. B.-A.*, **1982/2**, 33–51, Wien.
- SCHÄFER, A. & SNEH, A. (1983): Lower Rotliegend fluvio-lacustrine sequences in the Saar-Nahe Basin. — *Geol. Rdsch.*, **72/3**, 1135–1146, Stuttgart.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1985): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. — *Jb. geol. B.-A.*, **127/4**, 673–692, Wien.
- RUST, B. R. (1978): Depositional models for braided alluvium. — In: MIALL, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, 605–625, *Mem.*, **5**, Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich*, Bd. I. Die Zentralalpen. — F. Deuticke, Wien, 766 S.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Triassic Rifts and Facies Pattern in Western and Central Europe. — *Geol. Rdsch.*, **71/3**, 747–772, Stuttgart.

Dank

Für die kritische Durchsicht des Manuskripts und wertvolle Diskussionsbeiträge danke ich sehr herzlich Herrn Univ. Prof. Dr. H. MOSTLER (Innsbruck) sowie den Kollegen Dr. V. STINGL (Innsbruck) und vor allem Dr. G. NIEDERMAYR (Wien).

Bei der Schriftleitung eingetroffen am 11. März 1988