

Carinthia II	183./103. Jahrgang	S. 133–180	Klagenfurt 1993
--------------	--------------------	------------	-----------------

# Das Perm in Kärnten

Von Karl KRAINER

Mit 31 Abbildungen

Was kann festhaltender sein, als wenn wir durch Beobachtungen uns immer mehr überzeugen müssen, wie einige wenige Muscheln oder andere organische Reste imstande sind, uns durch das Labyrinth der so oft durcheinander geworfenen, zersprengten, übergestürzten oder gänzlich zerrissenen Schichten in den Gebirgen so sicher zu leiten, daß sie sogar zu praktischen Anwendungen benutzt werden können.

Leopold von BUCH, 1843

## EINLEITUNG

Als „Perm“ wird jener Zeitabschnitt der Erdgeschichte bezeichnet, der von 290 bis 245 Millionen Jahre vor heute reichte. Der Begriff Perm wurde vom englischen Geologen R. I. MURCHISON im Jahre 1841 aufgestellt und leitet sich ab vom ehemaligen russischen Gouvernement Perm im Vorural-Gebirge, wo eine Reihe von Typusprofilen durch Sedimente dieses Zeitabschnittes liegen.

Auch in Kärnten sind vielerorts Ablagerungen des Perm aufgeschlossen. Ähnlich wie die Sedimente des Karbon (siehe Carinthia II, 179./99 Bd., S. 59–109) zeigen auch die permischen Ablagerungen in Kärnten eine sehr vielfältige Ausbildung.

Aufgrund der vor allem in den Karnischen Alpen teilweise reichlich auftretenden Fossilien in diesen Ablagerungen wurden diese als solche teilweise schon sehr früh erkannt.

Trotz des schon recht hohen Kenntnisstandes über das Perm in Kärnten, der in zahlreichen wissenschaftlichen Veröffentlichungen festgehalten ist, sind noch lange nicht alle Fragen geklärt.

In der vorliegenden Arbeit soll der erdgeschichtliche Zeitabschnitt des Perm anhand der in Kärnten aufgeschlossenen Sedimentabfolgen und deren Fossilinhalt dargestellt sowie die damaligen Umweltbedingungen, unter denen die Sedimentgesteine entstanden sind und die damaligen Pflanzen und Tiere gelebt haben, diskutiert werden.

Die mehr oder weniger stark metamorph überprägten „Permoskyth“-Abfolgen des Penninikums (Wustkogelserie, Hohe Tauern), des Stangalm-Mesozoikums (Nockgebiet) sowie der Permotrias von Rosegg und Viktring werden in dieser Arbeit nicht behandelt, da einerseits das permische Alter keineswegs immer gesichert ist und andererseits die leicht

metamorphen Gesteine, überwiegend sind es Quarzite, kaum genauere Aussagen über die ursprünglichen Bildungsbedingungen zulassen.

Auch diese Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Adolf FRITZ (Klagenfurt), wofür an dieser Stelle herzlichst gedankt sei. Dem Naturwissenschaftlichen Verein für Kärnten und seinem Schriftleiter, Herrn Dr. H. ZWANDER, danke ich für die Veröffentlichung dieser Arbeit in der Zeitschrift „Carinthia II“.

### ALLGEMEINE BEMERKUNGEN ZUM PERM

Das Perm ist der jüngste Zeitabschnitt des Paläozoikums und umfaßt einen Zeitraum von 45 Millionen Jahren. Karbon und Perm bilden zusammen das Jungpaläozoikum. Die weitere Untergliederung ist aus Abb. 1 ersichtlich.

	marin	kontinental		
TRIAS	Skyth	Buntsandstein		
M	Changxingian	Zechstein (Oberperm)	Thuring	245 Mill. J.
	Longtanian			
	Capitanian			
	Wordian			
R	Ufimian		Saxon	286 Mill. J.
E	Kungurian	Rotliegendes (Unterperm)		
P	Artinskian			
	Sakmarian		Autun	
	Asselian			290 Mill. J.
KARBON	Gzhelian	Stefan		

Abb. 1: Stratigraphische Untergliederung des Perms in marinen und kontinentalen Schichtfolgen (Gliederung des marinen Perms und absolute Altersdaten nach HARLAND et al. 1990).

Im Karbon wurden im Zuge der variszischen Gebirgsbildungsphasen alle damaligen Kontinente zu einem „Superkontinent“, der Pangaea, verschweißt.

Auswirkungen der variszischen Orogenese machen sich auch noch im Unterperm in Form von ausgedehnter Bruchtektonik und weit verbreitem Vulkanismus als Folge von einsetzender Dehnung der kontinentalen Kruste bemerkbar.

Im Perm kommt es auch zu einer markanten Änderung des Klimas. Zu Beginn des Unterperms waren noch große Teile des Südkontinentes von mächtigen Eismassen der Gondwana-Vereisung bedeckt, die im Laufe des Unterperms jedoch abgeschmolzen sind. Dies führte einerseits zu einem weltweiten Anstieg des Meeresspiegels, andererseits wurde das Klima auf der Südhalbkugel zunehmend humider. Auf der Nordhalbkugel dagegen wurde es im Unterperm zunehmend arider (trocken und heiß), das Oberperm ist bereits durch ein wüstenhaftes Klima charakterisiert.

Generell überwiegen im Perm der nördlichen Hemisphäre kontinentale und flachmarine Ablagerungen, untergeordnet treten auch Tiefseesedimente auf. Auf der Südhalbkugel gelangten vorherrschend kontinentale Sedimente zur Ablagerung. Infolge der weltweit zunehmenden ariden Klimabedingungen werden im Oberperm auf den Kontinenten häufig fossilarme bis fossilere Rotsedimente und Evaporite (Steinsalz, Kalisalz, Gips usw.) abgelagert.

In Kärnten sind die nördlich der „Periadriatischen Naht“ (trennt das Südalpin vom Ostalpin) gelegenen Permorkommen der ostalpinen Einheiten in einer kontinentalen Fazies in Form fluviatiler und limnischer Sedimente entwickelt, während die südlich dieser Naht gelegenen Permabfolgen der Karnischen Alpen und Südkarawanken Ablagerungen eines flachen Meeres darstellen (klastische und karbonatische Sedimente eines flachen Schelfmeeres).

## **Pflanzenwelt**

Was die Lebewelt betrifft, so kann das Perm als Übergangszeit von der paläozoischen zur mesozoischen Flora und Fauna bezeichnet werden.

Die markante Klimaänderung zu Beginn des Perms hat zur Folge, daß sich die Flora natürlich an die geänderten Klimabedingungen anpaßte und sich dabei stark veränderte. Im Perm, etwa an der Grenze Rotliegenden – Zechstein, vollzieht sich der Übergang vom Paläophytikum (paläozoische Pflanzenwelt) zum Mesophytikum (mesozoische Pflanzenwelt). Dieser Übergang wird auch häufig als „Florensprung“ bezeichnet.

Die Pflanzenwelt des Unterperm zeigt noch starke Anklänge an jene des Oberkarbon. Doch im Laufe des Perms kommt es dann zu einem starken Rückgang der im Karbon vorherrschenden Pteridophytae (Gefäßsporenpflanzen, Farnpflanzen): Die Lycophytae (Bärlappgewächse) sterben fast völlig aus, Articulatae bzw. Equisetales (Schachtelhalmgewäch-

se) spielen im Unterperm noch eine große Rolle, erleben aber im Oberperm einen starken Rückgang.

Auch die Pteridophyllae, die mit zwei systematischen Gruppen (Filicales – echte Farne und Pteridospermae – Farnsamer) vertreten sind, gehen im Perm zurück, sind aber noch reichlich vorhanden. Sigillarien (Siegelbäume) sind im gesamten Perm mit wenigen Formen vertreten, Sphenophyllen (Keilblattgewächse) sind auch noch recht häufig und im tieferen Unterperm auch von stratigraphischer Bedeutung. Keine andere Pflanzengruppe des Rotliegenden hat eine so weite geographische Verbreitung wie die Sphenophyllen, die allerdings im Laufe des Unterperms dann stark zurückgehen und nur vereinzelt in das Oberperm hinaufreichen. Cordaiten, im Unterperm noch häufig vertreten, sterben im Perm aus.

Coniferae (Nadelhölzer), deren erste Vertreter bereits im obersten Stefan erscheinen, erlebten im Perm einen gewaltigen Aufschwung und sind im Oberperm die dominierende Pflanzengruppe. Im Perm treten auch die ersten Ginkgogewächse auf.

In den flachmarinen Karbonatablagerungen spielen Algen, die auch zu den Pflanzen gehören, eine große Rolle. Algen treten zum Teil gesteinsbildend auf und bilden teilweise richtiggehende „Algenriffe“.

Die erstmals im Oberkarbon nachweisbaren Florenprovinzen lassen sich auch noch im Perm, vor allem im Unterperm, feststellen: Die Cathaysia-Gigantopteris-Flora und Angara-Flora auf der Nordhalbkugel sowie die Gondwana-Glossopteris-Flora auf der Südhalbkugel.

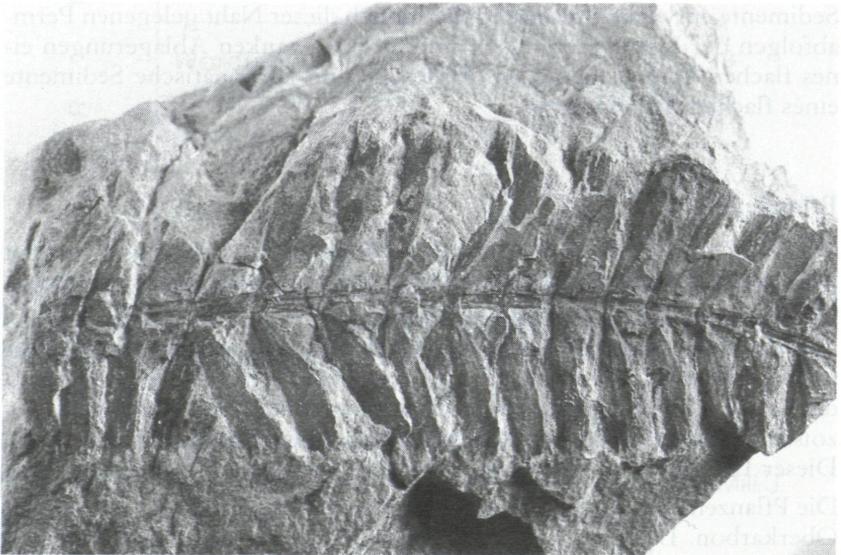


Abb. 2: *Sphenophyllum angustifolium* (GERMAR, 1845) GOEPPERT, 1848. Sproßfragment einer Keilblattpflanze aus der Werchzirm-Formation, Wunderstätten (aus FRITZ, BOERSMA & KRAINER 1990, Abb. 20).

In Kärnten sind fossile Pflanzenreste vor allem von der Basis der unterpermischen Sedimentabfolge von mehreren Stellen bekannt, und zwar mit rund 40 verschiedenen Taxa aus der Gruppe der Equisetophyta, Lycophyta, Filicophyta, Pteridospermae und Pteridophylla, Cordaitospermae und Coniferae.

**Equisetophyta (schachtelhalmartige Pflanzen):** Die wichtigsten Pflanzen dieser Gruppe waren die bis zu 30 m hohen Calamiten, die auch noch in den unterpermischen Sedimenten von Kärnten vertreten sind. Auch eine Art der Beblätterung der Calamiten (*Annularia*) ist im Unterperm von Kärnten immer wieder anzutreffen. Die Calamiten (baumförmige Schachtelhalme) sterben im Laufe des Perms aus.

Eine eigene Ordnung der Articulatae bilden die Keilblättler (Sphenophyllales), die im Unterperm noch wichtige Leitfossilien stellen und auch von einigen Unterperm-Fundstellen in Kärnten bekannt sind (z. B. Wunderstätten, siehe Abb. 2).

**Lycophyta (Bärlappgewächse):** Diese für das Karbon so charakteristische Pflanzengruppe (Schuppenbäume, Siegelbäume) hat im Perm keine Bedeutung mehr.

**Filicophyta, Pteridospermae und Pteridophylla** (Farne, Farnsamer, farnlaubige Pflanzen) sind auch noch im Perm, vor allem im Unterperm häufig vertreten und im Unterperm Kärntens die häufigsten Pflanzenfossilien (Abb. 3). Von stratigraphischer Bedeutung sind die Formen *Callipteris* und *Taeniopteris*. Mit dem Einsetzen der Formengruppe *Callipte-*



Abb. 3: *Pecopteris schlotheimiana* STERNBERG, 1825. Fragment eines Farnwedels aus der Werchzirm-Formation vom Ulrichsberg (aus FRITZ, BOERSMA & KRAINER 1990, Abb. 65).



Abb. 4: *Callipteris cf. conferta* (STERNBERG, 1833) BRONGNIART, 1849. Wedelfragment eines Farnsamers aus der Laas-Formation oberhalb Kötschach (aus FRITZ, BOERSMA & KRAINER 1990, Abb. 78).

*ris conferta* wird in den kontinentalen Sedimenten häufig die Untergrenze des Perms gezogen (Abb. 4).

**Cordaitospermae (Cordaitenbäume)** sind aus allen Rotliegendfloraen Kärntens bekannt.

**Coniferae (Nadelhölzer):** Die erstmals im obersten Stefan auftretenden Nadelhölzer erlebten im Perm eine gewaltige Entwicklung, sind aber in den unterpermischen Sedimenten Kärntens noch nicht sehr häufig vertreten. Es handelte sich um mittelgroße Holzbäume, die früher als „Walchien“ bezeichnet wurden und heute mit den Gattungen *Lebachia* und *Ernestiodendron* vertreten sind (Abb. 5). Die Lebachiaceen waren kleine Bäume mit araucarienähnlicher Wuchsform.

## Tierwelt

Im Perm zeigen einige Tiergruppen eine rückläufige Entwicklung, wie etwa die Muscheln oder Gastropoden, einige Gruppen sterben ganz aus, wie beispielsweise die Trilobiten, rugosen Korallen oder einige Echinodermaten. Andere Tiergruppen wieder erlebten im Perm einen starken Aufschwung bzw. eine Blütezeit, wie z. B. die Großforaminiferen, Brachiopoden, Ammoniten, Insekten und Reptilien.

Die wichtigsten Leitfossilien im Perm sind in den kontinentalen Sedimenten: Pflanzenreste und Sporomorphen (fossile Sporen und Pollen), Reptilien und deren Fährten, Conchostraken; in den marinen Sedimenten: Ammoniten, Conodonten, Großforaminiferen und Brachiopoden.



Abb. 5: Coniferenzweig aus der Laas-Formation oberhalb Kötschach (aus FRITZ, BOERSMA & KRÄINER 1990, Abb. 17, dort als *Ernestiodendron filiciformia* publiziert, nach einer freundl. Mitt. von Prof. A. FRITZ handelt es sich aber vermutlich um *Lebachia goeppertiana*).

**Einzeller** (Protozoa): Wie im Oberkarbon so stellt auch das Perm für die Großforaminiferen eine Blütezeit dar. Großforaminiferen treten vereinzelt, auch in den Karnischen Alpen, in gesteinsbildender Häufigkeit auf.

In letzter Zeit haben in Tiefseesedimenten Radiolarien zunehmend an Bedeutung gewonnen.

**Coelenteraten** (Hohltiere): Schwämme und Korallen treten im Perm häufig als Riffbildner auf, auch die Bryozoen (Moostierchen), die im Perm sehr häufig sind.

**Mollusken** (Weichtiere): Muscheln und Gastropoden sind in den permischen Ablagerungen vertreten, zeigen aber insgesamt eine rückläufige Entwicklung. In limnischen Sedimenten des Perms sind Süßwassermuscheln weit verbreitet. Die Brachiopoden erleben im Perm ihre letzte große Entwicklungsphase und stellen wichtige Leitfossilien. Allerdings sterben im Perm viele paläozoische Formen aus.

Bei den **Cephalopoden** (Kopffüßer) vollzieht sich im Perm die Entwicklung von den „paläozoischen Ammoniten“ (Goniatiten) zu den „mesozoischen Ammoniten“ (Ceratiten).

**Arthropoden** (Gliederfüßer): Die Trilobiten, die schon im Karbon einen starken Rückgang verzeichneten, sterben im Perm aus.

In limnischen Sedimenten sind Conchostraken (kleine Süßwasserkrebse) von großer Bedeutung, in den kontinentalen Sedimenten spielen Insektenreste und Arthropodenfährten eine große Rolle. Die Insekten erleben

ten im Oberkarbon und Perm ihre erste Blütezeit. Fossil erhalten sind in erster Linie die Abdrücke von Insektenflügeln, die in feinkörnigen kontinentalen Sedimenten für die stratigraphische Einstufung oft von großer Bedeutung sind.

**Amphibien** (Lurche) und deren Lebensspuren sind in den limnischen Ablagerungen weit verbreitet, ihr erster Höhepunkt war jedoch bereits im Karbon.

**Reptilien** erlebten im Oberperm ihre erste Blütezeit, Reptilienfährten bilden in kontinentalen Ablagerungen wichtige Fossilien.

**Acritarchen** sind im Perm weit verbreitet und stellen ebenfalls wichtige Leitformen. Bei den Acritarchen handelt es sich um eine künstliche Gruppe verschiedener Nannofossilien (kleine Mikrofossilien mit einer Größe von 10–50  $\mu\text{m}$ ) unbekannter systematischer Stellung.

Der scharfe „Faunenschnitt“ an der Perm/Trias-Grenze wurde bislang vielfach überbewertet und ist häufig durch einen plötzlichen und scharfen Fazieswechsel (durch die plötzliche Änderung der Lebensbedingungen) bedingt.

## DIE PERMVORKOMMEN KÄRNTENS

Die Verbreitung der wichtigsten Permorkommen Kärntens ist aus Abb. 6 ersichtlich.

### OSTALPIN

In den ostalpinen Einheiten nördlich der Periadriatischen Naht (Gurktaler Decke, Drauzug) ist das Perm in kontinentaler Fazies (fluviatile und limnische Sedimente) ausgebildet, wobei klastische Rotsedimente, sogenannte „Red beds“, vorherrschen. Stellenweise sind in die Abfolge saure vulkanische Gesteine eingeschaltet.

Die Mächtigkeit der permischen Abfolgen beträgt selten mehr als 300 m, maximal rund 500 m. Fossilreste sind nur von wenigen Stellen aus den unterpermischen Sedimenten bekannt, die permischen Ablagerungen sind weitgehend fossilfrei, daher ist auch eine biostratigraphische Untergliederung (stratigraphische Untergliederung aufgrund der in den Sedimenten enthaltenen Leitfossilien) dieser permischen Sedimentabfolgen nicht möglich.

Lithostratigraphisch wird das kontinentale Perm in Kärnten in zwei Einheiten untergliedert: im Drauzug in Laas-Formation (Unterperm) und Gröden-Formation (Oberperm), und in der Gurktaler Decke in Werchzirm-Formation (Unterperm) und Gröden-Formation (Oberperm).

Die permischen Sedimente liegen diskordant auf dem variszischen Grundgebirge, nur am NW-Rand der Gurktaler Decke, im Stangnock-Königstuhlgebiet setzt die postvariszische Sedimentation bereits mit oberkarbonen Sedimenten (Stangnock-Formation) ein. Dort liegen die permischen Ablagerungen auf den Oberkarbonsedimenten.



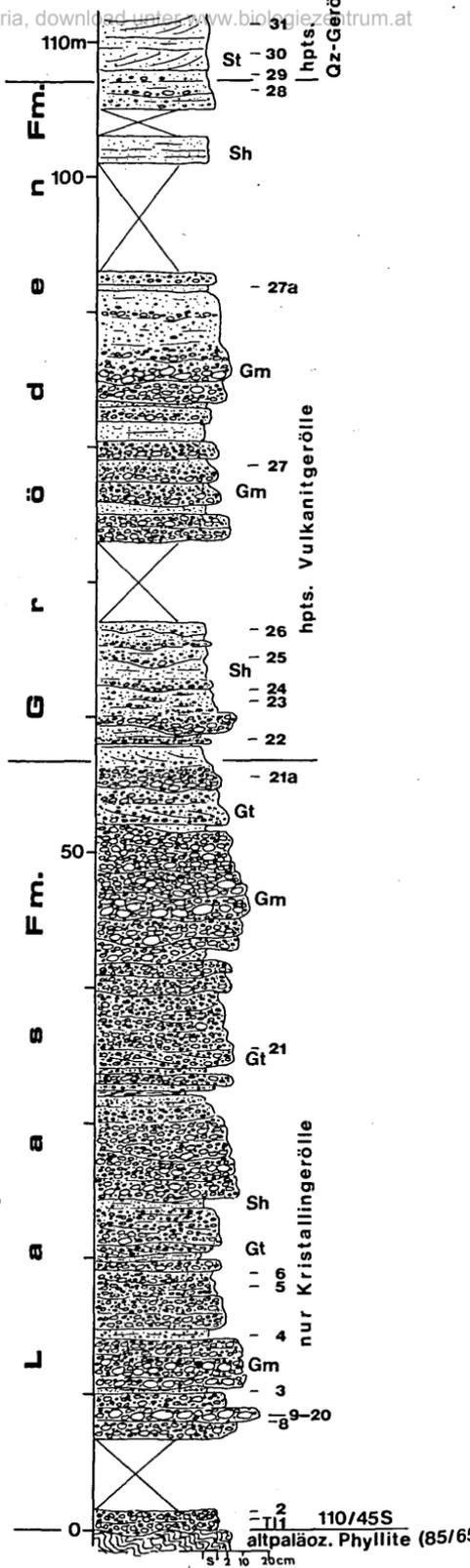
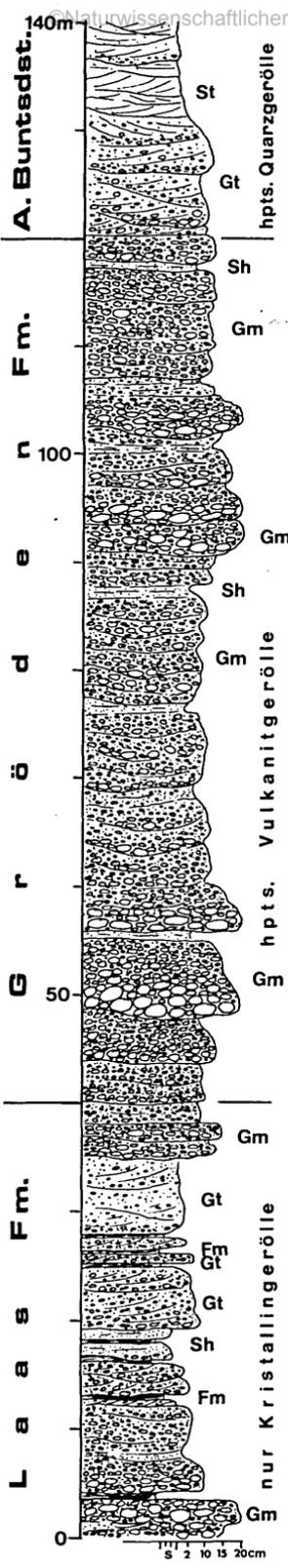


Abb. 7:  
 Profile durch die Laas-  
 Formation und Gröden-  
 Formation im  
 nördlichen Drauzug  
 (links: Profil Riedgraben,  
 aufgeschlossen entlang des Weges von  
 Aichach nach Liesing,  
 rechts: Profil Achernigg,  
 aufgeschlossen entlang des Weges  
 NW Achernigg,  
 Stockenboi) (aus KRAI-  
 NER 1990, Abb. 3  
 und 7).

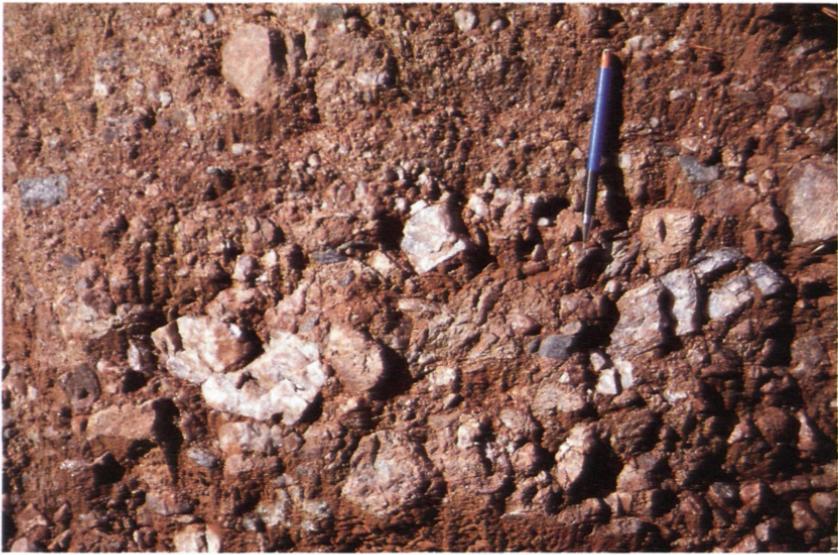


Abb. 8: Schlecht sortiertes und schlecht gerundetes polymiktes Konglomerat mit grobsandiger Grundmasse, bestehend aus diversen metamorphen Geröllen (v. a. Glimmerschiefer- und Phyllitgerölle, auch Granitgneisgerölle). Basale Laas-Formation, Profil Riedgraben.

Die permischen Sedimente wurden in Becken abgelagert, die durch im Anschluß an die variszische Orogenese im Oberkarbon einsetzende Bruchtektonik herausgeformt wurden (intermontane Molassebecken). Diese Molassebecken wurden mit dem Abtragungsschutt der variszischen Gebirge aufgefüllt. Die Bruchtektonik ist auf Dehnung der Erdkruste zurückzuführen, verbunden mit weitausgedehnten Aufschmelzungsprozessen in der unteren Erdkruste. Dehnungstektonik und Aufschmelzungsprozesse sind auch verantwortlich für die im Unterperm Mitteleuropas weit verbreitete vulkanische Tätigkeit.

### Das Perm des Drauzuges

#### Laas-Formation

Die Sedimente der Laas-Formation liegen auf dem kristallinen Grundgebirge (Gailtalkristallin, am Nordrand z. T. leicht metamorphes Altpaläozoikum der Goldeck-Gruppe).

Die Laas-Formation ist am Nordrand (Raum Stockenboi) geringmächtig (rund 50 m), überwiegend in Form grobkörniger, ungeschichteter, schlecht sortierter, intensiv rot gefärbter Sedimente (Konglomerate, grobkörnige Sandsteine) mit vereinzelt Komponenten bis zu über 20 cm Korngröße entwickelt (siehe Profile Abb. 7 sowie Abb. 8). Die Gerölle sind meist ziemlich schlecht gerundet.

Es handelt sich um Ablagerungen proximaler alluvialer Schuttfächer, auf denen die Sedimente unter semiariden klimatischen Bedingungen in

Form von Schuttströmen und Schichtfluten, teilweise auch als Rinnenfüllungen abgelagert wurden.

Im höheren Teil der Abfolge sind mitunter auch fluviatile Sequenzen eines verzweigten Flußsystems entwickelt, die an der Basis mit Konglomeraten einsetzen, nach oben in Sandsteine übergehen und am Top glimmerreiche, teilweise durchwühlte feinkörnige Überflutungssedimente aufweisen.

Die Konglomerate sind polymikt, an Geröllen finden sich diverse Glimmerschiefer-, Quarz-, Phyllit- und Granitgneisgerölle.

Die Sandsteine sind als schlecht sortierte angulare lithische Arenite zu bezeichnen, bestehen hauptsächlich aus polykristallinen Quarzkomponenten und metamorphen Gesteinsbruchstücken. Der Gehalt an detritischen Feldspäten ist mäßig, der Matrixgehalt relativ hoch. Bei den durchsichtigen Schwermineralen dominiert Turmalin neben Zirkon, Rutil und Apatit, stellenweise ist auch Granat enthalten.

Auf der Südseite des Drauzuges, beispielsweise oberhalb von Kötschach, ist die Laas-Formation wesentlich mächtiger (oberhalb Kötschach rund 150 m). Die Sedimente sind auch feinkörniger, in die Konglomerate und Sandsteine sind oft bis zu mehrere Meter mächtige, meist intensiv durchwühlte Siltsteine eingeschaltet (siehe Profil Abb. 9). Die Siltsteine enthalten vereinzelt Kalzitkonkretionen, aus denen Fischschuppen und Fischzähne beschrieben wurden, sowie dünne Kalklagen mit Ostrakoden und Spirorben.

Geringmächtige feinkörnige, grau gefärbte Sedimenteinschaltungen an der Basis der Abfolge haben oberhalb von Kötschach auch fossile Pflanzenreste geliefert (u. a. *Annularia sphenophylloides*, *Annularia stellata*, *Asterophyllites equisetiformis*, *Calamites*, *Sphenophyllum angustifolium*, *Callipteris cf. conferta*, *Dicksonites pluckenettii*, *Neuropteris*, *Odontopteris*, *Pecopteris*, *Ernestiodendron filiciformia* siehe Abb. 4, 5). Die Pflanzenfossilreste erlauben eine Einstufung in das tiefste Unterperm. Nördlich von Kötschach konnte in sandigen Sedimenten auch eine Gesteinsplatte mit Tetrapodenfährten gefunden werden, die im Rathaus von Kötschach ausgestellt ist.

Die Sedimente der Laas-Formation sind Ablagerungen distaler alluvialer Schuttfächer, die stellenweise in eine feinkörnige Playa-Fazies übergehen, wobei die Fossilreste in den Kalkkonkretionen und Kalklagen auf zumindest zeitweise Wasserbedeckung hinweisen (Playa ist eine Bezeichnung für Seen in semiariden und ariden Klimabereichen, die regelmäßig austrocknen und nur zeitweise mit Wasser bedeckt sind).

Oberhalb Kötschach sind am Top der Laas-Formation auch knapp 10 m mächtige Vulkanite aufgeschlossen. Diese unterpermischen Vulkanite erreichen an der Südseite der Lienzer Dolomiten eine Mächtigkeit von mindestens 80–100 m. Es handelt sich um saure Vulkanite (Tuffe und Ignimbrite).

Die Mächtigkeits- und Faziesverteilung – geringmächtig und grobkörnig auf der Nordseite, mächtiger und feinkörniger auf der Südseite –

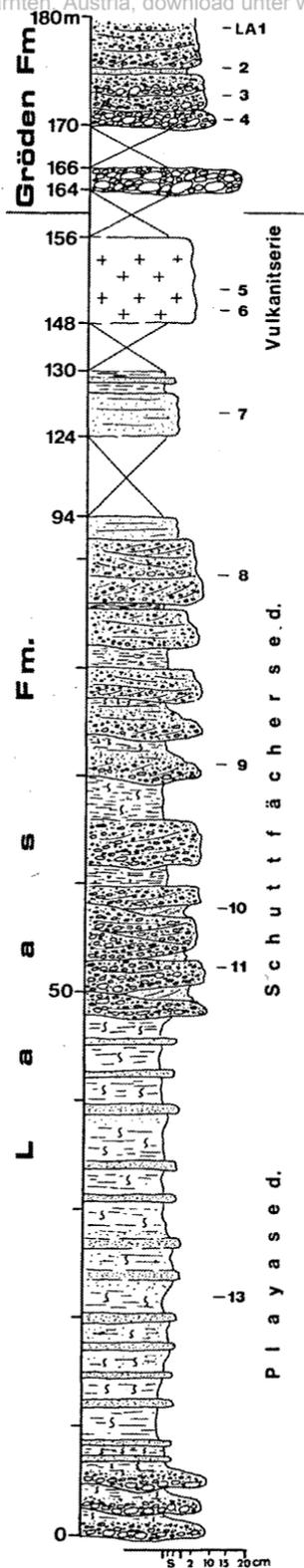


Abb. 9:  
 Profil durch den oberen Teil der Laas-Formation nördlich Kötschach, aufgeschlossen entlang der Forststraße von Lanz zur Dellacher Alm) (aus KRAINER 1990, Abb. 13).

weist auf eine Schüttung der Sedimente aus Nord bis Nordwest nach Süd bis Südost. Die Rotfärbung der Sedimente und Fossilarmut weist auf Entstehung unter semiariden klimatischen Bedingungen. Die Sedimente wurden durch episodische Schüttungen auf riesigen alluvialen Schuttfächern mit ephemeraler Wasserführung abgelagert, stellenweise waren feinkörnige Playa-Komplexe mit zeitweiliger Wasserbedeckung entwickelt.

### Gröden-Formation

Mit einer scharfen Grenze folgen über der Laas-Formation die Sedimente der Gröden-Formation. Die scharfe Grenze wird durch eine plötzliche und markante Änderung in der Zusammensetzung der Sedimente hervorgerufen: die Sedimente der Gröden-Formation sind zum Großteil aus Aufarbeitungsprodukten der intrapermischen Vulkanite aufgebaut. Vulkanische Aufarbeitungsprodukte fehlen in den Sedimenten der Laas-Formation dagegen vollkommen.

Die Gröden-Formation setzt sich im wesentlichen aus rot gefärbten Konglomeraten und Sandsteinen zusammen, feinkörnige Sedimente fehlen weitgehend (siehe Profile in Abb. 7).

Die Konglomerate sind ungeschichtet bis schlecht geschichtet und meist schlecht sortiert und bestehen überwiegend (z. T. bis zu über 80%) aus Vulkanitgeröllen, untergeordnet aus Quarzgeröllen, wobei die Gerölle nicht selten gut gerundet sind (Abb. 10). Die Korngröße beträgt maximal rund 20 cm. Es handelt sich überwiegend um fanglomeratartige, ephemere Schüttungen, teilweise auch um Rinnenfüllungen.

Die meist grobkörnigen Sandsteine sind häufig horizontalgeschichtet, selten trogförmig schrägeschichtet. Es sind lithische Arenite mit einem hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten (Porphyrquarze und vulkanische Gesteinsbruchstücke), untergeordnet sind auch polykristalline Quarze, metamorphe Gesteinsbruchstücke und detritische Glimmer enthalten. Detritische Feldspäte fehlen meist völlig, der Matrixgehalt ist etwas niedriger als in den Sandsteinen der Laas-Formation. Bei den durchsichtigen Schwermineralien dominiert nun Zirkon neben geringen Anteilen an Turmalin und Rutil, Apatit fehlt.

Die Sedimente wurden unter weitgehend ariden klimatischen Bedingungen auf riesigen alluvialen Schuttfächern und Schwemmebenen in Form von ephemeralen Schüttungen (Fanglomerate) und Rinnenfüllungen abgelagert.

Auf der Südseite des Drauzuges sind innerhalb der Gröden-Formation auch feinklastische Sedimentabfolgen mit eingeschalteten Karbonatlagen (mit Caliche-Ooiden) und Karbonatkonkretionen entwickelt, die als Caliche-Horizonte (Kalkkrustenböden) gedeutet werden. Solche Kalkkrustenböden entstehen in trockenen, warmen Klimabereichen mit hohen Verdunstungsraten (Verdunstung ist höher als der Niederschlag). Dabei steigt im Boden (Sediment) das Grundwasser kapillar nach oben und verdunstet an der Oberfläche, dabei werden die im Wasser gelösten Verbindungen (Ca etc.) in Form von Kalkkrusten und Kalkkonkretio-



Abb. 10: Wechsellagerung von Konglomeraten und Sandsteinen aus der Gröden-Formation nördlich Kötschach (oberhalb Lanz). Die konglomeratischen Lagen sind schlecht sortiert und enthalten sehr viel sandige Grundmasse. Bei den Komponenten, die teilweise gut gerundet sind, handelt es sich überwiegend um aufgearbeitete Vulkanitgerölle des intrapermischen Vulkanismus (am Foto rötlich-braun), untergeordnet treten auch Quarzgerölle (hell), selten Kristallingerölle auf.

nen ausgefällt. Dünne Algenmatten in den Kalklagen weisen auf zeitweilige Wasserbedeckung hin. Diese feinkörnigen Sedimente können somit ebenfalls als Playa-Ablagerungen gedeutet werden.

Die Ablagerungen der Gröden-Formation zeigen eine sehr ähnliche Faziesverteilung wie die der Laas-Formation: im N und NW proximale grobkörnige alluviale Schuttfächersedimente, die nach Süden und SE feinkörniger und mächtiger werden und stellenweise in Playa-Komplexe übergehen.

Bis auf die verkieselten Baumstämme von Laas sind die Sedimente der Gröden-Formation völlig fossilieer, werden aufgrund von stratigraphischen Vergleichen sowie der über- und unterlagernden Sedimente in das Oberperm (Zechstein) gestellt.

Bei den bis zu mehrere Meter langen Resten verkieselter Baumstämme, die oberhalb des Kraftwerkes von Laas gefunden wurden (heute Naturdenkmal), handelt es sich um echte Versteinerungen. Nachdem die Baumstämme mit Sediment verschüttet wurden, drangen kieselensäurereiche Lösungen in das Holz ein, wobei sich die Kieselsäure, die von der Verwitterung vulkanischer Gesteine stammt, im Holz absetzte (liegt heute als Chalcedon vor) und die feinen Zellstrukturen so gut konservierte, daß sie fast so gut wie bei lebenden Pflanzen erhalten sind (Abb. 11).

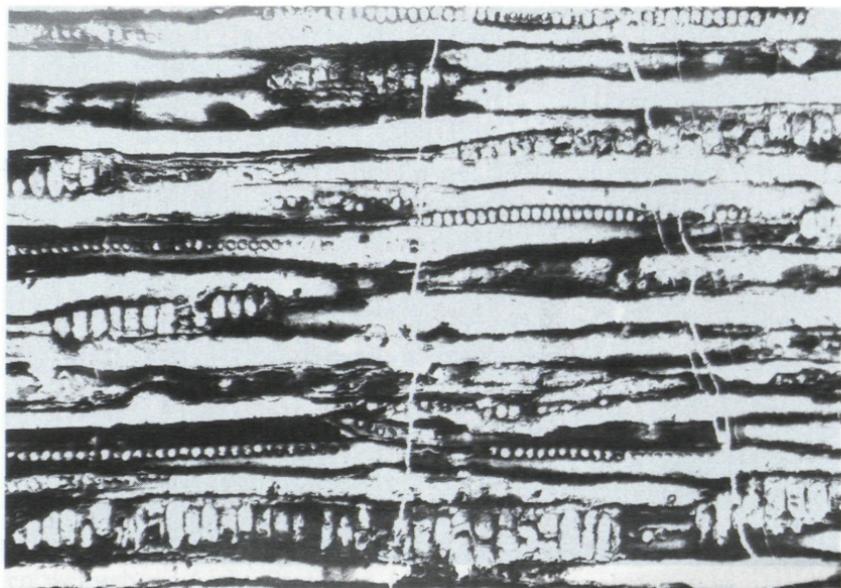


Abb. 11: Mikroskopische Dünnschliffaufnahme vom verkieselten Holzstamm aus der Gröden-Formation oberhalb des Kraftwerkes in Laas. Die Zellstrukturen des Holzstammes sind noch deutlich erkennbar, die Zwischenräume des Holzgewebes sind mit Kieselsäure in Form von Chalcedon ausgefüllt. Bildbreite ca. 1 mm.

Der große Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten in den Sedimenten der Gröden-Formation weist darauf hin, daß riesige Mengen an intrapermischen Vulkaniten wieder aufgearbeitet worden sein müssen. Die am Top der Laas-Formation stellenweise entwickelten Vulkanite waren also ursprünglich wesentlich mächtiger und auch weiter verbreitet, bevor sie im Oberperm wieder aufgearbeitet wurden. Daher ist zwischen der Laas- und der Gröden-Formation auch eine Schichtlücke größeren Umfangs anzunehmen (umfaßt vermutlich den höheren Teil des Rotliegenden und den tieferen Teil des Zechsteins).

Wiederum mit einer scharfen Grenze folgen über der Gröden-Formation die Sedimente des Alpenen Buntsandsteins, die bereits in die unterste Trias (unteres Skyth) einzustufen sind. Die Grenze Gröden-Formation-Alpene-Buntsandstein-Formation entspricht vermutlich ungefähr der Perm-Trias-Grenze.

### Das Perm der Gurktaler Decke

Innerhalb der Gurktaler Decke ist das Perm sehr ähnlich ausgebildet wie im Drauzug und besteht aus zwei Formationen, der Werchzirm-Formation (benannt nach der Werchzirmalpe westlich Turrach) und der Gröden-Formation. Aufgeschlossen sind permische Sedimente im Bereich des Ulrichsberges, am Christophberg, an der Basis der Krappfeldtrias nördlich Brückl und in den St. Pauler Bergen, vor allem im Bereich Wunderstätten.

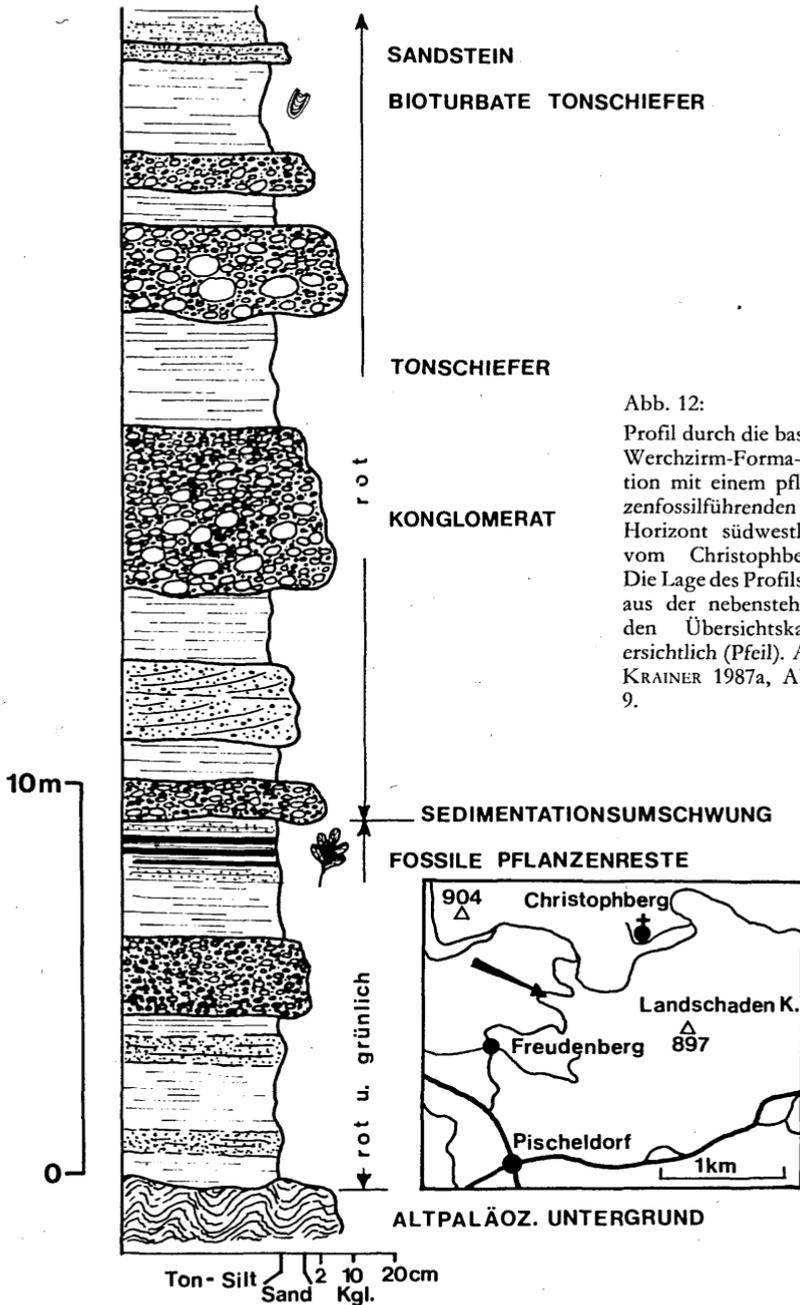


Abb. 12:  
 Profil durch die basale Werchzirm-Formation mit einem pflanzenfossilführenden Horizont südwestlich vom Christophberg. Die Lage des Profils ist aus der nebenstehenden Übersichtskarte ersichtlich (Pfeil). Aus KRAINER 1987a, Abb. 9.

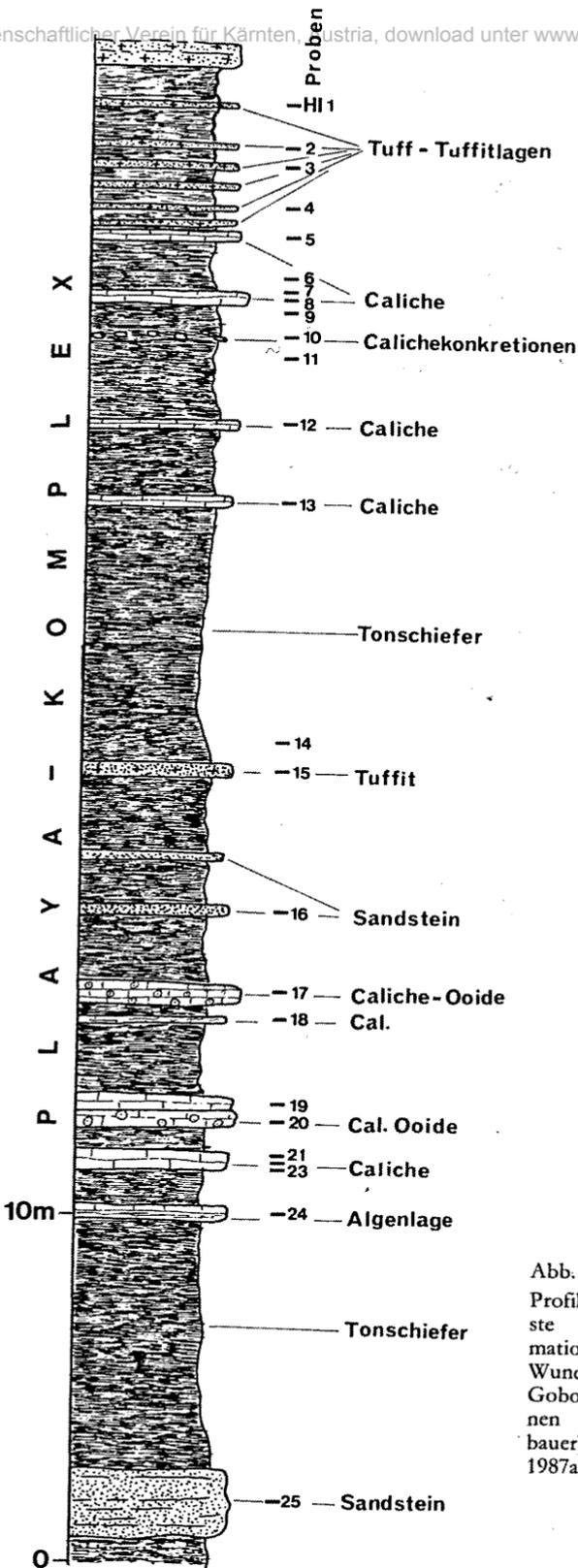


Abb. 13:  
Profil durch die oberste Werchzirm-Formation im Bereich Wunderstätten (NW Gobold, beim verfallenen Gehöft Hieselbauer), nach KRÄINER 1987a.

## Werchzirm-Formation

Die Sedimente der Werchzirm-Formation liegen im Mittelkärntner Raum diskordant auf den leicht metamorph überprägten altpaläozoischen Gesteinsserien der Magdalensbergserie. Am NW-Rand der Gurktaler Decke (Königstuhl-Stangnock-Gebiet) liegen die permischen Sedimente auf den oberkarbonen Ablagerungen der Stangnock-Formation.

Die Werchzirm-Formation erreicht eine maximale Mächtigkeit von rund 180 m und besteht aus einer Abfolge von Konglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen und Tonschiefern. In feinkörnigen Sedimenten sind vereinzelt Karbonatkonkretionen und Karbonatlagen eingeschaltet. Am Top der Abfolge sind bis zu mehrere Zehnermeter mächtige Vulkanite entwickelt (siehe Profile in Abb. 12 und 13).

Die Konglomerate sind meist rot, selten grünlichgrau gefärbt, polymikt, schlecht sortiert, die Gerölle sind überwiegend schlecht gerundet, der Matrixanteil ist oft sehr hoch.

An Komponenten sind Karbonat-, rote Tonschiefer-, Siltstein-, Sandsteingerölle, phyllitische Komponenten, Kieselschiefer und selten Quarzgerölle enthalten. Die Gerölle stammen aus dem altpaläozoischen Untergrund.

Die Sandsteine sind im unteren Abschnitt oft grünlichgrau, sonst rot gefärbt, ungeschichtet bis undeutlich horizontalgeschichtet.

Hinsichtlich der Zusammensetzung sind es lithische Arenite bis lithische Wacken. Auch die Sandsteine sind schlecht sortiert, die Komponenten

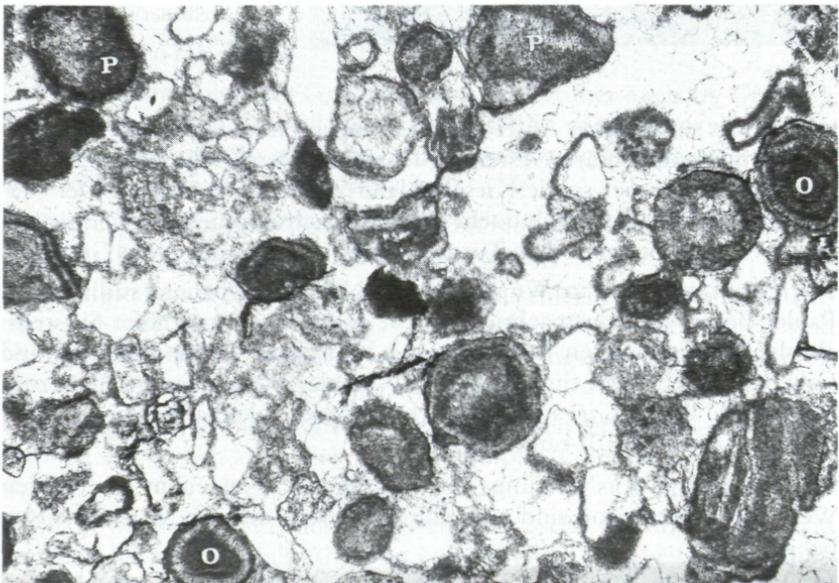


Abb. 14: Kalkkrustenlage aus der Oberen Werchzirm-Formation mit Caliche-Ooiden (O) und Caliche-Peloiden (P), südliche St. Pauler Berge, Profil beim verfallenen Gehöft Hieselbauer. Mikroskopische Dünnschliffaufnahme, Bildbreite ca. 4 mm.



Abb. 15:

Mikroskopische Dünnschliffaufnahme einer dünnen Algenlage, aufgebaut aus dunkelgrauen Algenfäden und hellem Kalzitcement dazwischen. Die Algenlage ist rund 6 mm dick und in siltigen Sedimenten eingebettet. Die Probe stammt aus dem oberen Teil der Werchzirm-Formation der südlichen St. Pauler Berge (beim verfallenen Gehöft Hieselbauer). Bildbreite ca. 6 mm.

angular bis subangular. An Komponenten sind mono- und polykristalline Quarze, sedimentäre Gesteinsbruchstücke, detritische Feldspäte und detritische Glimmer sowie Kieselschieferfragmente enthalten. Der Matrixanteil ist meist ziemlich hoch. Bei den durchsichtigen Schwermineralien überwiegt Zirkon neben Turmalin, Rutil, Apatit und etwas Granat.

Interessant sind die in Wunderstätten NW Hieselbauer (südliche St. Pauler Berge) in einer mächtigeren, rot gefärbten Tonschiefer-Siltsteinabfolge eingeschalteten Kalklagen mit typischen Caliche-Peloiden und Caliche-Ooiden sowie dünnen grauen Algenlagen (u. a. fädige Blaugrünalgen vom Typus *Girvanella*) innerhalb dieser Kalkbänke (siehe Profil Abb. 13 sowie Abb. 14 und 15).

Geringmächtige (bis zu einige dm) Tuffeinschaltungen in der basalen Werchzirm-Formation sind vom Christophberg und aus Wunderstätten bekannt.

Mächtigere saure Vulkanite in Form von fein-grobkörnigen Kristalltuffen und selten Ignimbriten sind am Top der Werchzirm-Formation entwickelt, vor allem im Bereich des Christophberges und in den südlichen St. Pauler Bergen (Wunderstätten).

Diese sauren pyroklastischen Gesteine bestehen aus vulkanischen Lockerprodukten, die im Zuge explosiver Vulkantätigkeit aus einem zentralen Förderschlot oder aus Spalten ausgeworfen wurden. In den Lienzer Dolomiten sind innerhalb der intrapermischen Vulkanite auch Ignimbrite (Glutwolkenabsätze) eingeschaltet, die zeigen, daß es auch zu Glutwolkenausbrüchen gekommen ist. Diese explosive Form der vulkanischen Tätigkeit ist typisch für saure Magmen, die sehr zähflüssig sind und nur schwer entgasen. Daher kann sich nahe der Erdoberfläche im aufsteigenden Magma durch die Expansion der Gase ein hoher Überdruck entwickeln, was schließlich zu einer vulkanischen Explosion führt.

Im tieferen Abschnitt der Werchzirm-Formation sind an mehreren Stellen (Ulrichsberg, Christophberg, Wunderstätten) feinkörnige, grünlich-graue Sedimente eingeschaltet, die fossile Pflanzenreste geliefert haben. Vor allem in Wunderstätten konnte eine relativ reiche Pflanzenfossilvergesellschaftung aufgesammelt werden (u. a. *Annularia sphenophylloides*, *A. stellata*, *Sphenophyllum angustifolium*, *S. oblongifolium*, *Sigillaria brardii*, verschiedene *Pecopteris*-Arten, *Pseudomariopteris busquetii* und *Ernestiodendron* sp., Abb. 2, 3). Dies weist darauf hin, daß im untersten Perm das Klima noch eher humid war und sich erst im Verlaufe des Unterperms geändert hat.

Die Sedimente der Werchzirm-Formation werden als Ablagerungen ausgedehnter alluvialer Schuttfächer interpretiert. Kalklagen in den feinkörnigen Sedimenten in Wunderstätten zeigen, daß diese Schwemmfächer lateral in Playa-Komplexe übergingen. Die dünnen Algenlagen zeigen, daß diese Playa-Komplexe zeitweise mit Wasser bedeckt waren.

### Gröden-Formation

Die Sedimentabfolge der Gröden-Formation (früher auch als Griffener Schichten bezeichnet) wird maximal rund 150 m mächtig und ist sowohl was die Fazies als auch die Zusammensetzung betrifft, sehr ähnlich der Gröden-Formation des Drauzuges.

Es handelt sich um eine Wechselfolge von Konglomeraten und Sandsteinen, feinkörnige Sedimente fehlen weitgehend.

Die Konglomerate sind meist ungeschichtet, schlecht sortiert und enthalten recht viel sandige Grundmasse. Einzelne Konglomeratlagen sind bis über 1 m mächtig, teilweise rinnenförmig eingeschnitten. Die Gerölle erreichen Korngrößen bis zu rund 25 cm.

Vulkanitgerölle dominieren auch hier, neben den recht häufigen Quarzgeröllen finden sich aber auch Kristallingerölle (Glimmerschiefer, Gneise, Phyllite) und selten Lydite.

Auch die Sandsteine sind ähnlich zusammengesetzt wie im Drauzug und bestehen aus einem hohen Anteil an vulkanischen Aufarbeitungsprodukten (Abb. 16). Die Sedimente der Gröden-Formation sind durchwegs rötlich gefärbt. Die rote Gesteinsfarbe stammt von fein verteiltem Hämatitpigment, das nach der Ablagerung durch diagenetische Prozesse im Sediment entstanden ist.

''

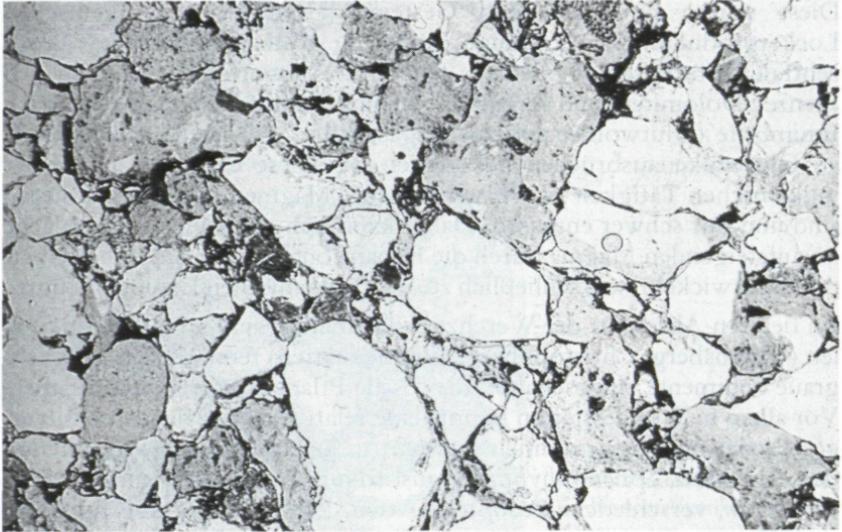


Abb. 16: Mikroskopische Dünnschliffaufnahme eines Sandsteines aus der Gröden-Formation vom Christophberg. Der Sandstein ist schlecht sortiert, die Komponenten sind überwiegend angular. Der Sandstein ist hauptsächlich aus vulkanischen Gesteinsbruchstücken (bräunlich) und Quarzkomponenten (hell) zusammengesetzt. Bildbreite ca. 4x7 mm.

Es handelt sich um ephemere Schüttungen (schichtflutartige Ereignisse), selten um Rinnenfüllungen, die unter mehr oder weniger ariden klimatischen Bedingungen auf riesigen Schwemmebenen abgelagert wurden. Die Abfolge der Gröden-Formation ist völlig fossilieer, was auf ein recht lebensfeindliches, wüstenhaftes Klima hinweist. Interessant ist das scheinbar völlige Fehlen von äolischen Sedimenten (Sanddünen etc.), wie sie für aride Klimabereiche meist typisch sind. Auch feinkörnige Playa-Sedimente sind nicht bekannt.

Die Grenze zum überlagernden Alpenen Buntsandstein ist analog zum Drauzug auch hier scharf ausgebildet und äußert sich in Form eines markanten Sedimentationsumschwunges. Gute Aufschlüsse der Gröden-Formation finden sich am Fuße des Ulrichsberges, nördlich Brückl und in den südlichen St. Pauler Bergen.

## SÜDALPIN

In den südalpinen Einheiten südlich der periadriatischen Naht (Karnische Alpen, Karawanken) sind die permischen Sedimente fast durchwegs flachmariner Entstehung und liegen sowohl in Form von klastischen (Konglomerate, Sandsteine, Siltsteine und Tonschiefer) als auch karbonatischen Sedimenten (verschiedene Kalke, auch Dolomite und Mergel) vor, wobei letztere überwiegen.

In den Karnischen Alpen und Karawanken setzt die postvariszische Molassesedimentation bereits im Oberkarbon ein, und zwar mit den

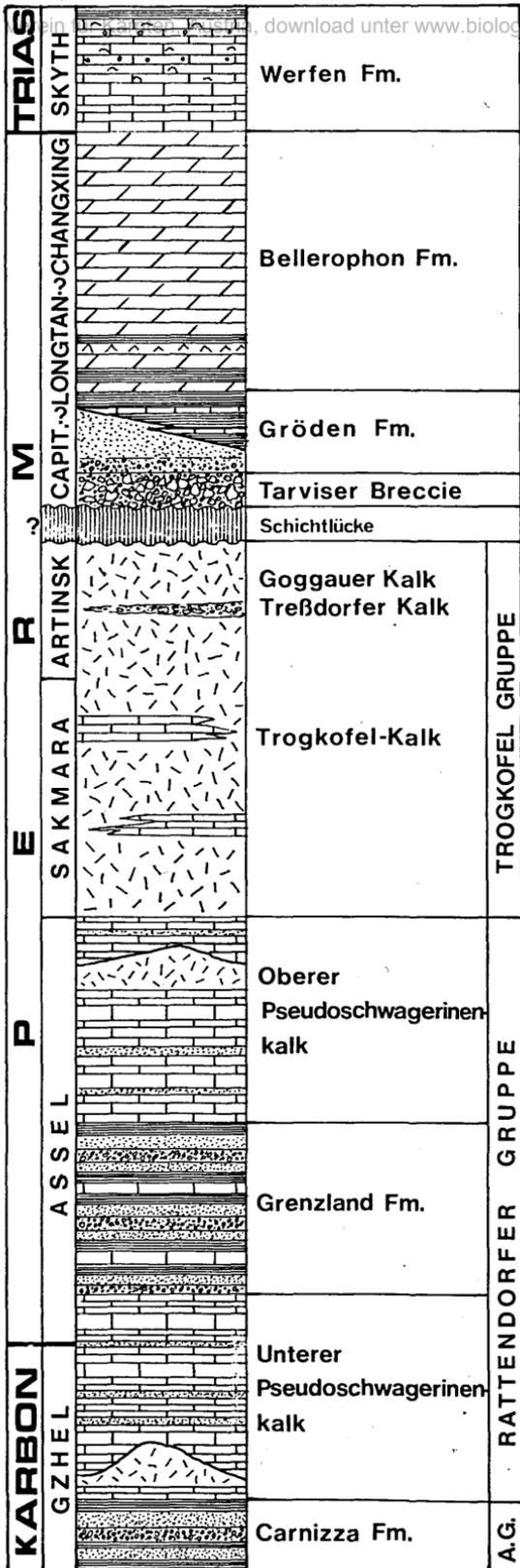


Abb. 17:  
Schematisches Profil  
durch die permische  
Schichtabfolge der  
Karnischen Alpen.

Ablagerungen der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe, die mit einer klassischen Winkeldiskordanz über den variszisch gefalteten paläozoischen Gesteinen liegen.

Die Ablagerungen des südalpinen Perms sind mit gut 1000 m auch wesentlich mächtiger als im Ostalpin. Die Karbonate sind häufig fossilreich und enthalten auch die für die biostratigraphische Einstufung und Untergliederung wichtigen Großforaminiferen. Vulkanische Gesteine fehlen im südalpinen Perm der Karnischen Alpen und Karawanken, Auswirkungen der permischen Bruchtektonik sind auch in den Südalpen deutlich zu erkennen.

Die permische Sedimentabfolge der Karnischen Alpen und Karawanken wird in folgende Einheiten untergliedert (von unten nach oben, siehe auch Abb. 17):

Unterer Pseudoschwagerinenkalk	}	Rattendorfer Schichtgruppe
Grenzlandbänke		
Oberer Pseudoschwagerinenkalk	}	Troglkofel-Schichtgruppe
Troglkofel-Kalk		
Treßdorfer Kalk		
Goggauer Kalk		
Tarviser Breccie		
Gröden-Formation		
Bellerophon-Formation		

## Die permische Schichtabfolge in den Karnischen Alpen

### Rattendorfer Gruppe

In der Rattendorfer Schichtgruppe findet die flachmarine Sedimentation der oberkarbonen Auernig-Gruppe ihre Fortsetzung. Die Rattendorfer Schichtgruppe wird aufgrund der lithologischen Entwicklung dreigliedert in den überwiegend karbonatisch entwickelten Unteren Pseudoschwagerinenkalk, in die überwiegend klastisch ausgebildeten Grenzlandbänke und den wieder überwiegend karbonatisch aufgebauten Oberen Pseudoschwagerinenkalk (siehe Abb. 17).

Die klassischen Profile durch diese Schichtfolge sind in der Umgebung der Rattendorfer Alm aufgeschlossen (daher der Begriff Rattendorfer Gruppe): Schulterkofel, Ringmauer, Hüttenkofel, Rattendorfer Schneid, Zottachkopf, Zweikofel. Weitere gute Aufschlüsse finden sich im Bereich der Treßdorfer Höhe, der Reppwand und in der Garnitzenklamm.

### Unterer Pseudoschwagerinenkalk

Am besten aufgeschlossen ist der Untere Pseudoschwagerinenkalk (UPK) in der NW-Wand des Schulterkofels, auch die Aufschlüsse im Bereich der Ringmauer und am Hüttenkofel bieten einen guten Einblick in diese Abfolge.

Die Mächtigkeit bewegt sich meist zwischen 120 und 160 m. Die Grenze zur unterlagernden Carnizza-Formation (Obere Kalkarme Schicht-



Abb. 18: Rund 5 m mächtiger, aus massigen Kalken aufgebauter, linsenförmiger Algenmound („Algenriff“), eingebettet in gut gebankte Kalke des Unteren Pseudoschwagerinkalkes in der Nordwestwand des Schulterkofels (Karnische Alpen).

gruppe) der Auernig-Gruppe ist im Profil des Schulterkofels sehr schön aufgeschlossen. Die Grenze wird mit dem Einsetzen sandiger Kalke gezogen, die nach oben sehr rasch in gut gebankte Kalke und massige, teilweise dolomitisierte Kalke übergehen.

Insgesamt ist der UPK aus einer Wechselfolge von gebankten Kalken, massigen Kalken und fünf geringmächtigen Sandstein-Siltsteineinschaltungen aufgebaut.

Die gebankten Kalke sind durchwegs sehr fossilreich und meist mikritisch, d. h. die Grundmasse besteht aus einem verfestigten Kalkschlamm. Fossilinhalt und mikritische Grundmasse weisen auf relativ ruhige Sedimentationsbedingungen auf einem flachen Schelf unterhalb der Gezeitenzone (subtidal). Untergeordnet treten auch höherenergetische, besser ausgewaschene, fossilreiche Kalkbänke, sog. „Grainstones“ auf, deren Grundmasse aus diagenetisch gebildetem Karbonatzement besteht.

In bestimmten Horizonten sind die gebankten Kalke stark mikritisch, ganz dunkel gefärbt und enthalten Hornsteinknollen. Diese Kalke enthalten unter anderem auch Kieselspiculae (Schwammnadeln aus Kieselsäure) und verkieselte Ostrakodenschalen, die auf etwas tieferes Wasser (vielleicht 50 m) hinweisen.

Interessant sind die bis zu rund 30 m mächtigen massigen Kalke, die teilweise dolomitisiert sind und lateral sehr rasch auskeilen und von der gebankten Fazies abgelöst werden. Bei diesen riffähnlichen Körpern handelt es sich um sogenannte „Algen-Mounds“ oder „Algenriffe“

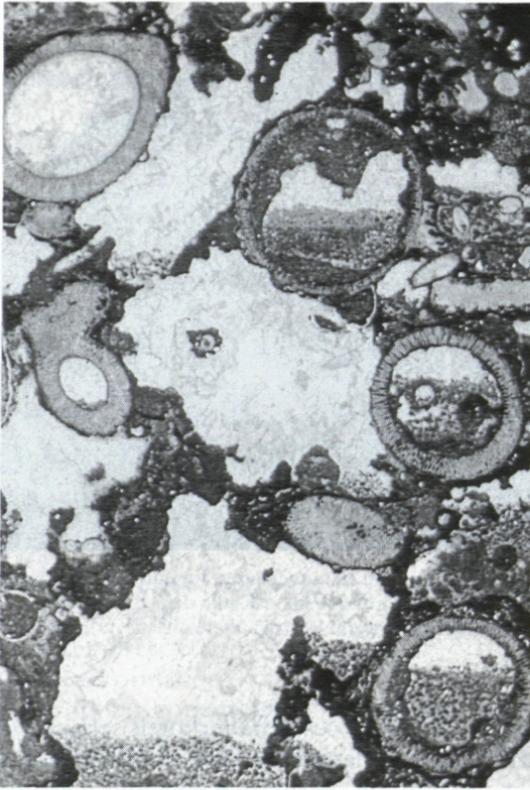


Abb. 19:

Mikroskopische Dünnschliffaufnahme eines massigen Kalkes von einem Algenmound. Der Kalk besteht aus einem Kalkalgerüst (*Anthracoportella*), zwischen den Kalkalgen befindet sich teils dunkelgrauer Karbonatschlamm (Mikrit) mit Pellets, die restlichen Hohlräume sind mit Kalzit zement ausgefüllt. In den Algenquerschnitten auf der rechten Bildhälfte sind schöne fossile Wasserwaagen erkennbar. Die Probe stammt aus dem Unteren Pseudoschwagerinenkalk südwestlich der Trefßdorfer Alm. Bildausschnitt ca. 10 × 16 mm.

(Abb. 18). Diese sind überwiegend aus Algenmikriten aufgebaut. Die Kalkalgen bauten ein riffähnliches Gerüst auf, zwischen den einzelnen Kalkalgen verfieng sich der Karbonatschlamm, sodaß allmählich riffartige Körper entstanden (Abb. 18, 19).

In die gebankte Fazies sind mehrmals geringmächtige Siltsteine und feinkörnige Sandsteine eingeschaltet. Diese sind recht gut sortiert, bestehen überwiegend aus Quarzkomponenten, auch metamorphe Gesteinsbruchstücke, detritische Glimmer und detritische Feldspäte sind enthalten, mitunter auch Ooide und kleine Fossilbruchstücke. Es sind flachmarine, küstennahe Ablagerungen, entstanden während einer Regression (Meeresspiegelabsenkung), als viel terrigenes Material in das Meer transportiert wurde. Dieser mehrmalige Wechsel von küstennahen, klastischen Ablagerungen (niedriger Meeresspiegelstand) über gebankte und massige Kalke bis hin zu den hornsteinführenden mikritischen Kalken (relativ hoher Meeresspiegelstand) deutet darauf hin, daß die Sedimentationsprozesse von vermutlich eustatischen Meeresspiegelschwankungen kontrolliert wurden. Möglicherweise sind diese Meeresspiegelschwankungen mit klimatischen Schwankungen im Zusammenhang mit der Gondwana-Vereisung auf der Südhalbkugel zu erklären. Der genaue Aufbau der Zyklen innerhalb der Sedimentabfolge ist jedoch noch nicht genau bekannt und muß im Detail erst herausgearbeitet werden.

ZWEIKOFEL

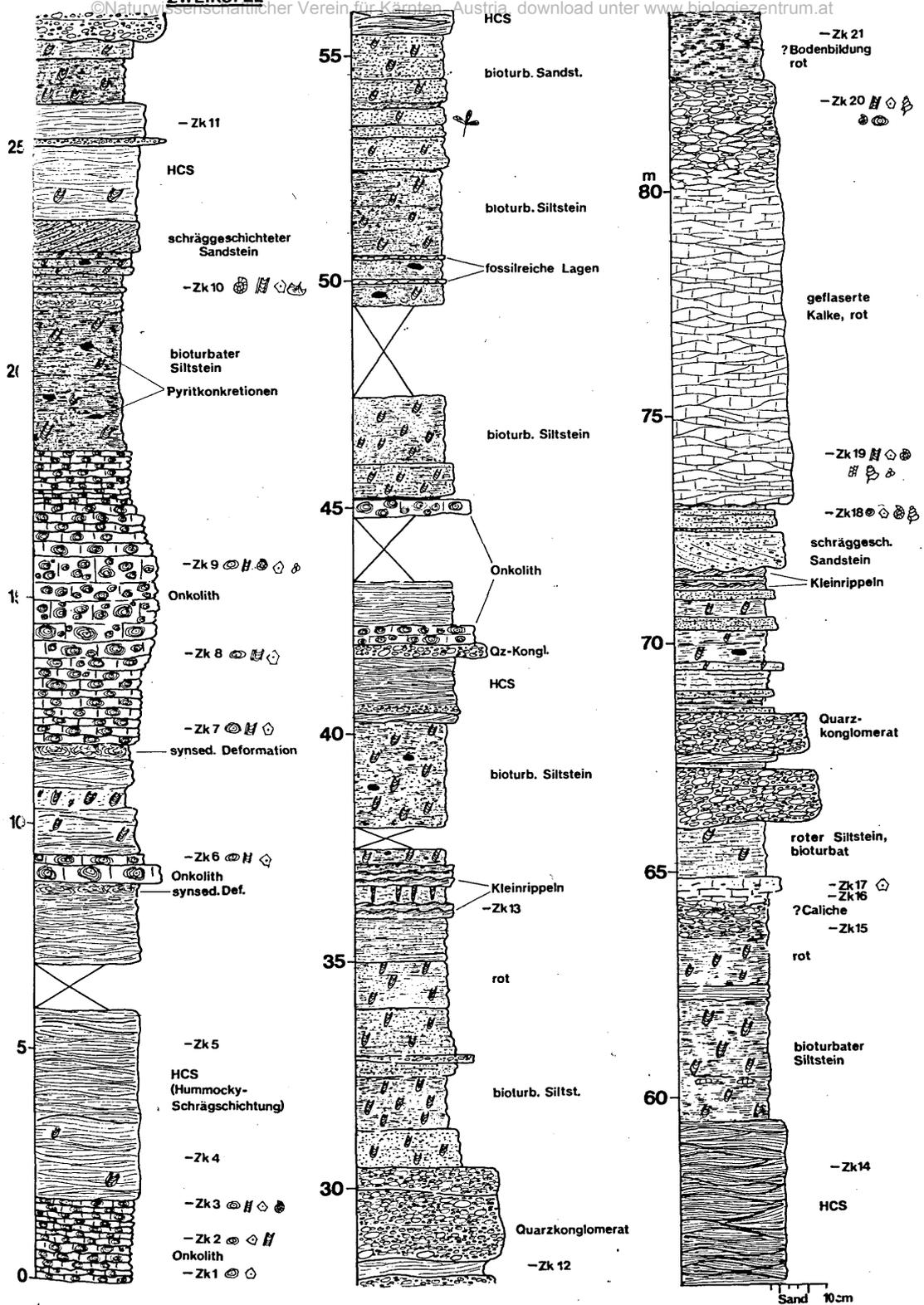


Abb. 20: Profil durch den höheren Abschnitt der Grenzland-Formation (Grenzlandbänke) auf der Westseite des Zweikofels.

### Fossilinhalt:

Die Kalke enthalten eine reiche Algenflora mit über 30 Arten. Häufig sind *Ungdarella* aus der Gruppe der Solenoporaceen (Rotalgen), *Eugonophyllum*, *Anchicodium* aus der Gruppe der Codiaceen (Grünalgen), *Anthracoporella* (Abb. 19), *Epimastopora*, *Mizzia* aus der Gruppe der Dasycladaceen (Grünalgen), *Girvanella* (Blaugrünalge) und *Archaeolithophyllum*. Auch die Großforaminiferen (Fusuliniden) sind mit vielen Arten aus folgenden Gruppen vertreten: *Triticites*, *Schagonella*, *Rugosofusulina*, *Rugosochusenella*, *Daixina*, *Biwaella*, *Pseudoschwägerina*. Weiters sind Kleinforaminiferen, Bryozoenreste, Schalenreste von Brachiopoden und Gastropoden, Echinodermenreste, Ostrakoden, vereinzelt Korallen sowie das Mikroproblematum *Tubiphytes* (sehr häufig) enthalten.

An Makrofossilien sind aus mergeligen Partien einige Brachiopoden gefunden worden (u. a. *Martinia incerta*, *Productus* sp., *Spirifer fasciger*, *S. nikitini*, *S. wynnei*, *Spiriferina holzapfeli*, *Spiriferella keilhavi*). Auch Korallen sind bekannt, besonders aus den Kalken von der Höhe P. 1885 östlich des Garnitzenberges (*Amplexocarinia heimoj*, *Lophophyllidium profundum*, *Linophyllum pendulum*, *Lophocarinophyllum major*, *Allotriophyllum carnicum*, *Amandophyllum zeliae*, *Zeliaphyllum suessi* u. a.).

Für die biostratigraphische Einstufung von Bedeutung sind die Fusuliniden. Mit deren Hilfe konnte jüngst gezeigt werden, daß der Großteil des Unteren Pseudoschwägerinenkalkes zeitlich noch in das oberste Karbon einzustufen ist und nur ungefähr das oberste Drittel der Abfolge in das Unterperm zu stellen ist, und zwar in das Untere Assel. Die Grenze wird mit dem ersten Einsetzen der Fusulinenart *Occidentoschwägerina alpina* gezogen.

### Grenzlandbänke (Grenzland-Formation)

Die Abfolge der Grenzlandbänke wird rund 125 m mächtig, die besten Aufschlüsse sind im Bereich der Rattendorfer Schneid und auf der Westseite des Zweikofels.

Die Abfolge setzt sich aus Konglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen und Tonschiefern sowie eingeschalteten geringmächtigen Kalkhorizonten zusammen (siehe Profil Abb. 20). Die klastischen Sedimente sind überwiegend grünlichgrau bis bräunlich, im höheren Teil auch rötlich gefärbt.

Konglomerathorizonte sind bis zu wenige Meter mächtig, die Konglomerate bestehen fast nur aus überwiegend gut gerundeten Quarzgeröllen (Abb. 21). Die Konglomerate sind meist auch gut sortiert, es handelt sich ähnlich wie bei den Konglomeraten der Auernig-Gruppe um Ablagerungen des oberen Vorstrand- bis Strandbereiches.

Die Sandsteine sind ebenfalls ähnlich ausgebildet wie jene der Auernig-Gruppe und zeigen teilweise auch Hummocky-Schrägschichtung. Diese Sedimentstruktur entsteht während starker Stürme im unteren Vorstrandbereich, in Wassertiefen zwischen der normalen Wellenbasis und



Abb. 21: Quarzreiches Konglomerat aus den Grenzlandbänken im Bereich des Rudnigsattels. Das Konglomerat besteht fast ausschließlich aus gut gerundeten Quarzgeröllen, teilweise mit sandiger Matrix.



Abb. 22: Mikroskopische Dünnschliffaufnahme eines Onkolithes aus den Grenzlandbänken im Bereich des Rudnigsattels. Große, längliche Algenonkoide „schwimmen“ in einer siltigen Grundmasse, bestehend aus karbonatisch verfestigten kleinen Quarzkörnern, Karbonatkomponenten und einzelnen Biogenresten. Die Onkoide bestehen aus einem länglichen Kern (Kalkalgenbruchstücke), der von dünnen, fädigen Algen umkrustet wird. Bildausschnitt ca. 10x16 mm.

der Sturmwellenbasis. Grünliche, teilweise bioturbate Siltsteine und Tonschiefer sind vermutlich in etwas größerer Wassertiefe, nämlich unterhalb der Sturmwellenbasis, abgelagert worden. Die roten Siltsteine und Tonschiefer mit einer karbonatischen Einschaltung, die als Caliche-Bildung interpretiert werden kann, sowie Einschaltungen von bauxitähnlichen Verwitterungsprodukten spricht dagegen für Entstehung an Land, hier fehlen jedoch noch genauere Untersuchungen.

Die Kalkhorizonte sind teilweise reich an Algenonkoiden (Abb. 22), die bis zu mehrere cm groß sein können. Einzelne Bänke enthalten massenhaft Großforaminiferen, überwiegend sind es jedoch fossilreiche, mikritische Kalke (Biomikrite bzw. Wackestones), seltener ausgewaschene Kalke (Biosparite bzw. Grainstones) eines Ablagerungsraumes mit stärkerer Wasserbewegung (höherenergetisch). Die Kalke sind durchwegs reich an Kalkalgen und Kleinforaminiferen, stellenweise sind auch Großforaminiferen sehr häufig. Weiters finden sich Bryozoen, verschiedene Schalenreste und andere Fossilbruchstücke.

Diese einzelnen Lithofaziestypen – Konglomerate, Sandsteine, Siltsteine, Tonschiefer und Kalkhorizonte – wechseln einander ab und bilden eine mehr oder weniger zyklische Abfolge, wobei die Konglomerate und roten Tonschiefer (mit Caliche-Bildungen und subaerischen Verwitterungsbildungen) auf eine Regression des Meeres hinweisen (Küstenablagerungen, teilweise Ablagerungen an Land mit Verwitterung), während die Kalkhorizonte jeweils einen relativen Meeresspiegelhochstand mit fehlender klastischer Einschüttung anzeigen. Auch hier fehlen genauere sedimentologische Untersuchungen, doch scheinbar sind die Sedimentationsvorgänge auch in diesem Fall entscheidend von Meeresspiegelschwankungen beeinflusst worden.

#### Fossilinhalt:

Die Kalke der Grenzlandbänke sind meist reich an Kalkalgen, vor allem aus der Gruppe der Cyanophyceen und Dasycladaceen sowie phylloide Algen. Auch Fusulinen sind nicht selten vertreten (*Quasifusulina*, *Pseudofusulina*, *Pseudoschwagerina*). Kleinforaminiferen sind sehr häufig (u. a. *Tuberitina*, *Monogenerina*, *Climacammina*, *Tetrataxis*, *Ammoverella*, *Clacitornella*). Charakteristisch ist auch das Auftreten von *Ramovsia limes* (problematische Kleinforaminifere oder Alge) in teilweise gesteinsbildender Häufigkeit.

An Makrofossilien konnten aus den Grenzlandbänken einige Brachiopoden (u. a. *Isogramma paotechowensis*) und Korallen (*Lophophyllidium profundum*, *Rossophyllum densiseptatum*, *Siphonophyllia sophiae*) bestimmt werden.

Vom Rudnigsattel stammt aus den dort aufgeschlossenen Sedimenten der Grenzlandbänke eine interessante Paläoflora, die sich aus rund 15 verschiedenen Pflanzenfossilien zusammensetzt (u. a. *Annularia sphenophylloides*, *A. stellata*, *Sphenophyllum* cf. *angustifolium*, *Callipteris* cf. *conferta*, *Odontopteris brardii*, *Pecopteris feminaeformis*, *Cordaites* cf. *principalis*). Auch von anderen Stellen sind aus feinklastischen Sedimenten der Grenzlandbänke schlecht erhaltene Pflanzenabdrücke bekannt.

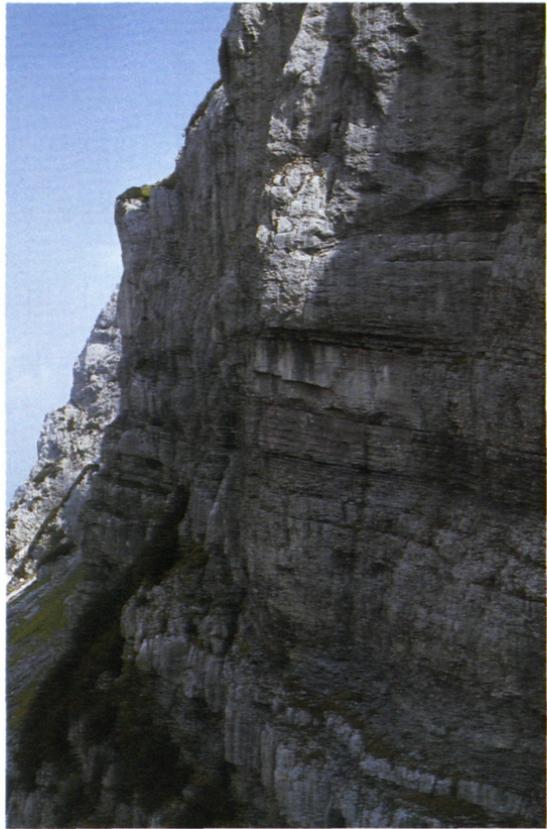


Abb. 23:

Oberer Pseudoschwagerinenkalk (Ausschnitt), aufgeschlossen in der Westwand des Zweikofels, mit gebankten Kalken in der Bildmitte und massigen Kalken (Algenmoudfazies) im oberen Bildabschnitt.

Die stratigraphische Einstufung der Grenzlandbänke erfolgt wiederum mit Hilfe der Großforaminiferen (Fusuliniden). Das Auftreten von *Pseudoschwagerina aequalis* weist die Grenzlandbänke als Ablagerungen der mittleren Asselstufe aus.

#### Oberer Pseudoschwagerinenkalk

Die Sedimentabfolge des Oberen Pseudoschwagerinenkalkes (OPK), maximal rund 175 m mächtig, ist ähnlich aufgebaut wie die des Unteren Pseudoschwagerinenkalkes. Die besten Aufschlüsse liegen im Bereich des Zottachkopfes südlich der Rattendorfer Alm, auf der Westseite des Zweikofels und in der Garnitzenklamm. Die Abfolge setzt sich aus gut gebankten Kalken, massigen Kalken und klastischen Einschaltungen zusammen (Abb. 23).

Bei den gebankten Kalken überwiegen mikritische, dunkelgraue Typen, die oft reich sind an bis zu rund 10 cm großen Algenonkoiden (Abb. 24). Diese Algenonkoide sind beispielsweise im Unteren Pseudoschwagerinenkalk noch recht selten.

Vereinzelt treten auch gut ausgewaschene Oolithe (Grainstones; Abb. 25) auf. Ansonsten sind die Unterschiede zu den gebankten Kalken des



Abb. 24: Gebankte mikritische Kalke aus dem tieferen Teil des Oberen Pseudoschwagerinenkalkes von der Westseite des Zweikofels mit zahlreichen, bis zu über 5 cm großen Algenknochen.

Unteren Pseudoschwagerinenkalkes gering, die Fauna ist etwas höher divers. Es handelt sich um offen-marine Plattformkarbonate eines gut durchlüfteten Schelfmeeres.

Die massigen Kalke bilden wiederum Algen-Mounds, sind jedoch innerhalb der Oberen Pseudoschwagerinenkalke nicht so häufig und auch nicht so deutlich entwickelt wie im Unteren Pseudoschwagerinenkalk.

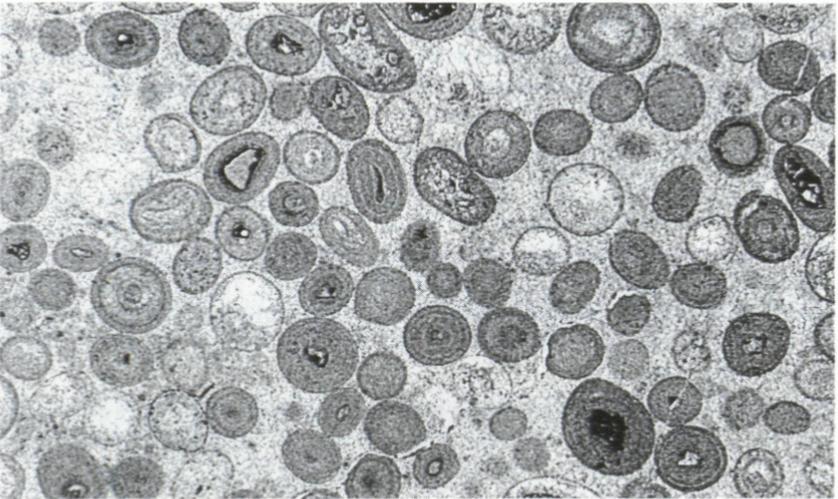


Abb. 25: Gut sortierter Oolith (Grainstone), bestehend aus Einzelooiden in einer mikroporitischen Grundmasse. Oberer Pseudoschwagerinenkalk, Profil Zweikofel. Bildausschnitt ca. 5x8 mm.

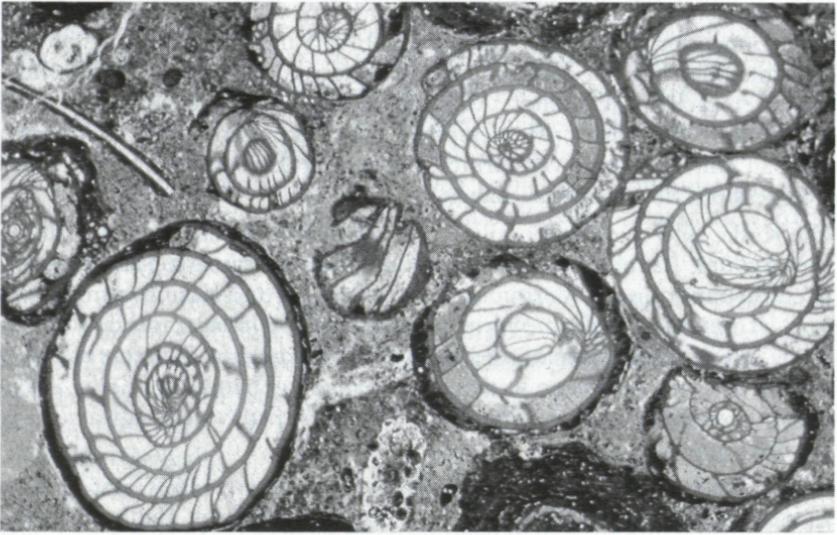


Abb. 26: Mikroskopische Dünnschliffaufnahme eines Fusulinenkalkes aus dem Oberen Pseudoschwagerinenkalk (Profil Zweikofel). Bildausschnitt ca. 8x12 mm.



Abb. 27:  
Undeutlich geschichtetes, gut sortiertes, karbonatisch zementiertes Konglomerat aus dem basalen Abschnitt des Oberen Pseudoschwagerinenkalkes, aufgeschlossen in der Westwand des Zweikofels. Das Konglomerat besteht fast nur aus gut gerundeten Quarzgeröllen.

Geringmächtige klastische Sedimente in Form von meist stark karbonatisch zementierten Konglomeraten (Abb. 27) und Sandsteinen, die fast ausschließlich aus gut gerundeten und sortierten Quarzklasten bestehen, sind mehrfach eingeschaltet. Auch innerhalb der Oberen Pseudoschwagerinenkalke scheinen Meeresspiegelschwankungen einen zyklischen Aufbau mit zeitweise verstärkter klastischer Einschüttung von Land (Regression) verursacht zu haben.

Die Kalke sind reich an Fossilien, vor allem Kalkalgen (u. a. *Archaeolithophyllum*, *Cuneiphyucus*, *Eugonophyllum*, *Epimastopora*, *Mizzia*, *Pseudoepimastopora*, *Vermiporella*, *Girvanella*) und Kleinforaminiferen (u. a. *Ammodiscus*, *Ammovertella*, *Apterinella*, *Climacammina*, *Eotubertina*, *Hemidiscus*, *Palaeobigenerina*, *Palaeotextularia*, *Tetrataxis*, *Tubertina*). Fusuliniden treten in einzelnen Bänken gehäuft auf (*Zellia*, *Pseudoschwagerina*, *Pseudofusulinoides*, *Triticites*, *Darvasites*, *Biwaella*, siehe Abb. 26).

Die Kalke enthalten weiters Bruchstücke von Bryozoen, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Ostrakoden und Echinodermen. Auch das Mikroproblematikum *Tubiphytes* ist häufig.

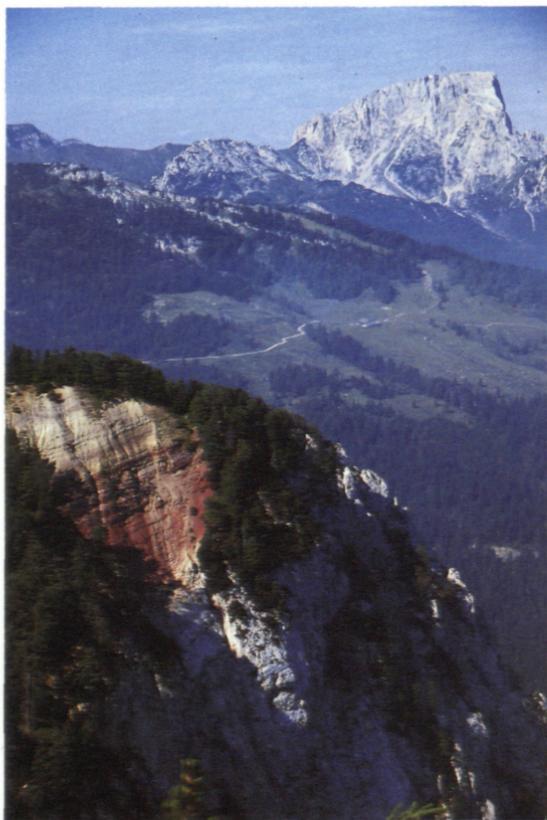


Abb. 28:

Blick in die Reppwand (Vordergrund) mit Trogkofelkalk (hellgrau), der von rotgefärbten Sedimenten der Gröden-Formation und grau gefärbten Ablagerungen der darüberfolgenden Bellerophon-Formation überlagert wird. Im Hintergrund rechts der markante, aus Trogkofel-Kalk aufgebaute Gipfel des Trogkofels (Typuslokalität des Trogkofel-Kalkes).

An Makrofossilien sind vom Zottachkopf und von der Höhe P. 2004 Korallen bekannt (u. a. *Amplexocarinia geyeri*, *Carinthiapyllum suessi*, *Lopholasma ilitschense*, *Palaeosmia ampfereri*, *Sinophyllum pendulum*, *Stylidophyllum volzi*, *St. arminiae*, *Tachylasma aster*, *T. expectatum*). Im Profil am Zottachkopf wurden auch einige Brachiopoden gefunden (*Athyris planosulcata*, *Dielasma elongatum*, *Martinia parvula*). Aufgrund des Vorkommens von *Zellia heritschi* (Fusulinide) kann der Obere Pseudoschwagerinenkalk in das Obere Assel eingestuft werden.

## Trogkofel-Gruppe

Die Ablagerungen der Trogkofel-Gruppe, insbesondere der Trogkofel-Kalk, wurden von FRECH (1894) noch in die Trias eingestuft, erstmals hat GEYER (1985) das permische Alter dieser Sedimente erkannt.

Die Trogkofel-Gruppe setzt sich zusammen aus

- Trogkofel-Kalk
- Treßdorfer Kalk
- Goggauer Kalk

Der Trogkofel-Kalk ist benannt nach dem Trogkofel, dessen markanter Gipfelaufbau aus bis zu über 300 m mächtigem Trogkofel-Kalk besteht (Typuslokalität, Abb. 28). Weitere Aufschlüsse von Trogkofel-Kalk liegen im Bereich Reppwand–Garnitzenklamm).

Es sind überwiegend hellgraue, massige, selten etwas dunklere, gebankte Kalke. Die Grenze Oberer Pseudoschwagerinenkalk–Trogkofel-Kalk ist beispielsweise auf der Südseite des Trogkofels entlang des Steiges, im Zottachkopfprofil, am Zweikofel oder auch in der Garnitzenklamm (bei Haltepunkt 11 des Geotrails) sehr schön aufgeschlossen. Die Grenze äußert sich durch das scharfe Einsetzen von massigen, hellgrauen Kalken über den dunkelgrauen, gebankten Kalken des Oberen Pseudoschwagerinenkalkes.

Der Treßdorfer Kalk ist bislang nur in Form kleiner, isolierter Vorkommen mit einer maximalen Mächtigkeit von ungefähr 15 m von der Umgebung der Treßdorfer Alm bekannt. Der Treßdorfer Kalk ist eine Kalkbreccie, deren Komponenten aus verschiedenen Kalktypen bestehen. Diese Kalkbreccie entstand vermutlich in Gezeitenkanälen am Schelf.

Bei Goggau-Tarvis im Liegenden (unterhalb) der Tarviser Breccie aufgeschlossene, bis über 130 m mächtige Kalke enthalten eine Fusulinidenfauna, die ein jüngeres Alter anzeigt als jene aus dem Trogkofel-Kalk. Diese jüngsten Kalke der Trogkofel-Gruppe werden unter dem Begriff „Goggauer Kalk“ zusammengefaßt.

E. FLÜGEL hat aus den Kalken der Trogkofel-Gruppe insgesamt 15 verschiedene Mikrofaziestypen sehr detailliert herausgearbeitet, die alle als Flachwasserkarbonate entstanden sind (Ablagerungen geschützter und offener Schelflagunen). Am Schelfrand, zum offenen Meer hin, konnten sich riffähnliche Körper aus verschiedenen sessilen, sedimentbindenden Organismen (sessile Foraminiferen, *Archaeolithophyllum*, Kalkschwämme, Algen, *Tubiphytes*, *Archaeolithoporella* und Bryozoen) aufbauen,

ähnlich den Algenmounds in den Pseudoschwagerinenkalken der Rattendorfer Gruppe. Am Aufbau dieser als *Tubiphytes/Archaeolithoporella*-Mounds bezeichneten riffähnlichen Körper in den Trogkofel-Kalken sind allerdings mehr verschiedene Organismen beteiligt.

Die Kalke der Trogkofel-Gruppe enthalten folgende Fossilien: Kleinforminiferen, Fusuliniden, Kalkschwämme, Echinodermenreste (u. a. große Crinoidenstielglieder), Korallen, Bryozoen, Brachiopoden, Gastropoden, Ammonoideen (selten) und Kalkalgen. An Komponenten enthalten die Kalke Peloide, Rindenkörner, Onkoide und selten Ooide.

An Kleinforminiferen sind *Ammovertella*, *Calcitornella*, *Climacammina*, *Geinitzina*, *Hemidiscus*, *Monogenerina*, *Tetrataxis* u. a. bekannt.

Bisher wurden rund 70 Fusuliniden-Arten aus folgenden Gruppen beschrieben: *Triticites*, *Darvasites*, *Pseudofusulinoides*, *Pseudofusulina*, *Praeparafusulina*, *Pamirina*, *Minojapanella* (siehe F. KAHLER & G. KAHLER, 1980).

Korallen sind selten, z. B. *Wentzelella yokohamai*, *Caninophyllum gortanii*, *Palaeosmia hammeri*.

Aus dem Trogkofel-Kalk sind auch zahlreiche Brachiopoden bekannt, u. a. *Meekella depressa*, *Geyerella distorta*, *Scacchinella gigantea*, *Productus semireticulatus*, *Productus gratosus*, *Echinoconchus elegans*, *Marginifera carniolica*, *Spirifer*-Arten, *Reticularia dieneri*, *Reticularia stachei*.

Aus den Kalken der Trogkofel-Gruppe sind bislang insgesamt 46 Kalkalgen aus folgenden Gruppen beschrieben: phylloide Algen, Dasycladaceen, Epimastoporen, ancestrale Corallineen, Solenoporaceen, Gymnodiaceen, Ungdarellaceen, Rhodophyceen und Cyanophyceen (siehe E. FLÜGEL und E. FLÜGEL-KAHLER, 1980).

Die niedrigenergetischen Kalke sind durch eine mikritische Grundmasse aus verfestigtem Kalkschlamm charakterisiert (fossilreiche Biomikrite bzw. Wackestones und Sedimente der Mounds). Höherenergetische Kalke sind dagegen gut ausgewaschen und durch Karbonatzement verfestigt (fossilreiche Biosparite bzw. Grainstones).

Eine sehr ausführliche Beschreibung der Mikrofaziestypen und des Fossilinhaltes mit zahlreichen Abbildungen ist im Sonderheft 36 der *Carinthia* II, herausgegeben von E. FLÜGEL (1980), enthalten.

Die biostratigraphische Einstufung der Kalke der Trogkofel-Gruppe erfolgt mit Hilfe der Fusulinidenfauna: Der tiefere Teil des Trogkofel-Kalkes ist aufgrund des Vorkommens von *Pseudofusulina moelleri* in die untere Sakmara-Stufe zu stellen, der Treßdorfer Kalk mit *Praeparafusulina lutugini* in das untere Artinsk und der Goggauer Kalk mit *Pseudofusulina vulgaris* und *Pamirina darvasica* in das obere Artinsk. Die Kalke der Trogkofel-Gruppe wurden also im Zeitraum Sakmara–Artinsk abgelagert.



Abb. 29: Tarviser Breccie, aufgeschlossen im Gipfelbereich des Trogkofels, bestehend aus hellgrauen Trogkofelkalkgeröllen, die in einer feinkörnigen, rötlichen Grundmasse eingebettet sind.

### Tarviser Breccie

Die Sedimente der Trogkofel-Gruppe werden von der Tarviser Breccie überlagert. Bei Tarvis (Typuslokalität) wird die Tarviser Breccie bis gut 200 m mächtig, im Trogkofelgebiet und in der Reppwand ist die Tarviser Breccie nur maximal wenige Meter mächtig. Die Tarviser Breccie besteht überwiegend aus eckigen Trogkofelkalk-Geröllen, die in einer feinkörnigen, karbonatischen, rötlich oder grau gefärbten Grundmasse eingebettet sind (Abb. 29). Die einzelnen Gerölle sind meist nur wenige cm, selten über 20 cm groß.

Die Tarviser Breccie wird als Schuttfächer-Ablagerung in Form von Debris Flows (Murschuttströme) entlang von Bruchstörungen interpretiert, wobei Süßwasserzemente und pedogene Strukturen zumindest teilweise subaerische Ablagerungsbedingungen anzeigen.

Das genaue Alter der Tarviser Breccie ist nicht bekannt. Aufgrund der in den aufgearbeiteten Kalkgeröllen enthaltenen Fusulinienfauna wird die Tarviser Breccie allgemein in das Cisjansk (Kungur) eingestuft, vermutlich ist sie noch jünger.

### Gröden-Formation

Die Tarviser Breccie geht nach oben allmählich in die Sedimente der Gröden-Formation über, der Übergang ist charakterisiert durch eine allmähliche Zunahme an siliziklastischem Material (Quarzgerölle sowie Vulkanitgerölle aus den intrapermischen Vulkaniten). Die basale Gröden-Formation ist häufig in Form eines Konglomerates entwickelt, das

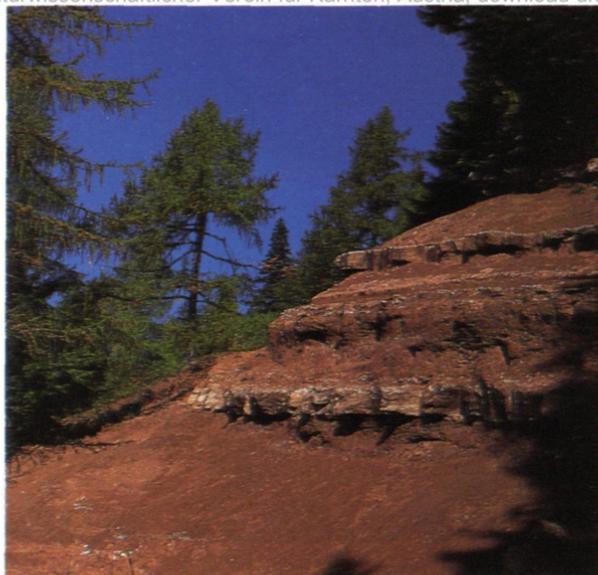


Abb. 30:  
Aufschluß der Gröden-Formation am Westabhang der Kammleiten (nördlich der Watschiger Alm) in ca. 1700 m Seehöhe. Die Gröden-Formation ist hier sehr geringmächtig und besteht aus intensiv rot gefärbten, siltig-tonigen Sedimenten mit zwischengeschalteten, bis zu mehrere dm mächtigen Karbonatlagen, die auf dem Foto als herauswitternde Bänke deutlich zu erkennen sind.

nach oben in eine Wechselfolge von meist intensiv rot gefärbten Tonschiefern, Siltsteinen, Sandsteinen und Konglomeraten übergeht.

Die Mächtigkeit ist stark schwankend, von der italienischen Seite der Karnischen Alpen werden Mächtigkeiten bis zu 800 m beschrieben. Im Bereich der Reppwand ist die Gröden-Formation jedoch nur rund 40 m mächtig und bis auf eine sehr geringmächtige basale Breccie (Tarviser Breccie) durchwegs feinkörnig entwickelt und besteht aus intensiv rot gefärbten, teilweise bioturbaten Tonschiefern bis Siltsteinen mit Karbonatkonkretionen und bis zu mehrere dm mächtigen, gelblichbraun verwitternden Karbonatlagen eingeschaltet, die entweder pedogene Bildungen (Caliche-Krusten) oder bereits marine Karbonate darstellen (Abb. 28 und 30). Genauere Untersuchungen fehlen.

Generell werden die Sedimente der Gröden-Formation in den Karnischen Alpen (einschl. der Vorkommen auf der italienischen Seite) als fluviatile Ablagerungen auf Schwemmebenen, als Playa-Sedimente und flachmarine Bildungen aufgefaßt. Fossilien fehlen weitgehend, doch dürfte die Gröden-Formation, ähnlich wie in den westlichen Dolomiten, ungefähr in das obere Capitanian bis Abadehian einzustufen sein.

Die Gröden-Formation liegt auf Sedimenten verschiedenen Alters: auf Kalken der Trogkofel-Gruppe (mit basaler Tarviser Breccie), auf Sedimenten der Auernig-Gruppe (z. B. südwestlich des Trogkofels) oder sogar auf Devonkalken (bei Tarvis). Der Grund dafür ist eine starke syndimentäre intrapermische Bruchtektonik verbunden mit starken vertikalen Verstellungen. Einzelne Blöcke wurden unterschiedlich stark herausgehoben und abgetragen, sodaß an der Basis der Gröden-Formation bzw. der Tarviser Breccie unterschiedlich große Sedimentations-

lücken entstanden sind. Gleichzeitig markiert diese Grenze auch eine Schichtlücke.

Diese Bruchtektonik steht in Zusammenhang mit den „Saalischen Bewegungen“, die auch verantwortlich sind für die Schichtlücke und den Sedimentationsumschwung an der Grenze Laas-Formation–Gröden-Formation im Drauzug bzw. Werchzirm-Formation–Gröden-Formation im Bereich der Gurktaler Decke. Daher entspricht die Grenze Laas-Formation–Gröden-Formation bzw. Werchzirm-Formation–Gröden-Formation zeitlich ungefähr der Grenze Trogkofel-Kalk–Tarviser Breccie/Gröden-Formation.

### Bellerophon-Formation

Die Gröden-Formation wird von den Sedimenten der Bellerophon-Formation überlagert, die in den Karnischen Alpen im Profil der Reppwand mit einer Mächtigkeit von rund 200 m komplett aufgeschlossen sind.

Die Abfolge besteht an der Basis aus bunt gefärbten (grünlich, grau, bräunlich, violett) Tonschiefern sowie aus Mergeln, Rauhwacken und dünngebankten Dolomiten, die ein flachmarines, evaporitisches Ablagemilieu mit feinklastischer Einschüttung anzeigen (Abb. 28).

Darüber folgen ziemlich regelmäßig gebankte, bituminöse, zuckerkörnige

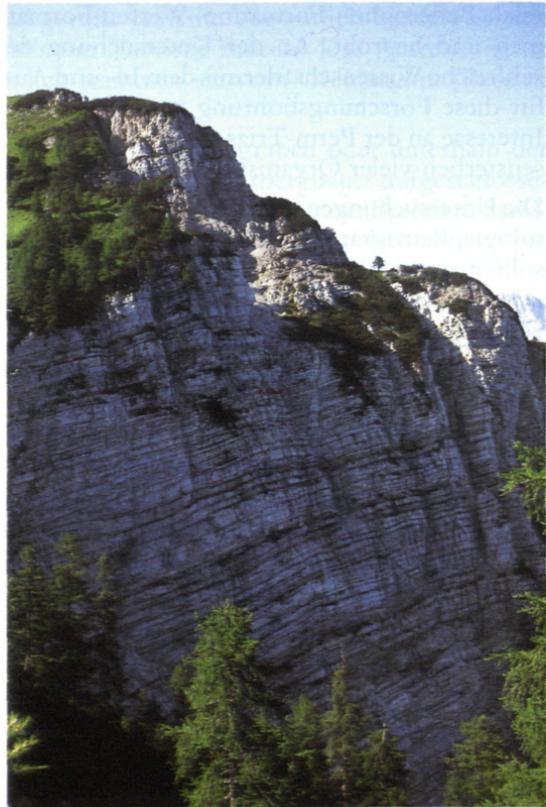


Abb. 31:

Gut gebankte Dolomite (dolomitisierte Kalke) der Bellerophon-Formation in der Reppwand. Die Bellerophon-Formation wird von gebankten Karbonaten der Werfen-Formation (oberster Bildabschnitt) überlagert.

ge Dolomite, selten Kalke (Abb. 31), die im wesentlichen aus zwei Faziestypen bestehen: aus Foraminiferen-führenden Grainstones mit Intra-klasten und biogenführenden Mikriten mit Ostrakodenschalen und runden Biogenresten, die als Radiolarien gedeutet werden, vermutlich aber Calcisphären darstellen (der Ablagerungsraum war für Radiolarien zu flach). Die Grainstones enthalten Kleinforaminiferen (Endothyraea, Ammodiscidae, *Aeolisaccus*), Algen (Dasycladaceen), Gastropoden, Ostrakoden und diverse Schalenreste.

Die Grainstones entstanden unter etwas stärkerer Wasserbewegung in einem offen marinen, gut durchlüfteten flachen Schelf, die mikritischen Sedimente werden als Ablagerungen eines abgeschnürten, kaum durchlüfteten flachen Schelfbereiches interpretiert.

Zeitlich sind die Sedimente der Bellerophon-Formation in das oberste Perm zu stellen und werden von den bereits in die Trias (Skyth) zu stellenden Werfener Schichten überlagert.

Im Gipfelbereich der Kammliten (Gartnerkofel-Gebiet) wurde im Herbst 1986 eine Forschungsbohrung abgeteuft mit dem Ziel, die Perm-Trias-Grenze zu durchbohren und vor allem aus dem Grenzbereich frisches Probenmaterial zu gewinnen. Die Bohrung wurde bis auf eine Tiefe von 331 m niedergebracht, der Kerngewinn lag bei 94%. Gleichzeitig wurde auch das in der Reppwand ausgeschlossene Profil im Grenzbereich Bellerophon-Formation–Werfen-Formation im Detail aufgenommen und beprobt. An der Untersuchung des Probenmaterials waren zahlreiche Wissenschaftler aus dem In- und Ausland beteiligt. Der Grund für diese Forschungsbohrung war das in den letzten Jahren weltweite Interesse an der Perm-Trias-Grenze, in dessen Bereich es zu einem Massensterben vieler Organismen gekommen ist.

Die Untersuchungen in bezug auf Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie, Petrographie, Paläomagnetik, Geochemie und Isotopengeologie sollten weitere Hinweise zur Ursache dieses Massensterbens im Bereich der Perm-Trias-Grenze liefern.

Die Ergebnisse haben, wie auch in vielen anderen Profilen, gezeigt, daß es an dieser Grenze zu starken Änderungen der Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse gekommen ist, auch erhöhte Iridium-Gehalte wurden festgestellt, was allerdings nicht als Hinweis auf ein Impaktereignis eines extraterrestrischen Himmelskörpers gewertet wird.

Die in vielen Profilen an der Perm-Trias-Grenze festgestellte markante Änderung in den Sedimentationsbedingungen weist vielmehr auf eine plötzliche Klimaänderung hin, die möglicherweise mit verstärkter vulkanischer Aktivität zu dieser Zeit (z. B. in Sibirien) zu erklären ist.

Die Ergebnisse dieser Forschungsbohrung sind in den Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Band 45, festgehalten.

### **Das Perm der Karawanken**

In den Karawanken sind permische Sedimente der südalpinen Fazies entlang der periadriatischen Naht immer wieder aufgeschlossen, aller-

dings sind die Abfolgen aufgrund der tektonischen Überprägung stark gestört, zusammenhängende Profile sind nicht erhalten. Außerdem sind die Aufschlußverhältnisse wesentlich schlechter als in den Karnischen Alpen.

Sedimentgesteine der Rattendorfer Gruppe (Schwagerinenkalke und Grenzlandbänke) sind in Form kleiner tektonischer Linsen und Schollen auf der Nordseite der Koschuta aufgeschlossen, beispielsweise südlich Zell-Oberwinkel (tektonisch eingeschuppte Schollen in den Grödener Schichten) oder südlich und südwestlich der Ridoutsäge (siehe F. BAUER, 1985, Geol. Karte der Karawanken).

Ablagerungen der Trogkofel-Gruppe (Trogkofel-Kalk): Das einzige größere Vorkommen liegt östlich Pristovnik (Trögern). Dort sind entlang des Forstweges zur Pristovnikalm massige, hellgraue Kalke (Trogkofel-Kalk) mit Fusuliniden, Kleinforaminiferen, Bryozoen, Korallen und Crinoidenresten aufgeschlossen. Zwei kleinere Schollen von Trogkofel-Kalk befinden sich NW Trögern (siehe F. BAUER, 1981, Geol. Karte der Karawanken).

Kleine Aufschlüsse von Tarviser Breccie sind von mehreren Stellen bekannt. Tarviser Breccie liegt beispielsweise auf dem Trogkofel-Kalk östlich Pristovnik (Trögern) oder im Vellachtal östlich der Sadonighöhe. Im Potok-Graben liegen zahlreiche Blöcke einer polymikten Breccie, die auch Fusulinenkalkgerölle enthält. Vermutlich handelt es sich bei diesen Blöcken ebenfalls um Tarviser Breccie. Das Anstehende ist nicht bekannt, wahrscheinlich stammen sie vom Grenzkamm (Bereich Pleschivetz).

Interessant sind die im Vellachtal im Rebangraben oder unterhalb der Jenkalm in der Nähe des ehemaligen Zinnoberbergbaues aufgeschlossenen rot gefärbten klastischen Sedimente (Konglomerate, Breccien, Sandsteine und Tonschiefer), die als „Klastische Trogkofelschichten“ bezeichnet werden. Aus Breccien dieser Abfolge beschreibt bereits TELLER (1898) Fusulinenkalkgerölle, genauere Untersuchungen fehlen.

Weit verbreitet, allerdings meist schlecht aufgeschlossen und tektonisch stark gestört sind die Sedimente der Gröden-Formation, die aufgrund ihrer roten Farbe im Gelände leicht zu erkennen sind. Die Gröden-Formation ist in den Karawanken wesentlich mächtiger als im Gartnerkofel-Gebiet (Reppwand) und besteht aus intensiv rot gefärbten Tonschiefern und Siltsteinen, hellrötlichen und hellgrauen Sandsteinen sowie Konglomeraten mit reichlich Quarzgeröllen teilweise auch mit Vulkanitgeröllen.

Im Obojniggraben tritt innerhalb der Gröden-Formation eine interessante Kupfervererzung auf. Die Vererzung wurde seit den sechziger und siebziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts mehrmals beschürft, zuletzt während des 1. Weltkrieges und im Jahre 1939.

Die Vererzung liegt in ca. 730–740 m SH auf der östlichen Talseite des Obojniggrabens, knapp über dem Güterweg (siehe BAUER 1981, geol. Karte der Ostkarawanken, Blatt 3).

Die Gröden-Formation ist im Obojniggraben stark tektonisch gestört und besteht hauptsächlich aus roten, tonig-siltigen Sedimenten mit zwischengeschalteten feinkörnigen Konglomeraten und Sandsteinen. Die Kupfervererzung ist an einen vermutlich mehrere Meter mächtigen Sandsteinhorizont gebunden, der in einem kleinen Seitengraben teilweise aufgeschlossen ist.

Die Sandsteine sind aufgrund ihrer petrographischen Zusammensetzung als arkosische Arenite, teilweise auch als Arkosen zu bezeichnen. Es sind fein- bis grobkörnige Sandsteine, mäßig bis gut sortiert, die Komponenten sind überwiegend subangular, teilweise auch angular und subgerundet.

Die Sandsteine bestehen aus monokristallinen Quarzen, wobei teilweise eindeutige Porphy Quarze nachweisbar sind, sowie aus polykristallinen Quarzen metamorphen Ursprungs. Metamorphe Gesteinsbruchstücke sind ebenfalls enthalten. Interessant ist der recht bedeutende Anteil an sauren vulkanischen Gesteinsbruchstücken, die meist aus umkristallisierter vulkanischer Grundmasse bestehen und vereinzelt Einsprenglinge enthalten. Es handelt sich dabei um typische Aufarbeitungsprodukte saurer unterpermischer Vulkanite.

Auffallend hoch ist der Gehalt an detritischen Feldspäten, die allerdings bereits mehr oder weniger stark zu Phyllosilikaten umgewandelt sind. Detritische Glimmer (Muskowit, untergeordnet Biotit) sind in geringen Mengen vorhanden, akzessorisch konnten Turmalin und Zirkon beobachtet werden.

Die Grundmasse besteht aus einer feinkörnigen Matrix. In einzelnen Proben tritt fleckenweise groblockiger Karbonatzement auf, der randlich Quarz und Feldspäte verdrängt.

Neben Matrix und den verschiedenen Zementmineralen tritt im Porenraum der Sandsteine auch fein verteiltes Erz auf. Hin und wieder ist Erz auch fein verteilt in detritischen Feldspäten (als Verdränger) enthalten.

Die wichtigsten Erzminerale sind blauer und lamellarer Kupferglanz und Bornit. Daneben wurden auch gediegen Silber, Kupferindig, Kupferkies, Tenorit, Malachit und Azurit beschrieben.

Die Sedimente der Bellerophon-Formation sind ähnlich ausgebildet wie im Gartnerkofel-Gebiet (Karnische Alpen) und an vielen Stellen, besonders in den Westkarawanken, aufgeschlossen (siehe Geol. Karten von ANDERLE, 1977, und BAUER, 1982, 1985). Es handelt sich durchwegs um gebankte Dolomite. Komplette Profile sind nicht bekannt, die Abfolgen sind mehr oder weniger stark tektonisch gestört. Über den Sedimenten der Bellerophon-Formation folgen die Ablagerungen der südalpiner Werfen-Formation, die ebenfalls weit verbreitet und vereinzelt in guten, wenig gestörten Profilen aufgeschlossen sind.

## GLOSSAR

**Angara-Flora:** Aus dem Karbon und Perm der nördlichen Nordhalbkugel (Angaraland = zentrales und nördliches Sibirien, benannt nach dem sibir. Fluß Angara) bekannte charakteristische Flora bzw. Florenprovinz.

**Angulare lithische Arenite:** Sandsteine (Arenite) aus eckigen (angularen) Komponenten zusammengesetzt, wobei Gesteinsbruchstücke (lithische Fragmente) dominieren.

**Aride Klimabedingungen:** Klima, bei dem die Verdunstung größer ist als der Niederschlag.

**Bi turbate Tonschiefer:** tonige Sedimente, die durch die Tätigkeit wühlender Organismen (z. B. Würmer) durchmischt sind.

**Bombaso-Formation:** geringmächtige Abfolge von Sedimentgesteinen an der Basis der Auernig-Gruppe in den Karnischen Alpen (entspricht ungefähr der Waidegg-Formation der österr. Geologen). Die Sedimente der Bombaso-Formation liegen über variszisch gefalteten paläozoischen Gesteinen.

**Caliche-Ooide:** Ooide sind kleine, kugelige Komponenten (0,1–2 mm), bestehend aus einem Kern (z. B. Sandkorn) und um diesen konzentrisch angelagerten dünnen Schalen aus Kalk. Als Caliche werden Kalkkrustenböden bezeichnet, die in ariden Klimabereichen durch den kapillaren Aufstieg und die Verdunstung des Wassers an der Oberfläche entstehen, dabei werden die im Wasser gelösten Stoffe (v. a. Ca, Mg) als Kalk ausgefällt. Durch diese Prozesse entstehen in diesen Kalkkrustenböden auch die Caliche-Ooide und Caliche-Peloide.

**Caliche-Peloide:** Peloiden sind kleine, rundliche, aus feinem Karbonatschlamm zusammengesetzte Komponenten, meist <0,5 mm groß. Caliche-Peloiden entstehen ähnlich wie die Caliche-Ooide.

**Cathaysia-Gigantopteris-Flora:** Cathay = alter Name für China. Cathaysia umfaßt das Festland im Karbon und Perm im ostasiatischen Raum. Dieser Bereich ist durch eine eigene Flora mit *Gigantopteris*, einer für Ostasien typischen, farnlaubigen fossilen Pflanze, charakterisiert.

**Detritische Feldspäte:** aus verwitterten Gesteinen stammende, umgelagerte Feldspäte.

**Diagenese:** Umwandlung von lockeren Sedimenten zu verfestigten Sedimentgesteinen durch chemisch-physikalische Prozesse, die unmittelbar nach der Ablagerung in den Sedimenten einsetzen (z. B. Ausfällung von verschiedenen Zementmineralen im Porenraum der Sedimente aus den zirkulierenden Porenlösungen).

**Diskordante Lagerung:** jüngere, tektonisch nicht verstelte Sedimentgesteine liegen über älteren, tektonisch verstellten oder verfalteten Gesteinen (= Winkeldiskordanz).

**Distale alluviale Schuttfächer:** äußere, flach geneigte Bereiche alluvialer Schuttfächer, die vom Liefergebiet am weitesten entfernt liegen und auf denen feinkörnige Sedimente abgelagert werden. Die grobkörnigen Sedimente werden bevorzugt am proximalen Abschnitt abgelagert.

**Ephemere Schüttung:** kurzfristige Sedimentationsprozesse in ariden Klimabereichen, ausgelöst durch seltene Starkregen von kurzer Dauer.

**Evaporit:** Gestein, das hauptsächlich aus Mineralen besteht, die durch starke Verdunstung aus wäßrigen Lösungen auskristallisiert sind (z. B. Gips, Anhydrit, Steinsalz, Kalisalze usw.).

**Fanglomerat:** Schlammbreccie, entstanden durch plötzliche starke Regenfälle von kurzer Dauer in ariden Klimabereichen.

**Fazies:** Die Gesamtheit aller Merkmale eines Sedimentgesteines (Zusammensetzung, Sedimentstrukturen, Fossilinhalt).

**Fluviatile Sedimente:** durch fließendes Wasser (Bach, Fluß) transportierte und abgelagerte Sedimente.

**Gondwana-Glossopteris-Flora:** Flora (Florenprovinz) auf der damaligen Südhalbkugel (Gondwana), charakterisiert durch den Farnsamer *Glossopteris*, ein Zeuge kühleren Klimas.

**Humide Klimabedingungen:** Klima, bei dem der Niederschlag höher ist als die Verdunstung.

**Ignimbrite:** Schweißstoffe („Glutwolkenabsätze“); saures vulkanisches Gestein, das aus einer Glutwolke (Gemisch aus vulkanischer Schmelze und Gasen) im Zuge eines Vulkan- ausbruches entstanden ist.

**Intraklast:** aufgearbeitete und umgelagerte Sedimentpartikel, die aus demselben Ablage- rungsraum stammen, in dem sie wieder abgelagert werden.

**Kalzitkonkretion:** aus Kalzit zusammengesetzte Knolle, die an Ort und Stelle im Sedi- ment durch Ausfällung aus Porenlösungen entstanden ist.

**Klastische Sedimente:** Sedimente, deren Material aus der Verwitterung anderer Gesteine stammt.

**Limnische Sedimente:** Sedimente, die in Seen abgelagert werden (auch als lakustrine Sedimente bezeichnet).

**Lithische Wacke:** Als Wacke wird ein Sandstein mit > 15% Matrix bezeichnet. In einer lithischen Wacke überwiegen bei den Komponenten die Gesteinsbruchstücke (lithische Fragmente).

**Matrix:** Feinanteil in Sedimentgesteinen (feinkörniges Sediment zwischen den größeren Komponenten).

**Mikritische Kalke:** Kalke aus feinkörnigem, verfestigtem Kalkschlamm.

**Molasse:** Bezeichnung für Sedimente, die in den Rand- und Innensenken von Gebirgen abgelagert werden. Bei diesen Sedimenten handelt es sich um den Abtragungsschutt der Gebirge.

**Onkoide:** unregelmäßig geformte, bis zu mehrere cm große Komponenten, bestehend aus einem Kern (z. B. Quarzkorn, Fossilbruchstück), der von organisch gebildeten mikri- tischen Kalklagen (häufig durch Algentätigkeit entstanden) umgeben ist.

**Pedogene Bildungen:** Bodenbildungen.

**Playa:** abflußloses Inlandbecken in ariden Klimabereichen, in die vorwiegend tonig-siltige Sedimente geschüttet werden. Zeitweise unter Wasserbedeckung, dabei können infolge der hohen Verdunstungsrate Evaporitminerale oder Kalkkrusten entstehen, bei Wasserbe- deckung auch dünne Algenlagen.

**Polymikte Konglomerate:** Konglomerate, die aus verschiedenen Komponenten zusam- mengesetzt sind.

**Proximale alluviale Schuttfächer:** innerer, steilerer Bereich von Schuttfächern, auf dem vorwiegend grobkörnige Sedimente abgelagert werden.

**Saalische Bewegungen:** Tektonische Bewegungen (Bruchtektonik) der ausklingenden variszischen Faltungsära im mittleren Perm. Von STILLE 1920 als „Saalische Phase“ bezeich- net (nach dem Fluß Saale in Thüringen).

**Siltstein:** klastisches Sediment im Korngrößenbereich von 0,004 bis 0,063 mm.

**Top:** obenauf.

**Variszische Orogenese (variszische Faltungsära):** Gebirgsbildungsphase, die vom Ober- devon bis zum Ende des Paläozoikums dauerte und zur Auffaltung des variszischen Gebir- ges führte. Zum variszischen Gebirge zählen u. a. Harz, Rheinisches Schiefergebirge, Schwarzwald, Vogesen, Böhmisches Masse. In den Alpen sind Spuren der variszischen Gebirgsbildung ebenfalls erhalten, am deutlichsten in den Südalpen (Karnische Alpen).

**Winkeldiskordanz:** ungleichsinnige Lagerung von Gesteinsschichten. Die Gesteins- schichten liegen nicht parallel übereinander, sondern stoßen sich winkelig ab, d. h. ältere, geneigte oder verfaltete Schichten werden von jüngeren, horizontal liegenden Schichten überlagert (siehe diskordante Lagerung).

**Dank:** Die Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen wurden vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Projekt P9216-GEO, finanziell unterstützt, wofür herzlichst gedankt sei. Herrn Univ.-Prof. Dr. Adolf FRITZ (Klagenfurt) danke ich sehr herzlich für die Bereitstellung von Fotomaterial (Abb. 2-5) und die Durchsicht des Manuskriptes.

## VERWENDETE UND WEITERFÜHRENDE LITERATUR (Auswahl)

- 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. & RIEHL-HERWIRSCH, G. (1976): Zum Alter des „Karbon vom Christophberg“, Kärnten. – *Geol. Mijnbouw* 55:211–212, Leiden.
- 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.
- BAUER, F. K. et al. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Karawanken 1:25.000, Ostteil. *Geol. Bundesanstalt Wien*, 82 Seiten.
- BOECKELMANN, K. (1985): Mikrofazies der Auernig-Schichten und Grenzland-Bänke westlich des Rudnig-Sattels (Karbon-Perm; Karnische Alpen). – *Facies* 13:155–174, Erlangen.
- (1988): Die Werfener Schichten in den Karnischen Alpen und westlichen Karawanken (Österreich und Italien). – Dissertation RWTH Aachen, 213 Seiten.
- (1990): The uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary in the Gartnerkofel 1-Core. In: VENTURINI C., KRAINER K. (eds) *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, Proceedings (preprint): 74–79.
- BUGGISCH, W. (1974): Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartnerkofel) (Oberperm, Karnische Alpen). *Untersuchungen zur Fazies und Geochemie. Carinthia II*, 164/84: 17–26, Klagenfurt.
- (1978): Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. – *Geol. Rundschau* 67:149–180, Stuttgart.
- BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E. (1980): Die Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. Verbreitung, geologische Situation und Geländebefund. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): *Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen*, *Carinthia II*, Sonderheft 3:13–50, Klagenfurt.
- BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G.-F. (1976): Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – *Geol. Rundschau* 65:649–690, Stuttgart.
- BUSER, S. (1974): Neue Feststellungen im Perm der westlichen Karawanken. – *Carinthia II*, 164/84:27–37, Klagenfurt.
- BUTTERSACK, E. & BOECKELMANN, K. (1984): Palaeoenvironmental Evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schulter – Trogkofel Area (Carnic Alps, Northern Italy). – *Jahrb. Geol. Bundesanst.* 126:349–358, Wien.
- EXNER, Ch. (1974): Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). – *Verh. Geol. Bundesanst.* 1974:131–137, Wien.
- FELSER, K. O. & KAHLER, F. (1963): Die Geologie der Rattendorfer Alm (Karnische Alpen). – *Carinthia II*, 153/73:72–90, Klagenfurt.
- FELSER, K. O., KAHLER, F. & KAHLER, G. (1965): Dolomite im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, Sonderheft 20 (Angel-Festschrift): 40–48, Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. (1966): Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, Sonderheft 25:1–76, Klagenfurt.
- (1968): Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, 158/78:38–65, Klagenfurt.
- (1971): Palökologische Interpretation des Zottachkopf-Profiles mit Hilfe von Kleinforminiferen (Oberer Pseudoschwagerinen-Kalk, unteres Perm: Karnische Alpen). – *Carinthia II*, Sonderheft 28:61–96, Klagenfurt.
- (1974): Fazies-Interpretation der unterpermischen Sedimente in den Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, 164/84:43–62, Klagenfurt.

- (1980): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft 36:1–260, Klagenfurt.
- (1980): Die Mikrofazies der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: Flügel E. (Hrsg.) Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, 51–99, Carinthia II, Sonderheft 36, Klagenfurt.
- (1981): Lower Permian Tubiphytes/Archaeolithoporella buildups in the Southern Alps (Austria and Italy). In: TOOMEY, D. F. (ed) European Fossil Reef Models, SEPM Spec. Publ. 30:143–160, Tulsa.
- (1987): Reef Mound Entstehung: Algen-Mounds im Unterperm der Karnischen Alpen. – Facies 17:73–90, Erlangen.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1980): Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, Carinthia II, Sonderheft 36:113–182, Klagenfurt.
- FLÜGEL, E., HOMANN, W. & TIETZ, G.-F. (1971): Litho- und Biofazies eines Detailprofils in den Oberen Pseudoschwagerinen-Schichten (Unter-Perm) der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. Bundesanst. 1971:10–42, Wien.
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. – Halle, Max Niemeyer, 514 Seiten.
- FRISCH, W. (1961): Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. – Carinthia II, 151/71:52–57, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 8: Grenzlandbänke (Rudnigsattel, Unterperm), Karnische Alpen. – Carinthia II, 174/94:59–69, Klagenfurt.
- (1987a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1987, Beitrag 15: Wunderstätten (Unterperm), St. Pauler Berge. – Carinthia II 177/97:381–394, Klagenfurt.
- (1987b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1987, Beitrag 16: Kötschach, Gailtaler Alpen (Unterperm). – Carinthia II 177/97:395–407, Klagenfurt.
- (1988): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1988, Beitrag 17: Ulrichsberg (Unterperm), Kärnten. – Carinthia II 178/98:437–446, Klagenfurt.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRÄINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, Sonderheft 49:1–189, Klagenfurt.
- FRITZ, A., SCHÖNLAUB, H. P. & BOERSMA, M. (1986): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 12: Eine Oberstefan-Flora aus den „Grenzlandbänken“ der Treßdorfer Alm (Karnische Alpen, Naßfeld). – Carinthia II, 176/96:125–133, Klagenfurt.
- GEYER, G. (1896): Über die marinen Aequivalente der Permformation zwischen dem Gailthal und dem Canalthal in Kärnten. – Verh. geol. Reichsanst. 1895:392–413, Wien.
- HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H. (1974): Mineralisationen im Perm der Ostalpen. – Carinthia II, 164/84:63–71, Klagenfurt.
- HERITSCH, F. (1933): Die stratigraphische Stellung von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – In: HERITSCH, F. (1933): Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 26:162–189, Wien.
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K. (1933): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (1933): Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 26:162–189, Wien.
- HERZOG, U. (1984): Fundbericht über einen pflanzenfossilführenden Horizont im Unterperm (Grenzlandbänke) der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 174/94:71–72, Klagenfurt.
- HOLSER, W. T. & SCHÖNLAUB, H. P. (1991): The Permian-Triassic Boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel-Region). – Abh. Geol. Bundesanstalt, Bd. 45, 232 Seiten, Wien.
- HOMANN, W. (1969): Fazielle Gliederung der Unteren Pseudoschwagerinenkalke (Unter-Perm) der Karnischen Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1969:265–280, Stuttgart.
- (1972): Unter- und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Treßdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – Senck. leth., 53:135–313.

- KAHLER, F. (1972): Das Perm der Karnischen Alpen. – Verh. geol. Bundesanst. 1972:139–141, Wien.
- (1980): Zur Definition der Saalischen Phase im marinen Bereich der Südalpen. In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, Carinthia II, Sonderheft 36:259–260, Klagenfurt.
- (1983): Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, Sonderheft 41:1–107, Klagenfurt.
- (1985): Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – Carinthia II, Sonderheft 42:1–93, Klagenfurt.
- (1986): Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 176/96:1–17, Klagenfurt.
- (1989): Die Fusuliniden. – In: EBNER, F. & KAHLER, F. (Hrsg.): Catalogus Fossilium Austriae, Heft II/b/1: Foraminifera Palaeozoica, 87–295, Österr. Akademie der Wissenschaften, Wien.
- KAHLER, F. & KAHLER, G. (1980): Fusuliniden aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, Carinthia II, Sonderheft 36:183–254, Klagenfurt.
- KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – Geol. Bundesanstalt Wien, 116 Seiten.
- KOBER, V. (1984): Zur Genese der Tarviser Breccie in den Karawanken, NW-Jugoslawien. – Geol. Inst. Univ. Köln, Sonderveröffentlichungen 56:1–155.
- KRAINER, K. (1987a): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – Carinthia II, 177/97:49–92, Klagenfurt.
- (1987b): Der geologische Rahmen zu einem jungpaläozoischen Pflanzenfossilvorkommen im Raum Wunderstätten (St. Pauler Berge). – Carinthia II, 177/97:275–281, Klagenfurt.
- (1989): Zum gegenwärtigen Stand der Permoskythforschung im Drauzug. – Carinthia II, 179/99:371–382, Klagenfurt.
- (1990): Fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen im Perm des Drauzuges. – Mitt. österr. geol. Ges., 82 (1989):49–78, Wien.
- KRAINER, K. & SPÖTL, Ch. (1989): Detrital and authigenic feldspars in Permian and early Triassic sandstones, Eastern Alps (Austria). – Sedimentary Geology 62:59–77, Amsterdam.
- MOSTLER, H. (1972): Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. – Verh. Geol. Bundesanst. 1972:143–149, Wien.
- NIEDERMAYR, G. (1975): Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67:105–126, Wien.
- (1987): Kärntner Permgespräche 7. – 10. September 1987, Exkursionsführer. – Naturwiss. Verein für Kärnten, Fachgruppe Mineralogie und Geologie, Klagenfurt, 47 Seiten.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1982): Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. Verh. Geol. Bundesanst. 1982:33–51, Wien.
- NIEDERMAYR, G., SEEMANN, R. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1978): Die Perm-Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol. – Ann. Naturhist. Mus. Wien 81:1–17, Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1962). Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges (Mittelkärnten). – Der Karinth 45/46:244–246, Hüttenberg.
- (1965): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges, Kärnten – Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14/15, 1963/1964:229–266, Wien.
- (1972): Vorstellung zur Paläogeographie – Verrucano. – Verh. Geol. Bundesanst. 1972:97–106, Wien.

- RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W. (1972): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – Verh. Geol. Bundesanst. 1972:127–138, Wien.
- SHELLWIEN, E. (1900): Die Fauna der Trogkofelschichten in den Karnischen Alpen und in den Karawanken. I. Brachiopoden. – Abh. geol. Reichsanst. 16:1–122, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1990): The Permian/Triassic boundary in the Naßfeld region. In: VENTURINI, C. & KRÄINER, K. (eds): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), Proceedings (preprint):72–73.
- SYLVESTER, H. (1989a): Vorbericht über sedimentologisch-sedimentpetrographische Untersuchungen in den Perm/Skyth-Siliziklastika der ostalpinen Decken (Kärnten/Österreich). – Carinthia II, 179/99:401–424, Klagenfurt.
- (1989b): Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins. – Jahrb. Geol. Bundesanst. 132:791–821, Wien.
- TELLER, F. (1898): Erläuterungen zur geologischen Karte Eisenkappel und Kanker (1:75.000). – Verlag der k. k. Geol. Reichsanst. Wien, 142 Seiten, Wien.
- THIEDIG, F. & CHAIR, M. (1974): Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). – Carinthia II, 164/84:105–113, Klagenfurt.
- THIEDIG, F. & KLUSSMANN, D. (1974): Limnisches Oberkarbon an der Basis der Postvariscischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens (Österreich): Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Haimburg 43:79–84, Hamburg.
- THIEDIG, F., CHAIR, M., DENSCH, P., KLUSSMANN, D. & SEEGER, M. (1975): Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens – Österreich. – Verh. Geol. Bundesanst. 1974:269–279, Wien.
- TIETZ, G. F. (1974): Die Schwermineralgehalte in den Grenzlandbänken. – Carinthia II, 164/84:115–124, Klagenfurt.
- Geologische Karten (mit Perm-Aufschlüssen):
- ANDERLE, N. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 200, Arnoldstein (mit Erläuterungen). – Geol. B.-A., Wien.
- (1977): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 201–210, Villach–Aßling (mit Erläuterungen). – Geol. B.-A., Wien.
- BAUER, F. K. (1982): Geologische Gebietskarte der Republik Österreich, Karawanken, Ostteil, 1:25.000 (3 Blätter, mit Erläuterungen). – Geol. B.-A., Wien.
- (1985): Geologische Gebietskarte der Republik Österreich, Karawanken, Westteil, 1:25.000 (3 Blätter). – Geol. B.-A., Wien.
- BECK, H. (1931): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt 5253, Hüttenberg und Eberstein. – Geol. B.-A., Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 188, Wolfsberg. – Geol. B.-A., Wien.
- EXNER, Ch. (1962): Geologische Karte der Sonnblickgruppe, 1:50.000. – Geol. B.-A., Wien.
- KAHLER, F. (1962): Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, Blatt 202–203, 1:50.000. – Geol. B.-A., Wien.
- KLEINSCHMIDT, G., SEEGER, M. & THIEDIG, F. (1989): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 205, St. Paul im Lavanttal. – Geol. B.-A., Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 197, Kötschach. – Geol. B.-A., Wien.
- (1987): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 198, Weißbriach. – Geol. B.-A., Wien.
- (1989): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 199, Hermagor. – Geol. B.-A., Wien.
- WEISSENBACH, N. (1978): Geologische Karte der Saualpe, 1:25.000 (2 Blätter). – Geol. B.-A., Wien.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. Karl KRÄINER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Carinthia II](#)

Jahr/Year: 1993

Band/Volume: [183\\_103](#)

Autor(en)/Author(s): Krainer Karl

Artikel/Article: [Das Perm in Kärnten 133-180](#)