

EXKURSIONSFÜHRER

Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft

Seis am Schlern Südtirol 1982

Inhaltsverzeichnis

Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung (R. Brandner und H. Mostler)	1
Exkursion 1: Bozener Quarzporphyr und Werfener Schichten (H. Mostler; mit Beiträgen von W. Resch und D.A. Donofrio)	43
Exkursion 2: Mittel- und Obertrias in Frötschbach und Seiser Alm (R. Brandner; mit einem Beitrag von D.A. Donofrio und H. Mostler)	80
Exkursion 3: Das Profil durch die Bletterbachschlucht bei Radein (Redagno) (E. und G. Niedermayr)	98
Literaturverzeichnis	105

Exkursionsführer zur 4. Jahrestagung der
Österreichischen Geologischen Gesellschaft

Seis am Schlern (Gem. Kastelruth), Südtirol

28.9.-2.10.1982

Schriftleiter: H. Mostler

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Österreichische Geologische Gesellschaft

gedruckt mit Unterstützung von:
Amt der Südtiroler Landesregierung
Amt der Tiroler Landesregierung
Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung
Bundesministerium für Unterricht und Kunst

Druck: H. Kowatsch, Innsbruck

Innsbruck, 1982

DER GEOLOGISCHE AUFBAU DES SCHLERNGEBIETES UND SEINER WEITEREN UMGEBUNG

von R. Brandner und H. Mostler*)

Die Umgebung des Schlerngebietes ist uns dank der besonderen tektonischen Situation (Randlage der Bozener Quarzporphyrplatte) und der tiefgreifenden Erosion vom basalen Grundgebirge (Brixener Quarzphyllit) bis hinauf zu den obertriadischen Schichtfolgen (Raibler Schichten - Hauptdolomit) zugänglich.

Es treten auf engstem Raum Gesteinsfolgen auf, deren Entstehung einerseits auf gebirgsbildende Vorgänge der hercynischen Orogenese zurückgeht (Brixener Quarzphyllit), gefolgt von solchen, die besonders durch späthercynische magmatische Ereignisse gesteuert werden (Bozener Quarzporphyrkomplex), andererseits entwickelt sich über eine Konsolidierungsetappe hinweg (Grödener, Bellerophon- und Werfener Schichten) eine Geosynklinale heraus, die durch eine auf tektonogenetische Äußerungen zurückgehende Faziesdifferenzierung (Peres-, Pragser, Buchensteiner und Wengener Schichten) gekennzeichnet ist.

1. Südalpines Grundgebirge

Sowohl am Ausgang des Grödener Tales als auch im Eisacktal südlich von Waidbruck (vorwiegend auf die westliche Talseite beschränkt) wurde aufgrund der besonderen tektonischen Situation und durch eine tiefschürfende Erosion das Grundgebirge bloßgelegt. Es handelt sich hierbei um den nördlichen Grundgebirgsrand der Bozener Quarzporphyrplatte, der sich aus einer heterogenen Gesteinsvergesellschaftung zusammensetzt, die man als Brixener Quarzphyllitserie zusammenfaßt und auch als solche in der geologischen Karte ausgehalten hat.

Diese Metamorphite mit vorwiegend phyllitischem Habitus (Taf. 1, Fig. 1) sind tektonisch stark beanspruchte, oft bis in das Feingefüge verfädelte, mindestens zwei Schieferungen aufweisende Gesteine. Sie sind mit den für Quarzphyllite so typischen Quarzknuern und Quarzschwielen ausgezeichnet. Das stark tektonisch mitgenommene quarzphyllitische Gestein, in welchem örtlich Metarhyolithe (saure metamorphe Vulkanite ordovizischen Alters) zwischengeschaltet sind, geht auf vorwiegend tonige Sedimente zurück.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. Rainer Brandner, Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Die quarzitischen Gesteine und solche mit gneisigem Habitus (Albit-Augengneise; Taf. 1, Fig. 2) sind auf Quarz- bzw. Quarz-Feldspat-Sande zurückzuführen. Sie bilden ihrerseits kompakte Partien, die den quarzphyllitischen Typen zwischengeschaltet sind.

Beide, sowohl der quarzphyllitische als auch der gneisige Typus, sind entsprechend ihrem Mineralbestand (Granat, Biotit, Muskovit, Albit, Chlorit) gerade noch der Grünschieferfazies zuzuordnen. Die Amphibolitfazies wird in diesem Raum jedoch nicht erreicht. Örtlich ist eine schwache rückschreitende Metamorphose, vor allem durch den Abbau von Granat und Biotit, innerhalb der Grünschieferfazies nachgewiesen.

Während eine prähercynische Metamorphose sehr in Frage zu stellen ist, ist ein zweiphasig abgelaufener hercynischer Metamorphoseakt sichergestellt. Die ältere Metamorphose ist mit 350 Mio. Jahren datiert und fällt somit in das Unterkarbon (Visé); die jüngere Phase der Metamorphose, mit 317 Mio. Jahren datiert, ist während des Oberkarbons (Westphal) vor sich gegangen (DEL MORO et al., 1980).

Der Brixener Quarzphyllit hat somit einen polymetamorphen Werdegang hinter sich und wurde auf jeden Fall während der hercynischen Orogenese in das metamorphe Geschehen miteinbezogen, ja selbst die schwache, rückschreitende Metamorphose geht auf ein späthercynisches Ereignis, wie das Studium der Gerölle aus den Basalkonglomeraten ergab, zurück.

2. Basalkonglomerat (Waidbrucker Konglomerat; Taf. 2)

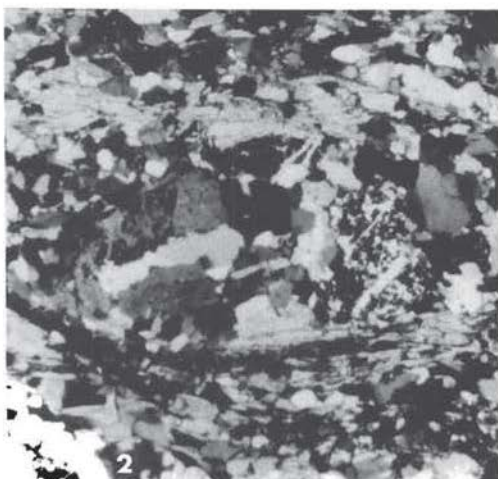
Über den späthercynisch abgetragenen Brixener Quarzphyllit folgen erosionsdiskordant Konglomerate, die zweifelsohne auf das darunterliegende Grundgebirge zurückzuführen sind, zumal die Geröllzusammensetzung, neben häufig auftretendem Quarz, das gesamte Spektrum des Brixener Quarzphyllits widerspiegelt.

Die Konglomerate weisen vorwiegend eine graugrüne Farbe auf, gegen das Hangende hin sind sie rötlich.

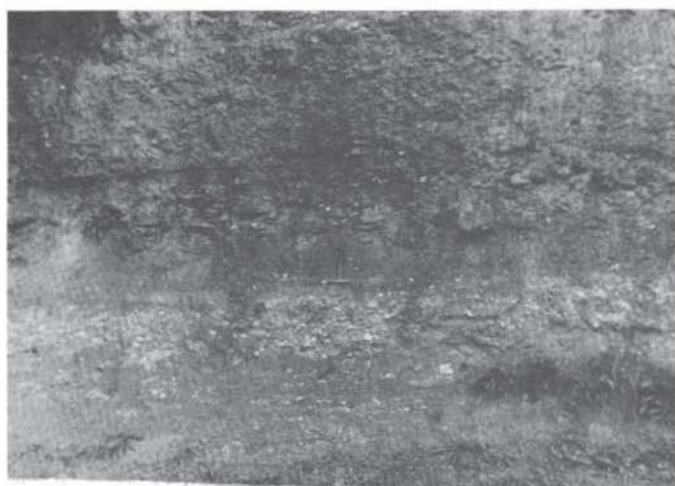
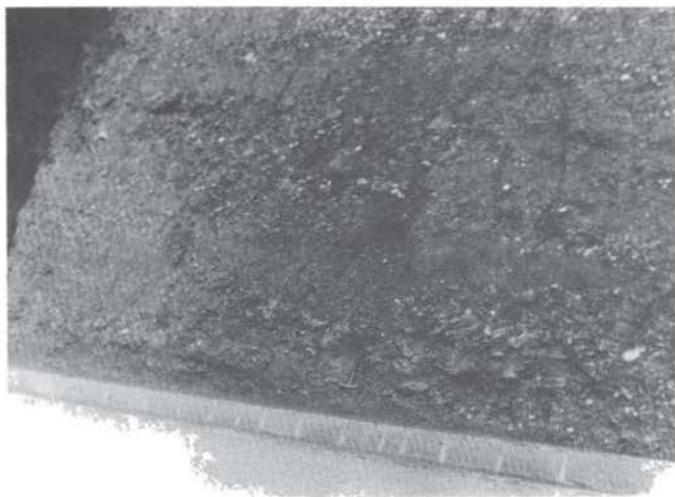
Folgende Merkmale charakterisieren diese grobklastischen Sedimente: fehlende oder nur sehr undeutliche Schichtung, sehr schlechte Sortierung, die Gerölle sind ecken- bis kantengerundet, der Durchmesser der Gerölle liegt im Schnitt etwas über 3 cm; die größten Gerölle erreichen Durchmesser um 50 cm.

Es handelt sich also um texturell als auch kompositionell unreife Sedimente, deren Entstehung auf heftige kurzfristige Niederschläge zurückgeht, in deren Gefolge murenartige Schuttströme (debris flow) entstehen, wie sie für Wildbäche typisch sind. Für den Wildbachcharakter spricht auch die geringe laterale rinnenförmige Ablagerung. Wenn man beispielsweise dem Nordrand der Bozener Quarzporphyrplatte folgt, trifft man vereinzelt auf solche Rinnen, gefüllt mit Wildbachablagerungen, die in den nach Süden abfallenden Quarzphyllit eingeschnitten sind (Abb. 1). Das Material wird also Depressionen zugeführt, die ihre ersten Anlagen syndementär entstandenen grabenartigen Strukturen verdanken, an welchen sich später z.T. auch vulkanotektonische Äußerungen orientieren.

Tafel 1



Tafel 2



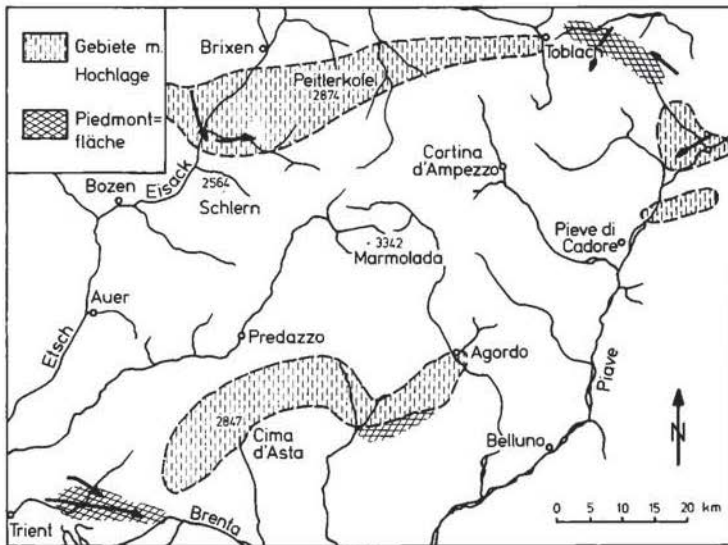


Abb. 1: Rekonstruktionsversuch der paläogeographischen Verhältnisse in den Dolomiten zur Zeit der Ablagerung des Waidbrucker Konglomerats nach R. DAL CIN, 1972 (etwas verändert).

Wichtig erscheint es uns, darauf hinzuweisen, daß sich sowohl in der Grundmasse als auch im Geröllspektrum ausschließlich Gesteine des süd-alpinen Grundgebirges befinden. Es konnten im Gegensatz zu früheren Meinungen keine sauren Vulkanitgerölle, die der Bozener Quarzporphyrplatte angehören, gefunden werden. Man muß somit das Basalkonglomerat streng von den darüberfolgenden Konglomeraten abtrennen, in welchen die ersten Zeugen vulkanischer Aktivität auftreten. Den Grundgebirgsgeröllen sind Auswürflinge, wenn auch zunächst noch spärlich, stets andesitischer Natur beigemischt. Es fehlen aber auch in diesen Niveaus Ignimbritgerölle.

Das meist 50 m Mächtigkeit nicht überschreitende Waidbrucker Konglomerat ist unter Berücksichtigung der radiometrischen Daten vom Bozener Quarzporphyr (älteste Daten der intermediären Ignimbrite liegen bei 290 Mio. Jahren) als tiefunterpermisch einzustufen (siehe hierzu Tab. 1).

Da das letzte Metamorphoseereignis des Brixener Quarzphyllits mit 315 Mio. Jahren datiert ist, verbleibt also nur ein sehr kurzer Zeitraum für die Heraushebung (Montigenese) und den Abbau des Gebirges (Abtragung bis zu einer Rumpflandschaft).

Es ist auch bemerkenswert, daß z.B. die spätvariskisch entstandenen Granite wie der Brixener Granit, Iffinger und Kreuzberggranit (Alter zwischen 291 und 285 Mio. Jahren) nicht im Geröllspektrum auftreten.

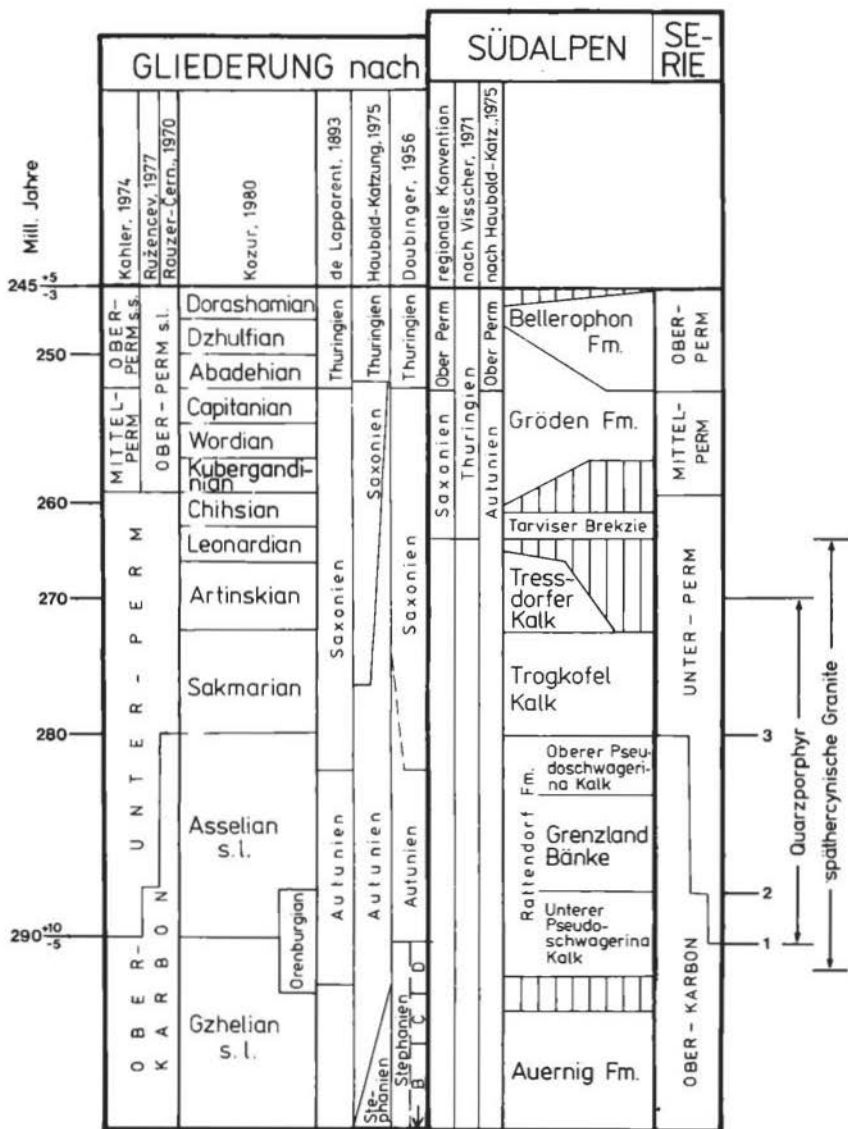


Tabelle 1: Ausschnitt der Korrelationstabelle des Perms von HOLUB & KOZUR, 1981.

Die am Rand vermerkten Zahlen (1, 2, 3) markieren die in die engere Wahl gelangten Vorschläge zur Karbon/Perm-Grenzziehung, d.h. auf eine dieser drei Grenzen wird man sich einigen. Zur Zeit wird die Grenze in der radiometrischen Zeittafel mit der Basis des Asselian s.l. (= 1) gezogen und somit auf 290 ± 10 Mio. Jahre datiert.


3. Der Vulkanitkomplex der "Bozener Porphyryplatte"

Die vulkanischen Förderprodukte der sogenannten Bozener Porphyryplatte bedecken eine Fläche von etwa 4000 km².

Die hochoberkarbonische? bis unterpermische Gesteinsfolge (siehe Abb. 2) weist eine sehr komplexe Aufeinanderfolge von Laven (basisch bis intermedial) mit den zugehörigen pyroklastischen Absätzen (diverse Tuffe, Tuffite) auf. Dazu gesellen sich nach mehr oder minder länger anhaltenden Förderstillständen fluviatil-lakustrine Ablagerungen, die mit sauren Magmenförderungen, in Form von Ignimbritdecken aus Glutwolken abgesetzt, wechsellagern.

Das Bozener Quarzporphyryareal erweckte sehr früh das Interesse der Geologen, die in ihren ersten Arbeiten um die Jahrhundertwende in jedem Vulkanittypus eine neue Abfolge sahen, und somit den Bozener Quarzporphyrykomplex in acht übereinanderliegende Großfördereinheiten mit dazwischen geschalteten pyroklastischen Sedimenten gegliedert haben.

In den Sechzigerjahren hat man diese Gliederung revidiert und auf zwei Eruptiveinheiten reduziert. Schließlich hat sich in den letzten Jahren eine Dreigliederung herausentwickelt, die sowohl den Geländebefunden als auch den petrographischen Daten am besten gerecht wird. Man unterscheidet von unten nach oben (siehe Abb. 2) eine Gruppe, bestehend aus Latiandesiten und Daziten (A), gefolgt von einer solchen mit Quarzlatiten und Rhyodaziten (B), die ihrerseits im Hangenden von einer Gruppe, aufgebaut aus Rhyolithen (C) überlagert werden.

Die Gruppe (B) läßt sich von (C) durch besonders einschneidende Ereignisse, vor allem durch vulkanotektonische Äußerungen (siehe Abb. 2,  = vulkanotektonische Suture), abtrennen.

Während die basale Gruppe (Latiandesite und Dazite) im Norden nur etwa 300 m mächtig wird, beträgt diese am Südrand der Porphyryplatte bis 800 m. Die beiden höheren Vulkanitgruppen sind jeweils um die 1000 m mächtig, so daß im zentralen Bereich der Bozener Porphyryplatte 3000 m Mächtigkeit durchaus erreicht werden können.

1) Latiandesite und Dazite

Der eigentlichen basischen Magmenförderung geht fast ausschließlich eine meist länger anhaltende explosive Phase voraus. Es werden hierbei Gesteine hervorgebracht, die sich aus Auswürflingen verschiedener Größe zusammensetzen, die sich zunächst mit den fluviatilen Sedimenten vermischen, um schließlich durch immer heftiger werdende Kristall- und Aschentuffregen zu vollwertigen Pyroklastiten überzuleiten. Nur allmählich schalten sich Laven dazwischen und erst nach mehrmaligem Wechsel von Tuff- und geringer Lavenförderung setzen sich mächtigere Lavaströme durch. Im gesamten betrachtet herrschen in dieser Vulkanitgruppe die Pyroklastite (Tuffe, Tuffite) vor.

Entsprechend der Gesteinsbezeichnung weisen die Gesteine einen Chemismus auf, der sie nach dem Streckeisen-Diagramm in das latiandesitische und dazitische Feld weist. Es handelt sich um massive, dunkelgraugrüne Gesteine mit einer homogenen Grundmasse (megaskopisch sichtbar), vereinzelt Einsprenglinge von Plagioklas und Augit führend. Unter dem Mikroskop ist die megaskopisch homogen wirkende Grundmasse in ein Kristallgemenge, bestehend

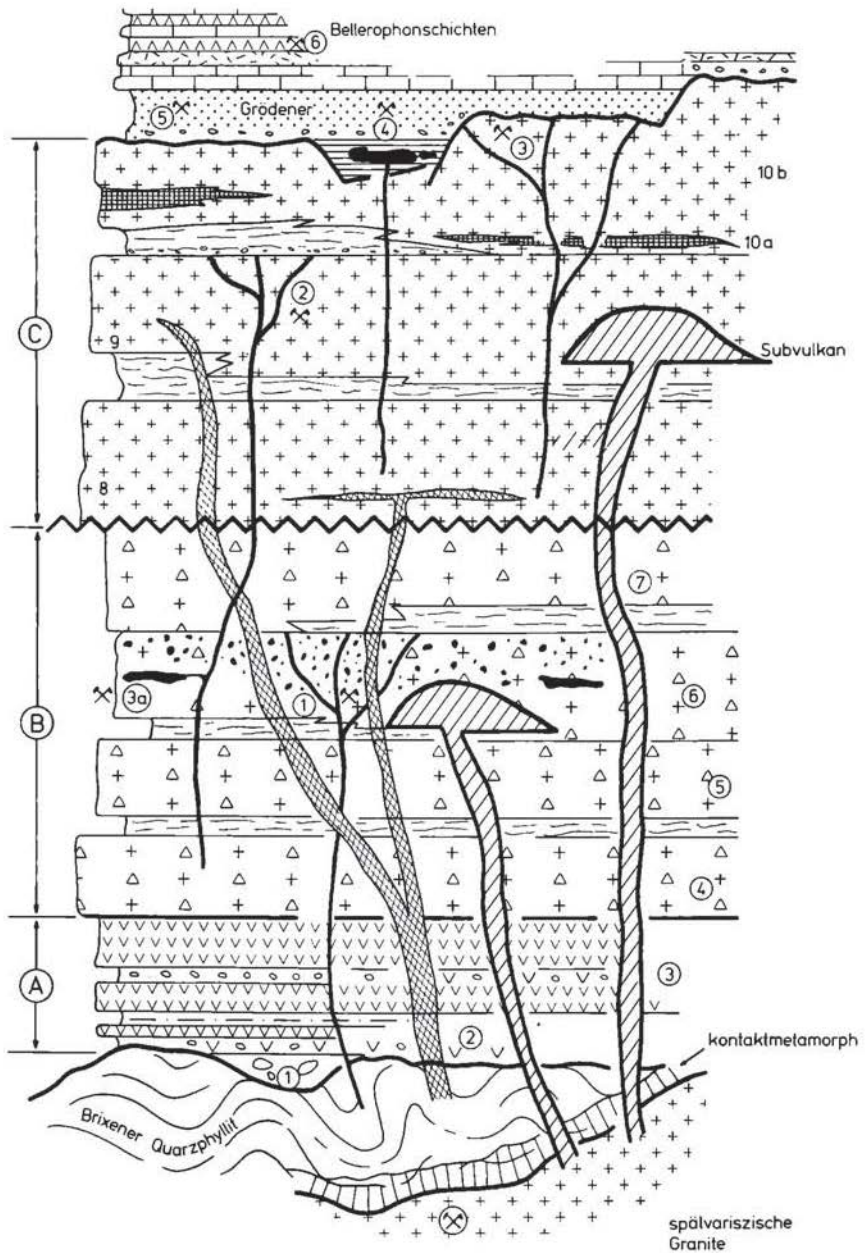
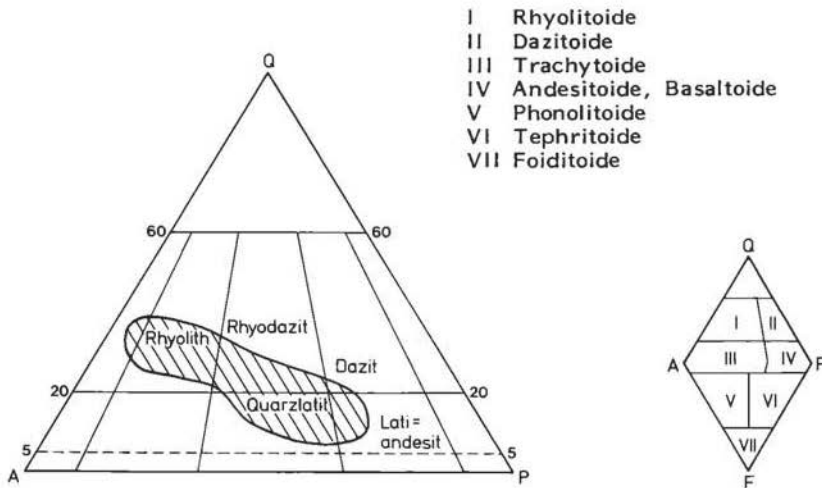


Abb. 2: Idealprofil des Bozener Quarzporphyrkomplexes

aus sehr kleinen Feldspatleistchen und etwas größeren Augiten und feinstverteiltem Erz (vorwiegend Ilmenit), auflösbar. In dieser Grundmasse schwimmen große, idiomorphe, meist zonar gebaute Plagioklase und wesentlich kleinere Pyroxene. Der gesamte Mineralbestand ist jedoch nicht frisch, sondern oft bis zur Gänze umgesetzt. Die Feldspäte sind meist in Karbonat, die Augite stets in Chlorit oder in ein Gemenge von Chlorit und Karbonat umgewandelt.

Diese basischen Gesteine werden unter dem Terminus "Trostburgmela-phyre" geführt und weisen rein nach dem megaskopischen Befund ein vollkristallin-porphyrisches Gefüge auf.



Streckeisen-Diagramm: Verbreitung der Vulkanittypen des Bozener Quarzporphyrkomplexes.

2) Quarzlatite und Rhyodazite

Die Abfolge dieser Gruppe läßt sich stets sehr gut von der darunter liegenden Latiandesit-Dazit-Gruppe abtrennen. Die hellere Gesteinsfarbe, vor allem das Auftreten von Quarzeinsprenglingen, die allen Typen dieser Gruppe eigen sind, ermöglichen eine gute Abtrennung vom Liegendkomplex.

Eine Untergliederung in vier Teileinheiten ist vor allem durch die zwischengeschalteten Konglomerathorizonte, Tuffe und Tuffite möglich, aber auch die einzelnen Laven lassen sich durch Mineralbestand, Abkühlungsstadien etc. gut voneinander abtrennen.

Innerhalb dieser Gruppe treten auch etwas basischere Einschaltungen, so etwa im Eisacktal bei Atzwang (Campodazzo) auf. Diese sind durch spätmagmatische Hydrothermentätigkeit verändert, worauf im Exkursionsführer

noch näher eingegangen wird.

Im Niveau der Quarzlatit-Rhyodazit-Decken finden sich des öfteren endogene Lavakuppen (Dome). Es sind dies subvulkanische Gebilde, die auf steckengebliebene zähe Magmen innerhalb von Kratern, wo sie langsam auskristallisierten, zurückgehen, und sich daher von den umgebenden Vulkaniten durch ihre meist holokristalline Struktur, meist aber sehr große Feldspäte aufweisen, die in einer mittelkörnigen Grundmasse schwimmen. Ebenso treten vereinzelt Gänge auf, die möglicherweise von den zeitgleichen Graniten (Brixener Granit, Iffinger Granit, Kreuzberggranit und Cima-d'Asta-Granit) aufgedrungen sind.

In derselben Abfolge treten auch Vererzungen auf, die von der letzten Ignimbriteinheit (Einheit 4, siehe Abb. 2) plombiert werden, womit belegt werden konnte, daß die Vererzung bald nach der Förderung der dritten Quarzlatit-Rhyodazit-Einheit vor sich ging.

Außerdem fällt die Hauptentwicklung (das Einbrechen) der großen vulkanotektonischen Senke auch noch in den Förderzyklus der Quarzlatit-Rhyodazit-Gruppe.

3) Rhyolithe

Die Rhyolithe können im zentralen Teil der Porphyrrplatte bis 1700 m mächtig werden. Sie lassen sich unschwer in drei Einheiten aufgliedern, wobei für die Abgrenzung die Farbe des Gesteins, Farbe der Feldspäte, Häufigkeit und Verbreitung der Minerale, Art der Absonderungen etc. entscheidend sind.

Auffallend ist die häufige Einschaltung von Vitrophyren sowie vereinzelt das Auftreten von Gängen und subvulkanischen Bildungen. Da in den beiden höheren Vulkanit-Gruppen meist im Höchsten nur Ignimbrite vorliegen, soll anstelle einer eher ermüdenden Beschreibung der einzelnen Ignimbrittypen (Auszüge daraus werden im Exkursionsführer behandelt) dem Leser die Ignimbritbildung und alles, was damit im Zusammenhang steht, nähergebracht werden.

Ignimbrite

a) Terminologie und Kennzeichen der Ignimbrite

Der Bozener Quarzporphyrkomplex ist vor allem im höheren Teil seiner Abfolge durch Ignimbrite gekennzeichnet. Darunter versteht man vulkanische Förderprodukte, die sich aus überquellenden Glutwolken saurer Magmen bei Linearausbrüchen bilden.

Da Ignimbrite nicht nur im Perm Südtirols, sondern zur selben Zeit im gesamten Mitteleuropa weit verbreitet sind, soll sowohl auf ihre Stellung im magmatogenen Ablauf, als auch auf ihre Entstehung im folgenden etwas ausführlicher eingegangen werden.

Der Terminus "Ignimbrit" stammt von MARSHALL, 1935, und bedeutet wörtlich übersetzt "Feuer-Regen" (ignis = Feuer, imber = Regen).

Von den sauren Laven unterscheiden sich die Ignimbrite durch ihre weite flächige Verbreitung. Sie bilden Decken, die eine ältere Topographie eibebnen. Weiters sind Ignimbrite in poröse, schwach oder nicht verschweißte

Aschentuffe (welded tuffs) nach oben bzw. zu den Rändern ihrer Decken hin gekennzeichnet.

Es charakterisiert sie einerseits ein chaotisches Gefüge (oft völlig regellose Verteilung von Einsprenglingen, Lapilli und Xenolithen), andererseits ist ein eutaxitisches Gefüge (in Grundmasse eingebettete Bimsfetzen) für sie kennzeichnend. Das nur Ignimbriten eigene vitroklastische Gefüge (Glasscherbengefüge) ist erst mit Hilfe des Mikroskops erkennbar.

Anhand der soeben aufgeführten Kennzeichen lassen sich somit die Ignimbrite unschwer von den Förderungen saurer Laven abtrennen.

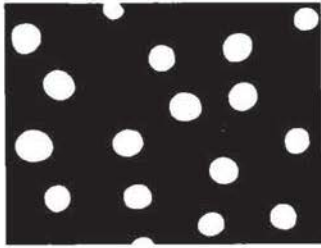
b) Genetische Aspekte

Eng mit dem Ausbruchsmechanismus im Zusammenhang stehend ist die außerordentlich weitflächige Verbreitung der Ignimbritabsätze sowie das sehr charakteristische vitroklastische Gefüge. Wie bei allen Laven entweicht die Gasphase auch bei Ignimbriten durch plötzliche Druckentlastung. Im Gegensatz zu basischen Laven, bei welchen die Gase leicht aus dem aufschäumenden Pyromagma entweichen, ist die Entgasung bei sauren Magmen wegen deren hoher Viskosität stark behindert. Anstelle des Aufschäumens findet in letzteren nur eine Aufblähung der Gasblasen statt, d.h. die Gasblasen vergrößern sich während der Aufwärtsbewegung des Magmas zusehends (siehe hierzu Abb. 3), gleichzeitig jedoch erhöht sich die Viskosität des geschmolzenen Anteils (hiemit sind die Wände und Zwickel zwischen den Gasblasen gemeint) zusehends.

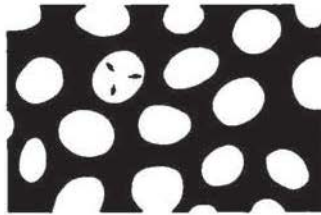
Bei Austritt des Pyromagmas an die Erdoberfläche zerreißen durch weitere Gasausdehnung schließlich die Scheidewände der Gasblasen, wodurch das Pyromagma in eine Suspension, bestehend aus Glasscherben, losen Einsprenglingskristallen und heißen Gasen umgewandelt wird. Durch diesen Vorgang entstehen als Reste der Blasenwandungen die so typischen Schmelzteilchenformen, die man als Vitroklasten oder Glasscherben bezeichnet. Neben relativ selten erhaltenen, einzelnen, nicht zerrissenen Blasen (Abb. 4) sind in manchen Ignimbriten größere Blasengruppen erhalten, die sich als Bimsfetzen zu erkennen geben. Auch diese sind zunächst noch plastisch und unterliegen somit einer analogen Deformation wie die Vitroklasten.

Dieser Ausbruchsmechanismus, der zu einer überquellenden Glutwolkenförderung führt, die eher die Tendenz zu einer bodennahen lateralen Ausdehnung zeigt, unterscheidet sich damit wesentlich von den Bimsstein- und Aschenausbrüchen (siehe Abb. 5). Die frei gewordene Suspension verhält sich außerordentlich expansionsfreudig und sorgt dank ihrer großen Beweglichkeit für eine oft gigantische Verbreitung der Ignimbrite. So führen PICHLER & ZEIL, 1972, aus den zentralen Anden känozoische Ignimbrite mit einer Fläche von etwa 150.000 km² an. Mächtigkeiten von 1000 m sind durchaus nicht selten.

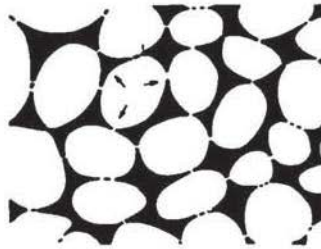
Man geht davon aus, daß sich die die Glutwolken mit großer Geschwindigkeit lateral fortbewegen, was eine sehr niedrige Gesamtviskosität dieser voraussetzt. Eine solche ist jedoch nur denkbar, wenn eine fortlaufende Entsaugung des Glases stattfindet, um auf diese Weise die Reibung der Glasscherben herabzusetzen. Durch die sich dauernd erneuernde Gasschicht zwischen den Glasscherben ist nach RITTMANN, 1981, ein stetes "Schmiermittel" präsent, das die Funktion eines Gaskissens einnimmt und so für die flächige Verbreitung sorgt.



Austritt flüchtiger Bestandteile aus dem Magma, Übergang vom Hypo- zum Pyromagma.



Aufblähung der Gasblasen im Pyromagma.



Zerreißen der Gasblasen; das Pyromagma wandelt sich in eine Glutwolke, bestehend aus einer Suspension von Kristallen, Glasscherben und heißen Gasen um. Die unterschiedlichen Formen der Glasscherben gehen aus der nebenstehenden schematischen Abbildung hervor.

Abb. 3

Unter ihrem eigenen Gewicht werden die als Suspension abgelagerten Glutwolken zu Ignimbriten verschweißt. Die tiefsten Partien weisen naturgemäß die stärksten Verschweißungen auf, d.h. die meist X- und Y-förmigen, noch plastischen Vitroklasten werden dort völlig plan gepreßt (Abb. 6). Der Grad der Verschweißung innerhalb einer Ignimbritabfolge nimmt nach oben ab, wodurch sich eine Zonierung des Ignimbritkörpers ergibt.

Wie Untersuchungen an jungen Ignimbriten zeigen, muß die Förderung von mehreren Ignimbritabfolgen sehr rasch erfolgt sein, zumal sich Abkühlung und Verschweißung unabhängig von den einzelnen Teilabfolgen vollzogen haben, was nur möglich ist, wenn die gesamte Ignimbritdecke noch plastisch war. Man hat es also mit Abkühlungseinheiten im Sinne von SMITH, 1960, zu tun, die über mehrere Teilförderungen hinweggreifen können, wobei die Grenzen zwischen den einzelnen Förderungen sehr stark überprägt werden und daher bei alten Ignimbriten schwer oder kaum erkennbar sind.



Durch Flächenkontakt an lang-ovalen Gasblasen entstandene Vitroklasten

Zwickelscheidewände (den Zwickel zwischen drei Gasblasen bildend); die Vitroklasten sind z.T. infolge schwacher Verschweißung deformiert.

Blasenwandung, über mehrere Gasblasen hinweggreifend; z.T. handelt es sich um einen Glasscherbentypus, der durch einfaches Auftreten von Gasblasen entstand.

Vornehmlich nicht zerrissene und nicht durch Verschweißung deformierte Gasblasen.

Abb. 4: Verschiedene Vitroklasten (Glasscherbentypen)

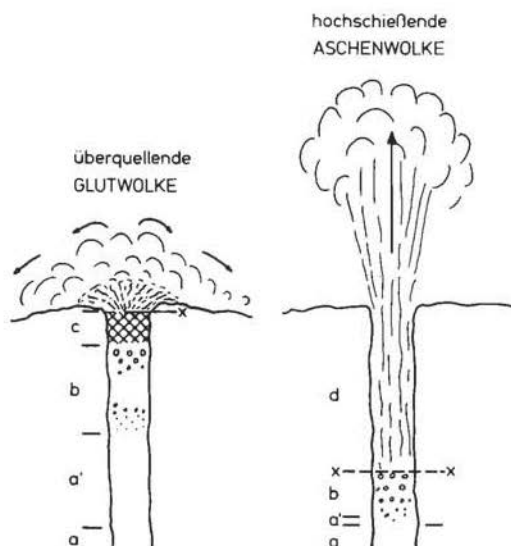


Abb. 5: Mechanismus von Ignimbrit- und Bimsstein-Ausbrüchen (nach A. RITTMANN, 1981)
 a = Hypomagma; a' = gas-übersättigtes, hochviskoses Hypomagma; b = zähflüssiges, schaumiges Pyromagma; c = Zweiphasensystem = Zone der Zertrümmerung des Pyromagmas; d = Glutnebel; x-x = Explosionsniveau.

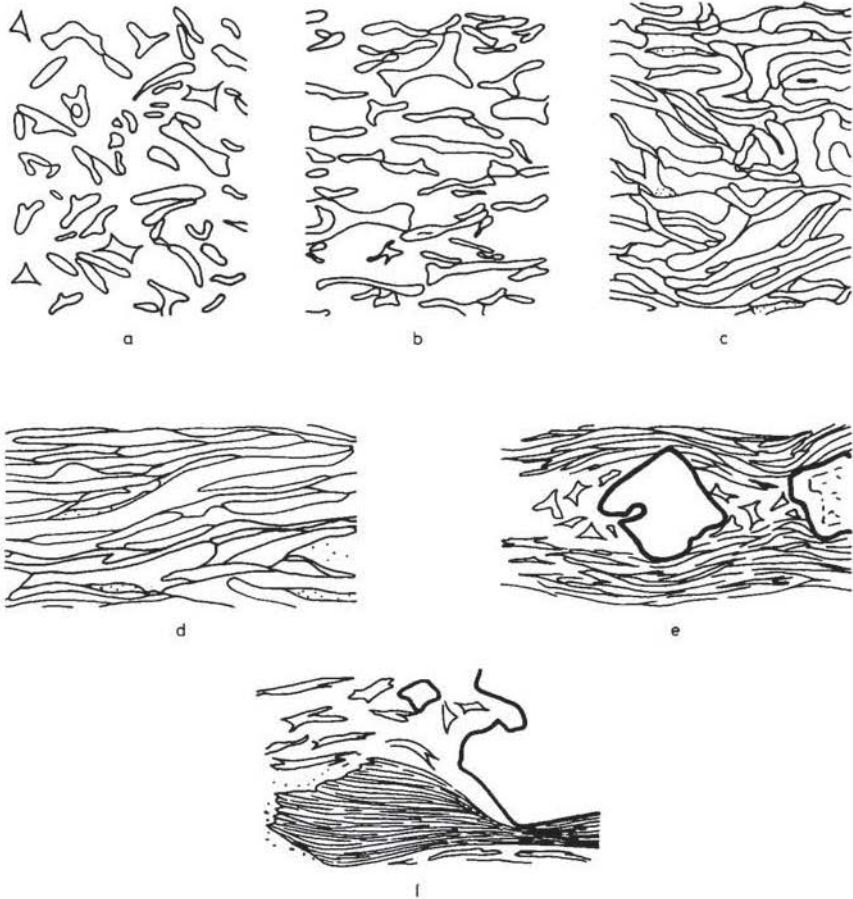


Abb. 6: Zur Deformation der nach Absatz der Glutwolken noch plastischen Glasscherben (Vitroklasten)
 a = nicht bis wenig verschweißt; b = wenig verschweißt;
 c = mittelstark verschweißt; d = stark bis sehr stark verschweißt;
 e = im Druckschatten der Einsprenglinge schwache Verschweißung,
 um die Einsprenglinge herum starke Verschweißung (pseudofluidales Gefüge)

c) Vulkanotektonische Überlegungen

Die Förderung von Ignimbriten in einem Ausmaß, wie sie etwa innerhalb der Bozener Quarzporphyrplatte vorliegt, ist nicht über einen Vulkanschlot denkbar, sondern geht vielmehr auf Spalteneruptionen zurück (Linearausbrüche großen Stils). Bei den Spalten handelt es sich seltener um Ringspalten, häufiger jedoch um kilometerlange Linearspalten, die infolge der außerordentlich großen Fördermenge meist vulkanotektonischer Natur sind, d.h. durch Massendefizit im Untergrund hervorgerufen werden. Es sinken also großräumig Gebiete ab, nicht selten, rein von der Morphologie her betrachtet, von chalderaähnlichem Bau (unter Chaldereen versteht man Einbruchskessel, entstanden durch Schlotausräumung, meist nach einem heftigen Explosionsausbruch, in dessen Folge der zentrale Teil eines Vulkans niederbricht), und von RITTMANN, 1981, als vulkanotektonische Senken bezeichnet.

Solche, durch Zusammenbruch einer intralithosphärischen Magmenkammer entstandene, Senken hat A.G.FISCHER, 1975, unter der Kategorie sekundärer Beckenentwicklungen eingereiht und hat hierfür als typisches Beispiel das große "Bozener Quarzporphyrbecken", mit Vulkaniten gefüllt, angeführt (siehe Abb. 7).

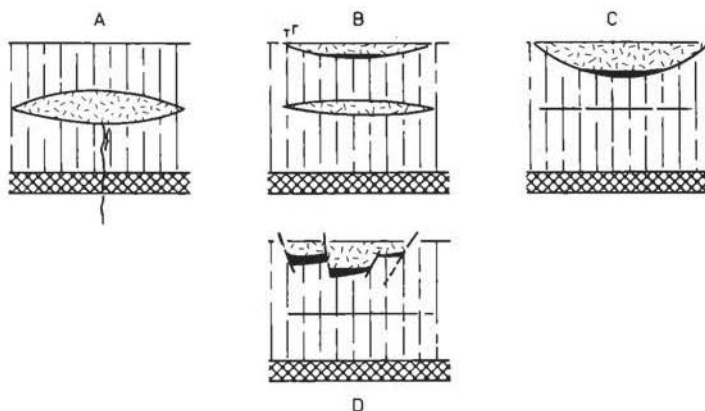


Abb. 7: Das "Bozener Quarzporphyrbecken" als typisches Beispiel eines sekundär entstandenen Beckens (nach A.G. FISCHER, 1975)

A = Magmenkammer, in der Lithosphäre gefüllt;

B = z. T. entleerte Magmenkammer;

C = völlig entleerte Magmenkammer mit totalem Einbruch (A, B, C = nach A.G. FISCHER, 1975);

D = vulkanotektonische Senke, an Brüchen durch Kollabieren der Magmenkammer entstanden (Vorstellung der Autoren).

Die magmatische Aktivität hat bereits nach radiometrischen Daten im höchsten Oberkarbon/Grenze Perm (290 Mio. Jahre) eingesetzt und ist spätestens mit Ende des Sakmarian erloschen.

Nun ist es besonders auffallend, daß in den zeitgleichen Sedimenten, nämlich in den Rattendorfer Schichten und Trogkofelkalken, keine Spur von Vulkanismus vorhanden ist, was unseres Erachtens mit der raschen Absenkung der vulkanotektonischen Bozener Depression zusammenhängt, und die aus den Spalten hervorquellenden Glutwolken, die sich bodennah ausbreiten, konnten wahrscheinlich den Rand der Senke nicht oder nur wenig überwinden und haben daher die zeitgleichen Sedimente der Karnischen Alpen nicht erreicht.

4. Grödener Sandstein

Nach einer z.T. sehr unterschiedlich lang dauernden Erosionsphase, der nicht unerhebliche Anteile des Bozener Quarzporphyrkomplexes zum Opfer gefallen sind, beginnt oft über einem tief verwitterten Bozener Quarzporphyr der sogenannte Grödener Sandstein. Erst jüngst hat WOPFNER, 1981, auf Verwitterungserscheinungen wie Gruskolke und Kankar-Hartkrusten an der Oberkante des Bozener Quarzporphyrs hingewiesen und diese mit den Bodenbildungen rezenter Steppen- und Wüstenböden Australiens verglichen.

Der Grödener Sandstein beginnt meist mit einer grobklastischen Folge (Schotter, Kiese, seltener Grobsande). Die direkt auf der Porphyryrplatte abgelagerten Grödener bestehen zunächst nur aus dem Detritus aufgearbeiteter Vulkanite; erst später, im höheren Teil der Abfolge, gesellen sich Kristallinkomponenten hinzu, die auf die fortschreitende Transgression des Grödener Sandsteins über das kristalline Basement zurückzuführen sind.

Während die basalen Schichtfolgen im Westabschnitt der Porphyryrplatte sich aus kontinental-fluviatilen Ablagerungen zusammensetzen, sind im Osten schon relativ früh marine Einflüsse spürbar, die sich besonders im Bletterbachprofil bei Radein (siehe Exkursionsführer) durch das häufige Auftreten von Gipsen äußern und schließlich, belegt durch Einschwemmung von Cephalopoden, in einer kurzfristigen marinen Ingression kulminieren.

BUGGISCH et al., 1976, haben das mehrmals untersuchte Bletterbachprofil nach einer neuerlichen Bearbeitung folgendermaßen interpretiert: über den subaerisch verwitterten Ignimbriten folgen etwa 100 m kontinentale, vorwiegend fluviatile Sedimente mit gelegentlich eingeschalteten Evaporiten randmariner Natur. Meeresingressionen, wie sie durch das Eindriften von z.B. Cephalopoden belegt werden konnten, führten auch zur Ablagerung karbonatbetonter Gesteine.

Etwa ab der Profilmitte konnte eine erneute Meerestransgression festgestellt werden, charakterisiert durch erhöhte Dolomitgehalte, Strandseifen usw. Darüber folgende evaporitisch-lagunäre Sedimente mit gelegentlicher Trockenlegung (häufig durch Fährten nachweisbar) leiten zu einer vorwiegend randmarinen Ablagerung, wie marine Faunen belegen, über.

Das Meer transgrediert im Südtiroler Raum, nach Auffassung der oben angeführten Autoren, im Gegensatz zu bisherigen Ansichten, demnach schon

innerhalb der Grödener Schichten. Während der westliche Abschnitt (Etschbuchtgebirge) noch eindeutig kontinentalen Charakter aufweist, ist die Küstenlinie, etwa ab dem mittleren Teil der Schichtfolge, bis in den östlichen Teil der Bozener Porphyrrplatte vorgedrungen. Es kann also kein Zweifel bestehen, daß das Vordringen des Meeres nach anfänglichen kurzzeitigen Vorstößen allmählich von Osten her auf westliche Gebiete übergreift.

Die unteren Grödener Schichten stellen, über die gesamte Bozener Porphyrrplatte gesehen, fluviatile Sedimente dar (Alluvialebenen mit breiten, verflochtenen Flußsystemen); die höheren Grödener hingegen sind schon durch vorwiegend randmarine Ablagerungen gekennzeichnet und markieren somit schon sehr früh den Übergang zu den darüberfolgenden Bellerophon-schichten.

Die Mächtigkeiten der Grödener schwanken selbst innerhalb der Südtiroler Dolomiten sehr stark (100-600 m), z.T. fehlen die Grödener (z.B. am Monte Rosa, bei Lavis, 10 km nördlich von Trient, wo auf Quarzporphyr Bellerophon-schichten transgredieren). Diese Mächtigkeitsschwankungen werden vor allem auf das zeitlich unterschiedliche Niederbrechen der Porphyrrplatte zurückgeführt, wodurch ein ganzes Muster größerer und kleinerer tektonisch entstandener Senken zustandekommt.

Die Grödener Sandsteine sind im unteren Teil durch reiche Pflanzen-vorkommen bekannt, die örtlich zu kleinen Flözchen anwachsen können; daneben sind es vor allem Amphibien und Reptilien, besonders deren Fährten, die weltbekannt wurden (Abb. 8 und 9).

Betrachtet man die Gesamtentwicklung in den Südtiroler Dolomiten zur Zeit der Grödener Sedimentation, die unter semiariden Klimabedingungen ab-lief, so müssen wir diese in mehrere Ablagerungsräume, von Westen nach Osten fortschreitend, untergliedern (siehe hierzu auch Abb. 12 a).

Das Gebiet westlich der Lombardei, etwa vom Comosee nach Westen, war zu dieser Zeit Abtragungsgebiet, an das sich unmittelbar eine Piedmont-ebene anschloß (so nennt man eine deutlich vom Gebirge abgesetzte, flach abfallende Verebnungsfläche in einem semiariden Gebiet), die sich aus weit ausladenden Schuttfächern zusammensetzte. In diese haben sich verflochtene Flußsysteme mit ihren reichen und mächtig anschwellenden Sand- und Schotter-ablagerungen eingeschnitten. Weiter im Osten, d.h. im Etschbuchtgebirge und den Südtiroler Dolomiten, waren es dagegen richtige Schwemmlandebenen (alluvial plains) mit weit ausladenden mäandrierenden Flüssen, die sich tief in das Schwemmland hineingefressen haben, und diese schließlich mit ihren Sedimenten (channel fill und point-bar-Ablagerungen) auffüllten. Dieses Schwemmland hat weit im Osten (östliche Karnische Alpen und in Jugoslawien) eine breit angelegte Depression mit tonigem und siltigem Material beschickt.

Geodynamisch betrachtet zählen die Grödener Schichten zu den Rot-molassen, die sich nach Ablauf des hercynischen subsequenten Vulkanismus herausentwickelten. Sie beginnen stets in Form von Süßwasserablagerungen, die im höheren Anteil ihres Sedimentationsprozesses in immer stärker marin beeinflusste Molassen überleiten.

Da ihre Sedimentation erst nach Ablauf tiefgreifender tektonischer Äußerungen (saalische Phase) einsetzt, sind sie einer späteren Molasse-etappe (Spätmolasse, bestehend aus roten Klastika und Evaporiten) zuorden-bar. Diese Eingliederung wird auch noch durch unmittelbar darüber folgende,

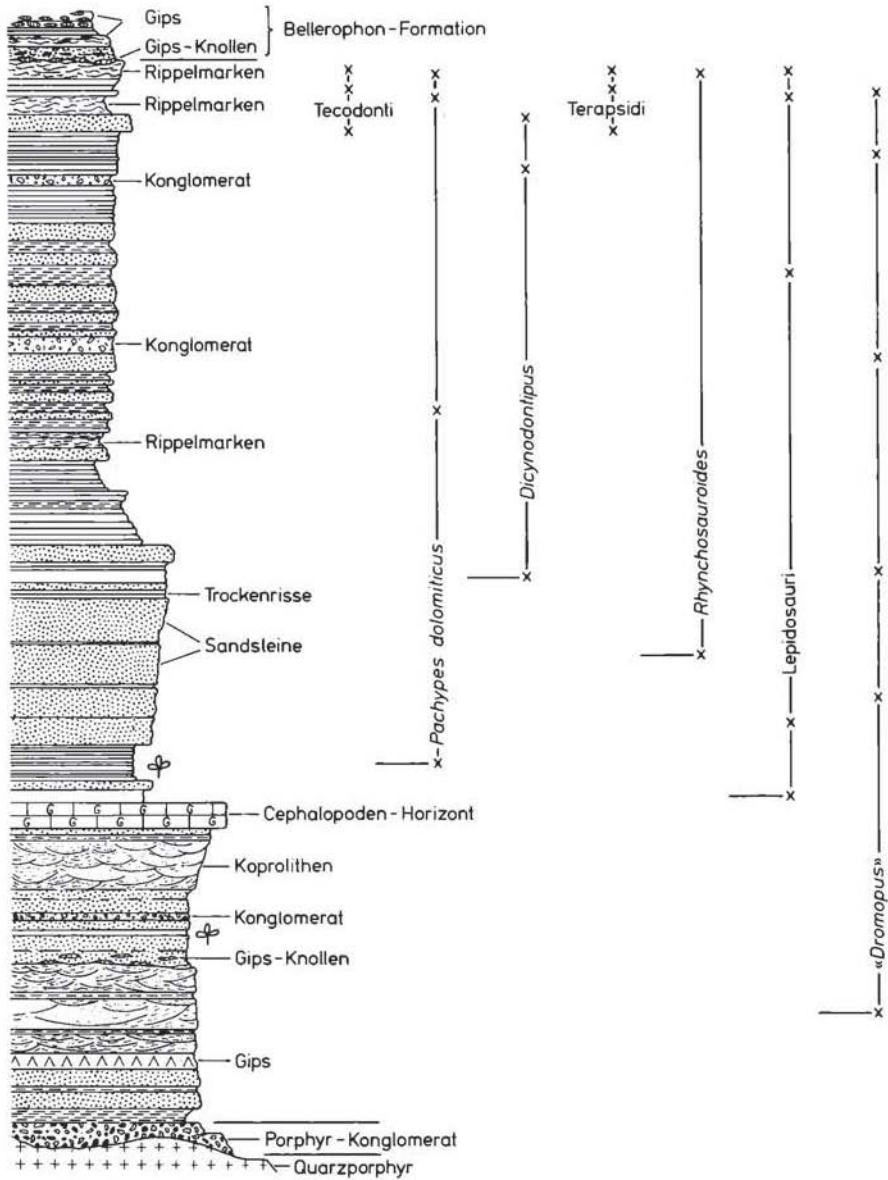


Abb. 8: Schematisches Profil durch den Grödener Sandstein (nach M.A. CONTI et al., 1980)

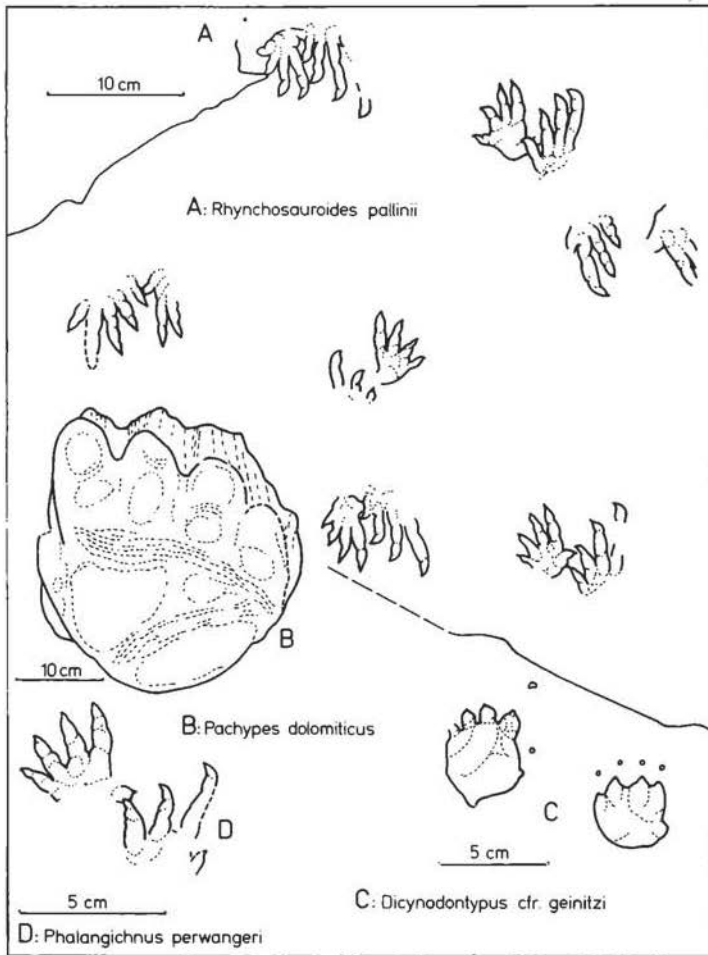


Abb. 9: Tetrapodenfährten aus dem Grödener Sandstein (nach M.A. CONTI et al., 1980)

z.T. schon in den höheren Grödenern einsetzende Transgression des Bellerophonmeeres gestützt, mit welcher der erste Ansatz zur Entwicklung eines Tafelstadiums gegeben ist.

Aufgrund der peripheren Lage der Grödener Sandsteine zum hercynischen Gebirge kommt ihnen die Position einer Rand- bzw. Außenmolasse zu.

5. Bellerophonschichten

Die das hohe Oberperm repräsentierenden Bellerophonschichten sind faziell zweigliederbar. Man trennt eine randlagunäre, überwiegend aus Evaporiten aufgebaute, Fiamazza-Fazies (Evaporitfazies), die im südwestlichen Anteil der Südtiroler Dolomiten weit verbreitet ist, von einer noch stark lagunär beeinflussten neritischen Fazies (Badiota-Fazies), die ihr Hauptverbreitungsgebiet im Nordosten hat (Abb. 10 a und b).

Generell sind die Bellerophonschichten, mit Ausnahme der Gipse, aufgrund des hohen Bitumengehalts dunkle, meist schwarze Gesteine, was auf eingeschränkte Ablagerungsbedingungen, d.h. auf ein nur mäßig mit dem offenen Meeresraum korrespondierendes Sedimentationsgebiet, hinweist. Dies geht auch aus der relativ stark eingeschränkten Faunen- und Florenentwicklung hervor, was sich in Form von individuenreichen, aber eher artenarmen Organismengruppen ausdrückt.

Die Bellerophontransgression wurde durch die schon aus der Grödener Zeit ererbten kontinuierlichen Subsidenz, vor allem aber durch das Nachlassen bis Erlahmen der festländischen Detritusanlieferung (Siliziklastika) aus dem Hinterland verursacht. Da gab es kein plötzliches Ereignis als Anlaß für die Transgression, vielmehr war es ein allmählicher Vorgang, der den Übergang von den sandigen Rotsedimenten in die Karbonatschlammablagung vollzog.

Der Ablagerungsraum der Bellerophonschichten kann am besten als solcher einer flachen, in sich gegliederten Schelflagune beschrieben werden. Eine Gliederung wurde z.T. durch Quarzporphyrinseln, wie eine solche z.B. nördlich Trient nachgewiesen, bewirkt. Die nur mäßige Kommunikation mit dem offenen Meer ist vor allem durch Barrenbildung (aus Lockersedimenten zusammengesetzt) denkbar, die bei der Flachheit des Ablagerungsraumes, selbst bei nur geringen Aufragungen, eine großmaßstäbliche Zirkulation verhinderte.

Die mäßige Zirkulation führte in dem zu dieser Zeit herrschenden semiariden Klima naturgemäß auch zu einer hohen Salinität und damit zu einer stärkeren Evaporitisation, die sich wiederum besonders auf die benthonische Besiedlung auswirkte. Im Westen, wo der Sedimentationsraum buchtartig bis golförmig in das Festland vorgriff, haben sich nach Ansicht von BOSELLINI & HARDIE, 1973, randevaporitische Gezeitenflächen (tidal flats) gebildet, die durch eine auffallende zyklische Sedimentation gekennzeichnet sind. Sie werden als zyklisch abgelagerte Evaporite im Bereich eines Sabkha-Lagunengebietes gedeutet. Über den Aufbau eines kompletten Zyklus informiert Abb. 11. Dabei wurden die unter A geführten erdigen Dolomite als Schlammakkumulationen im flachen subtidalen Wasser, in einer hypersalinaren Lagune entstanden, gedeutet. Das unter B geführte Sediment wurde am ehesten im Intertidal gebildet, während die Gipse (knolliger Gips = C, und massige Gipse mit "chicken-wire"-Gefüge = D) in einem typischen Sabkhamilieu entstanden sind.

Über den Mechanismus und die Ursachen der Zyklizität kann man nur Vermutungen anstellen. Möglicherweise ist kontinuierliche Absenkung, gepaart mit einer vorgreifenden Küstenlinie, für die Entwicklung der Zyklen verantwortlich; es würde sich demnach um sogenannte Autozyklen handeln. Soweit also zur Information über die Fiamazza-Fazies.

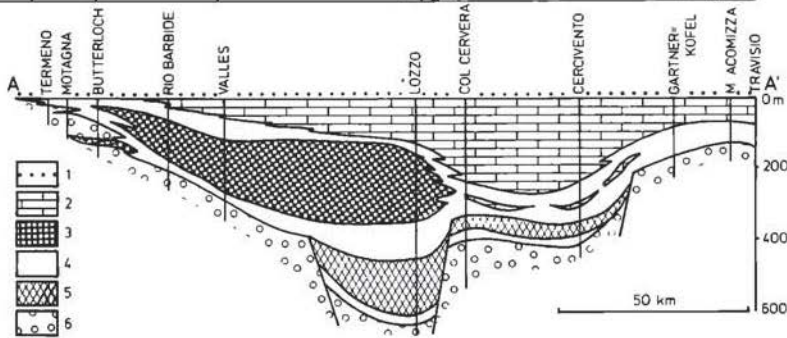
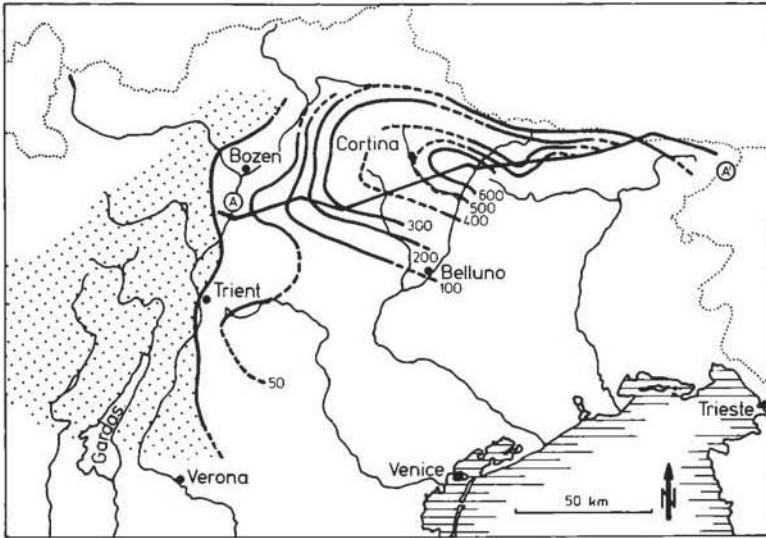


Abb. 10 a: Karte mit Verlauf der Küstenlinie sowie der Isopachen zur Zeit des Oberperms (Bellerophonschichten); nach BOSELLINI & HARDIE, 1973

Abb. 10 b: Querschnitt (A-A' in Abb. 10 a) durch das oberpermische Becken der Südalpen (nach BOSELLINI & HARDIE, 1973)
 (1) Tesero-Oolith (untere Werfener Schichten); (2) mikritische bis organodetritische Kalke der oberen Bellerophonschichten (Badiota-Fazies); (3) Gips-Dolomitzyklen der unteren Bellerophonschichten; (4) löcherig-mikritische Dolomite der unteren Bellerophonschichten; (5) laminierte Gipse der unteren Bellerophonschichten (3, 4 und 5 sind der Fiammazza-Fazies zuzuzählen); (6) Fanglomerate und schräggeschichtete Sandsteine der Gröden-Schichten.

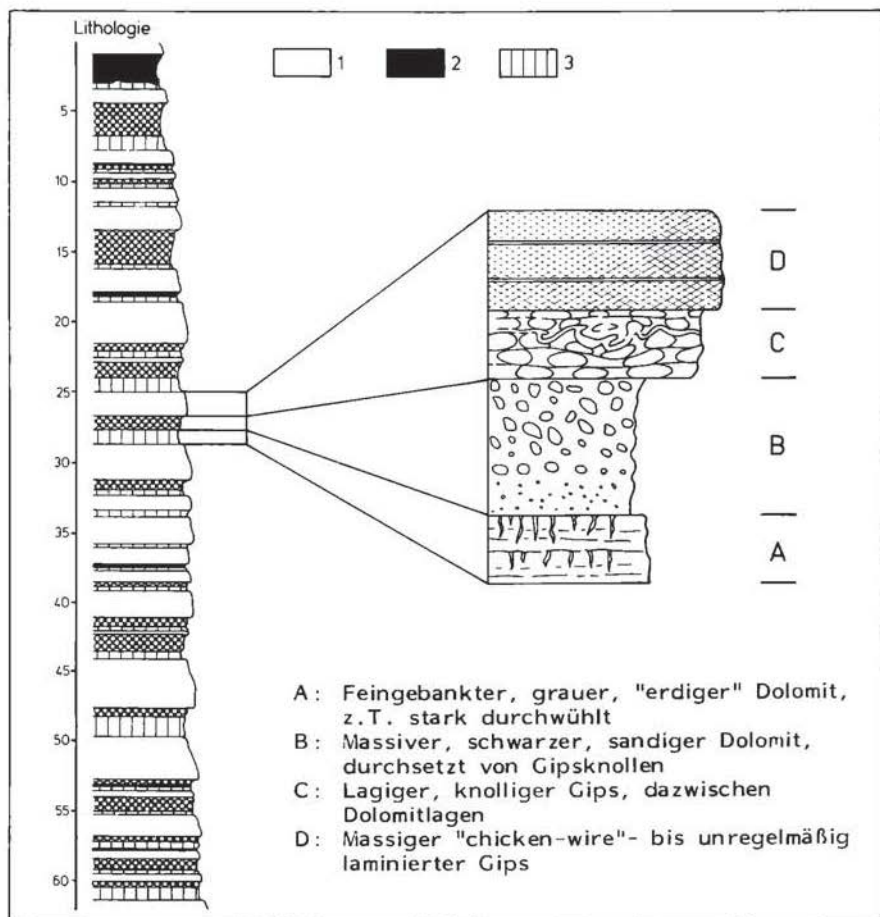


Abb. 11: Teil eines Profils, der die zyklische Evaporitabfolge der Bellerophon-schichten zeigt bzw. der modale Zyklus einer Evaporitsequenz (nach BOSELLINI & HARDIE, 1973)

Die Badiota-Fazies, deren Verbreitungsgebiet weiter im Osten bzw. Nordosten liegt, hat mit dem offenen Meer bereits eine weitaus stärkere Korrespondenz, was durch eine vorherrschend euryhaline Fauna und Flora (vor allem durch Dasycladaceen, benthische Foraminiferen, artenreiche Ostracodenfauna und Brachiopoden belegt) zum Ausdruck kommt, die in einem stets subtidalen autochthonen Sediment ihren Lebensraum haben. Besonders aufgrund des Algen- und Foraminiferenreichtums wird diese Fazies gerne auch als Algen-Foraminiferen-Kalkfazies der evaporitischen Fazies gegenübergestellt.

6. Werfener Schichten

Die Werfener Schichten der Südtiroler Dolomiten sind durch eine relativ heterogene Schichtfolge, die sich aus Kalken, Kalkmergeln, Mergeln, feinkörnigen Sandsteinen, Silt- und Tonsteinen zusammensetzt, charakterisiert. Man hat sie früher in eine tiefere karbonatreiche Gruppe (= Seiser Schichten) und in eine hangende Schichtfolge, in die sogenannten Campiler Schichten, mit stark klastischem Einschlag gegliedert. Leider hat man Seis und Campil auch als Zeitbegriffe benutzt, wodurch lithologische und stratigraphische Begriffsinhalte miteinander vermengt wurden, und z.T. heute noch, Verwirrung stiftend, in Gebrauch stehen.

Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß sich die Werfener Schichten (in ihrer vollständigen Entwicklung in den östlichen Dolomiten; CASATI et al., 1981), die man lithologisch als Formation zu betrachten hat, unschwer in acht lithologische Einheiten aufgliedern lassen, denen z.T. der Umfang von Formationsgliedern (= Member) wie Mazzin-, Seiser, "Gastropodenoolith"-, Campiler, Val-Badia-, Cencenighe- und San-Lucano-Member, oder im Umfang eines bestimmten Horizonts bzw. einer Lage (= bed, horizon) wie Tesero-Oolith- und Andraz-Horizont zukommt.

Die hier erwähnten acht lithologischen Einheiten sind selten alle zusammen in einem Profil erhalten, da sie einerseits in Küstennähe (d.h. also im Westen) gar nicht zur Ablagerung kamen, andererseits durch die örtlich intensive Heraushebung (tektonogenetischer Akt) zu Beginn der mitteltriassischen Zeit der Erosion zum Opfer gefallen sind (Abtragung nicht selten bis in die basalen Campiler Schichten hinein).

Am Ende des Perms wurden die Bellerophon-schichten vom Werfener Flachmeer nach einem eher kurze Zeit währenden Hiatus überflutet, wobei die Wassertiefe kaum von der des Bellerophonmeeres abwich. Im Gegensatz dazu war das Werfener Meer durch eine weitaus bessere Wasserzirkulation ausgezeichnet, die anhand der weitverbreiteten Transgressionsoolithe (Tesero-Oolith), die alle permischen Faziesbereiche übergreifen (siehe Abb. 12 b) bewiesen werden kann.

Die Transgression hat also eine breit ausladende Schelfbuchtentwicklung eingeleitet und zunächst, nach Ablagerung des Tesero-Ooliths, Kalkschlamm produziert, der nur zögernd eine Organismenbesiedlung erfuhr (Mazzin-Member = dünnbankige Kalke bis Kalkmergel).

Danach folgt, wieder über die gesamten Dolomiten verbreitet, eine stark regressive Phase mit evaporitischer Fazies (Andraz-Horizont mit dünn-schichtigen roten und grünen Dolomitmergeln, örtlich Kollapsbreccien und Rauh-wacken).

Eine neuerliche transgressive Phase führt zur Ablagerung der Seiser Schichten, die gekennzeichnet sind durch das Ansteigen der Strömungsenergie, was sich in der Ablagerung der stärker terrigen beeinflussten Sedimente und auch in dem häufigen Auftreten von Oolithen (Gastropodenoolith) widerspiegelt. Der höhere Energiezuwachs zeichnet sich auch in der wesentlich reicheren Faunenentwicklung ab, die aufgrund der besseren Durchlüftung weitaus günstigere Lebensbedingungen vorfand als sie im Mazzin-Member gegeben waren.

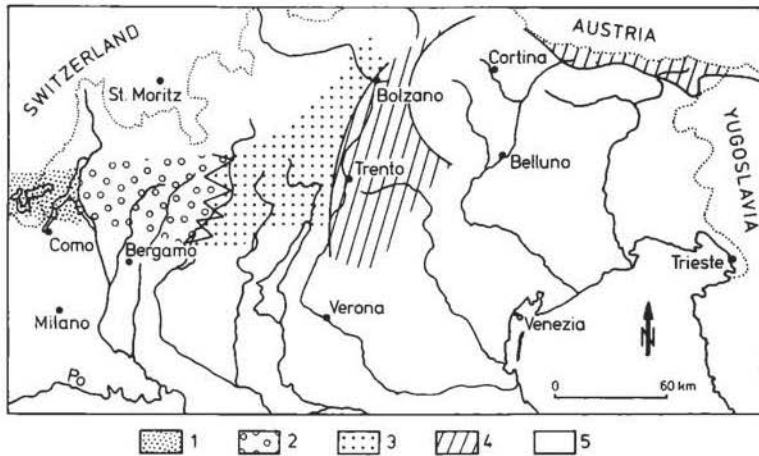


Abb. 12 a: Paläogeographische Karte über die Oberflächensituation vor der Werfener Transgression
 1 = Abtragungsbereich, 2 = Piedmontfläche mit grober alluvialer Fazies, 3 = Alluvialebene, 4 = dolomitische Übergangsfazies (Fiammazza-Fazies), 5 = kalkige Flachwasserfazies (Badiota-Fazies).

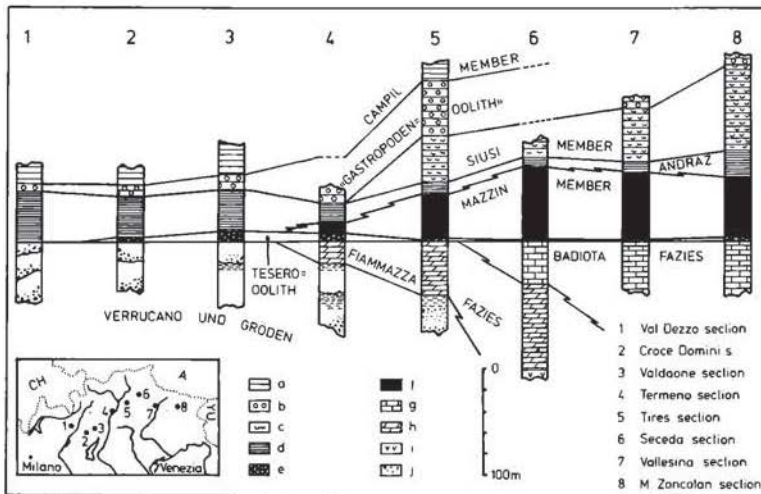


Abb. 12 b: Schematisierte stratigraphische Profile vom Oberperm bis in die Untertrias in den Südalpen
 Auffallend ist die Werfener Transgression (Tesero-Oolith), die sowohl die verrucanoartigen Sedimente als auch den Grödener Sandstein, die Fiammazza-Fazies und Badiota-Fazies übergreift. Weiters soll hier noch auf die im zentralen und östlichen Gebiet der Südtiroler Dolomiten weit verbreiteten und oft mächtigen Members hingewiesen werden, die zur Küste hin auskeilen.

Mit dem Einsetzen des Campiler Members hat schließlich die terrigene Zufuhr völlig Oberhand gewonnen (hoher Anteil an Quarz und relativ großen Glimmern). Was die Wassertiefe betrifft, so handelt es sich immer noch um sehr flaches Wasser, das aber gerade zur Ablagerungszeit der Campiler Schichten auch örtliche Trockenlegungen erfuhr (häufiges Auftreten von Trockenrissen, flat pebbles).

Das darüber einsetzende Val-Badia-Member bringt eine geringfügige Vertiefung des Meeres, mit der gleichzeitig eine völlige Verdrängung des terrigenen Anteils einhergeht. Die Karbonatsedimentation ist völlig dominierend und zum ersten Mal findet ein intensiver Austausch mit dem offenen Meer statt. Das zeichnet sich vor allem durch das plötzliche Auftreten von Crinoiden und Ammoniten ab. Die Kalke sind sehr biogenreich, vorherrschend sind es Kalkarenite.

Das Cencenighe-Member (erst ab den östlichen Dolomiten entwickelt) ist jene Schichtfolge, die die günstigen Lebensbedingungen für die Organismen, wie sie im Val-Badia-Member herrschten, wieder schrittweise abbaut. Es entwickelte sich eine sehr flache, aber noch immer subtidale Ablagerung, mit der gleichzeitig die Anlieferung von Silikatdetritus ansteigt. Das Auftreten von Dolomitlagen spricht für eine regressive Tendenz, die in den Ablagerungen des San-Lucano-Members kulminiert (intertidale und supratidale Sedimente).

Das Cencenighe-Member dürfte zum Teil schon dem Anis angehören, da von uns innerhalb des Val-Badia-Members Conodonten der höchsten Untertrias im Raum des Weißhorns gefunden wurden. Demnach wäre das San-Lucano-Member im vollen Umfang dem Unteranis zuzurechnen.

Mittel- und Obertrias

Wenn man heute eine einigermaßen gesicherte stratigraphische Übersicht über das Dolomitengebiet zusammenstellen kann, so ist das das Ergebnis einer bereits 160 Jahre währenden Forschungsgeschichte, die mit von BUCH, 1822, von RICHTHOFEN, 1860, und von MOJSISOVICS, 1879, beginnt und bis zu LEONARDI, ASSERETO, BOSELLINI, CASTELLARIN, CROS, PISA, ROSSI und GAETANI in neuerer Zeit reicht.

Die Mittel- und Obertrias der Dolomiten, weltberühmt als klassisches Beispiel einer Faziesheteropie von Karbonatplattformen und dazwischenliegenden Beckenbereichen, ist das Produkt einer äußerst wechselhaften Entwicklung in einem labilen Krustenabschnitt der Tethys. Bei der Durchleuchtung der geodynamischen Entwicklung haben sich in den letzten Jahren vor allem zwei Richtungen in der Dolomitenforschung herauskristallisiert:

- Problematik der räumlichen und zeitlichen Entwicklung der Karbonatplattformen ("Riffe") und ihre Beziehungen zu den umliegenden Bekensedimenten und Vulkaniten, wobei man nun vermehrt versucht, die Entwicklung und Verteilung von karbonatproduzierenden Rifforanismen und deren Aufbaukapazitäten besser zu verstehen. Ebenso

wurde die alte Frage nach dem Verhältnis von Riffwachstum zu Vulkanismus neu aufgeworfen (z.B. BOSELLINI & ROSSI, 1974; GAETANI et al., 1981).

- Mit dem Konzept der Plattentektonik hat sich natürlich auch in den Dolomiten ein neuer Fragenkomplex ergeben: Welche Position nehmen die Dolomiten zur Triaszeit aus plattentektonischer Sicht ein? (z.B. BOSELLINI, 1973; BEDCHSTÄDT et al., 1978). Einen wesentlichen Anstoß zu neuen Überlegungen haben ausgedehnte geochemische Untersuchungen italienischer Petrologen am Basaltvulkanismus ergeben, der einen generellen kalkalkalischen und/oder shoshonitischen Trend aufweist, und damit so gar nicht in das allgemein propagierte Riftmodell paßt. Eine Art Subduktionszone und "back arc basin" zu mitteltriadischer Zeit wurden vorgeschlagen (z.B. CASTELLARIN & ROSSI, 1981; MARINELLI et al., 1980; VIEL, 1981).

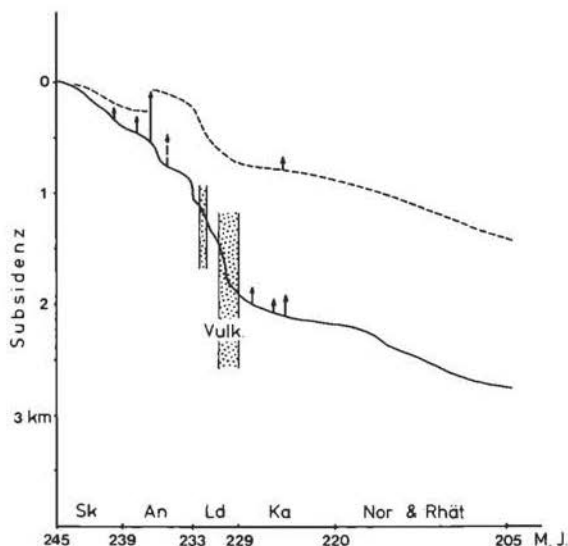


Abb. 13: Kumulative Mächtigkeitskurven (inkl. kalkulierter Wassersäule) für die Trias der Dolomiten in Senkungs- und Hochzonen der Etschplattform ("Piattaforma Atesina" BOSELLINI). Pfeile geben tektonische Hebungsphasen (Montenegrinische und Labinische Phasen) an. Absolute Altersdaten nach ODIN & LETOLLE, 1982.

Die Sedimentationsabfolge der Dolomiten ist gekennzeichnet durch das Auftreten von örtlich für diese Zeit recht intensiven tektonischen Aktivitäten, die in zyklischer Abfolge mit dem bereichsweise stark hervortretenden Vulkanismus einhergehen. Die beiden Abschnitte orogener Unruhe (siehe Abb. 13) in Anis und Cordevol stören einen Sedimentationsablauf,

der auch weit über die Südalpen hinaus zu dieser Zeit wirksam war. Der dazwischen liegende Abschnitt (Oberanis bis Ladin) rasch zunehmender Absenkung (= Dehnungstektonik) – verbunden mit dem hier örtlich starken vulkanischen Geschehen – findet sich im gesamten Tethysbereich und ist auch noch im epikontinentalen Raum zu erkennen. Ebenso ist die relativ lang andauernde tektonische Ruhephase der Obertrias sehr weit verbreitet.

Mit diesen beiden, teilweise einander überlagernden, tektogenetischen Systemen schälen sich für unsere Sedimentationsabfolge im wesentlichen vier Großzyklen in der Sedimentation heraus.

Zyklus 1

Die terrigen siliziklastisch beeinflusste Sedimentation der Werfener Schichten setzt sich unter Nachlassen des terrigenen Einflusses in das Anis fort. Mit dem vermehrten Aufkommen von Kalkalgen als karbonatproduzierende Organismen scheinen in zunehmendem Maß die ersten großen Karbonatbänke (Sarlfornation) auf. Diese allmählich erfolgte Transgression findet vorwiegend in den westlichen Dolomiten zu Beginn des

Zyklus 2

durch abrupte Hebungerscheinungen, besonders im beginnenden Oberanis, ihr Ende. Mit Abtragungsschutt oberanischer Verlandungsbereiche, der über die Werfener Schichten bis zu den Bellerophon-schichten hinunterreicht, beginnt ein neuer, nun aber wesentlich kürzerer, Zyklus. Dieser ist in seinem Grundschema dem ersten sehr ähnlich. Auch hier baut über nachlassender, terrigen klastischer Sedimentation eine Karbonatbank (Obere Sarlfornation oder Contrinformation im Sinne von ASSERETO et al., 1977) auf.

Zyklus 3

In diesen Abschnitt fällt die für die Dolomiten so charakteristische Faziesheteropie. Etwa mit der Anis/Ladin-Grenze setzt abrupt eine Grabenbruchttektonik ein, die an vielen Stellen zum Zerbrechen der Karbonatbänke und zu rascher Absenkung ihrer Randzonen führt. Auch scheinen sich damit neue Richtungen in den Paläostrukturen manifestiert zu haben – die bisherigen, vorwiegend um die N-S-Achse pendelnden Richtungen werden nun von E-W-Richtungen überprägt (GAETANI et al., 1980). Ein im einzelnen noch nicht recht klares Muster von strukturellen Hochzonen (vorwiegend am Rand der Etschplattform und im N, siehe Abb.15) und Senkungs-zonen wird dadurch kreierte. In Randzonen sich rasch absenkender Beckenräume stellen sich günstige Bedingungen für karbonatproduzierende Organismen ein – hier kann die Absenkung durch die Karbonatproduktion aufgefangen werden. Im Wechselspiel Subsidenz, Meeresspiegelschwankung, Karbonatproduktion (diese wird durch unterschiedlichste Faktoren gesteuert) entsteht eine Reihe von mächtigen Karbonatkörpern unterschiedlichster Geometrien, deren innerer Aufbau durch die nachfolgende starke Dolomitisation schwer zu erfassen ist. Im Verzahnungsbereich mit den Beckensedimenten der Buchensteiner, Weniger und Cassianer Schichten liegt noch viel Detailarbeit zum besseren Verständnis der Schlern- und Cassianer Dolomitplattformen (z.B. CROS, 1974; BOSELLINI & ROSSI, 1974; GAETANI et al., 1981; FOIS, 1981).

Das empfindliche Nebeneinander der Fazies wird hier allerdings gestört durch das kurzzeitige vulkanische Hauptereignis im Oberladin.

Der 3. Zyklus wird beendet durch neuerliche Hebungstektonik in mehreren Phasen (siehe Abb. 13) bzw. auch durch eine möglicherweise generelle Meeresspiegelabsenkung. In mehreren Sedimentationszyklen greifen Riffzungen und Abtragungsschutt, vor allem aus Vulkangebieten (= "Marmolada-Konglomerat"), gegen die verflachenden Beckenräume vor, womit es zu einem Ausgleich des Reliefs, d.h. zur Beendigung der Faziesheteropie kommt. Mit der Sedimentation der Raibler Schichten werden letzte Depressionen aufgefüllt.

Zyklus 4

In dieser verhältnismäßig lang andauernden Phase tektonischer Ruhe setzt eine für die Dolomiten und auch weit darüber hinaus bemerkenswert gleichmäßige Flachwassersedimentation des Hauptdolomits ein, die auch in ungefähr gleicher Mächtigkeit die früheren Faziesdifferenzen unter sich begräbt. Isostatische Subsidenz ermöglichte Mächtigkeiten von 1000 m und mehr.

Erst im Rhät erfolgte wieder differentielle tektonische Subsidenz, die zu einer neuerlichen Zunahme des terrigen klastischen Einflusses in den Kössener Becken und damit zur Unterdrückung der Karbonatproduktion geführt hat. Bezeichnenderweise finden sich zu dieser Zeit bereits in den äußeren Randzonen des Ost- und Südalpin (z.B. Bergamasker Alpen, GAETANI, 1979) starke Anzeichen von Grabenbruchtektonik als Vorzeichen für die dann im Jura verstärkt einsetzende Rifttektonik.

Formationsgruppe der Pragser Schichten

Die äußerst vielfältige Faziesentwicklung dieser anisichen Formationsgruppe, gekennzeichnet durch die rasch wechselnden Faziesverhältnisse im Küstenbereich und Meeresbecken im Küstenvorfeld, wurde in der ausgezeichneten Arbeit von PISA, 1937, zuerst bekanntgemacht. Durch die Verzahnung terrigener Sedimentationsphasen (= Peresschichten, loc. typ. Piz da Peres, Olang Dolomiten) mit marinen Sedimenten gelang es BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970, diese zu datieren und damit das Richthofen-Konglomerat der westlichen Dolomiten in das Oberanis einzustufen. Damit war auch die Bezeichnung "Unterer Muschelkalk" für dieses Gebiet hinfällig. Weitere Untersuchungen von PISA et al., 1978, bestätigten diese These in der südlichen Fortsetzung der Pragser und Olang Zone in den südöstlichen Dolomiten (Agordo, Zoldano). Auch hier kommen im Randbereich des Beckens Peresschichten vor, nur wurden sie hier mit Lokalnamen belegt.

Es wurde der Versuch unternommen, die Fazies der Peresschichten, von der höchsten Aufwölbung ("Dorsale badioto-gardenese", BOSELLINI, 1968) ausgehend, zu den benachbarten Räumen hin zu verfolgen, um so eine Vorstellung von der Ausdehnung und Struktur dieser Landoberfläche zu bekommen (siehe Abb. 14).

Abb. 14: Vermutliche Verteilung von Land und Meer in den Dolomiten und benachbarten Gebieten zu Beginn des Oberanis. Zusammengestellt unter Benützung der Arbeiten i.w. von BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; BOSELLINI, 1968; PISA et al., 1978; ROSSI, 1973, und eigenen unpublizierten Unterlagen. Auffallend ist die starke Bindung der Landoberfläche an paläozoische Strukturen wie die Quarzporphyryplatte oder die variszische Karnische Kette ("Catena Paleocarnica").

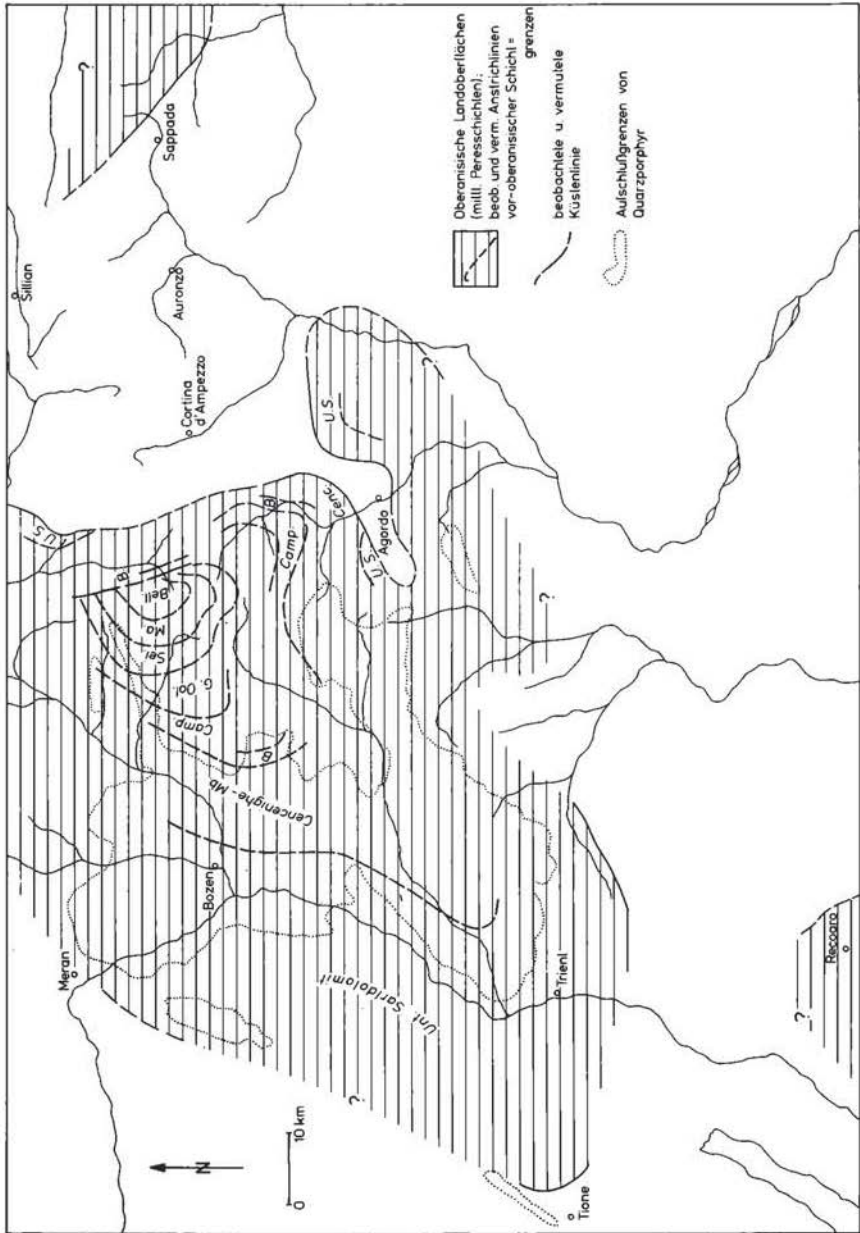


Abb. 14

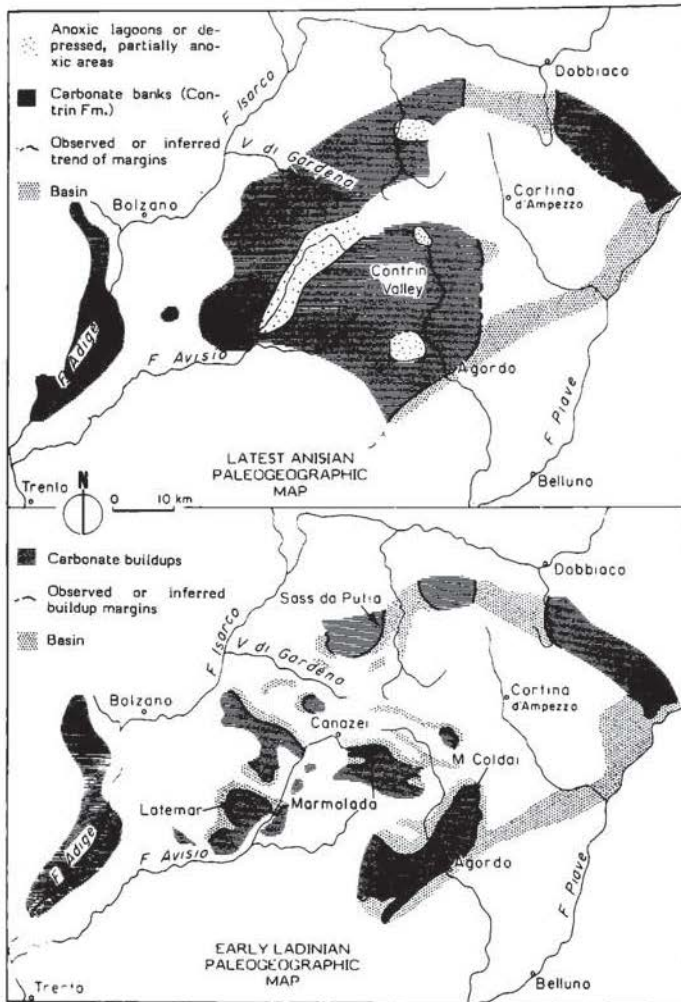


Abb. 15: Aus GAETANI et al., 1981; Oben: Karbonatbankverteilung während des obersten Anis in den westlichen und zentralen Dolomiten (Obere Sarlformation = Contrinformation). Bemerkenswert ist die generelle N-S-Erstreckung des Beckens von Prags und Dont. Unten: Anis/Ladin; Zerbrecben der Plattformen in mehrere Teilschollen, wobei nun auch WNW-ESE-Richtungen zur generellen N-S-Richtung hinzukommen.

Dabei fällt sofort auf, daß die Küstenlinie sich ungefähr an die Ausdehnung der Bozener Quarzporphyrplatte hält, ja auch etwa in nordöstlicher Richtung verlaufende Fortsätze des Porphyrs pausen sich durch.

Die noch etwas mangelnde Kartierung des Untergrundes der mittleren Peresschichten erlaubt die Feststellung, daß die höchste Erhebung an der NE-Ecke der Porphyrplatte, bereits außerhalb dieser zu liegen kommt. Hier hat BOSELLINI die direkte Überlagerung von Richthofen-Konglomerat auf Bellerophon-schichten nachweisen können. Von dieser Erhebung ausgehend ist ein flaches Einfallen in die westliche und südwestliche Richtung festzustellen - mittlere Peresschichten liegen nach außen hin auf zunehmend jüngeren Sedimenten bis zum Unteren Sarldolomit des Unteranis. Die Fazies noch vorhandener Werfener Schichten am Rand der höchsten Erhebung läßt in keiner Weise auf eine bereits früher angelegte Hochzone schließen.

Es handelt sich also um eine Verkippung der gesamten Porphyrplatte. Eine aktive tektonische Hebung muß im nordöstlichen Bereich angenommen werden. Möglicherweise sind lokale Stauchungen bei lateralen Bewegungen im nordwestlichen Tethysraum dafür verantwortlich zu machen. Örtlich sind ja auch an anderen Stellen der Südalpen (Recoaro, Karnische Alpen), Dinariden und Helleniden derartige tektonische Bewegungen (= Montenegrinische Phase) wirksam geworden.

In den westlichen Dolomiten hat diese Phase den folgenden Sedimentationsablauf nachhaltig beeinflußt (siehe Abb. 13, Verlauf der kumulativen Mächtigkeitsskurve vom strukturellen Hoch). Im Unterschied zum im Osten angrenzenden Pragser Becken folgen im Exkursionsbereich relativ geringmächtige und in der Fazies eher eintönige oberanisische Sedimente.

Die Gesamtabfolge des Anis erreicht in dieser Zone etwa 110 m Mächtigkeit, währenddem in den Pragser Dolomiten die Mächtigkeit 500 m übersteigt. Der östliche Übergang der Hochzone in das Pragser Becken (Olinger Dolomiten und westlich) ist wesentlich steiler als der Westrand und kleinräumig durch oberanisische Bruchtektonik verkompliziert.

In der Etschzone folgt unter allmählicher Abnahme des terrigenen Einflusses über dem Cencenighe-Member der Werfener Schichten (? Skyth/Anis) mit Übergangsbildungen der hier etwa 30-40 m mächtige Untere Sarldolomit, der früher öfters als "Zellendolomit" bezeichnet wurde. Erst darüber folgen die mittleren Peresschichten.

Auf der Hochzone setzt sich die Sedimentation in Form von etwa 20 m mächtigen, grünen, grauen, siltigen Mergeln und litharenitischen Kalken und Kalkmergeln, z.T. stark bioturbat (wellig-knollige Schichtoberflächen) fort. Ein weiteres Charakteristikum ist die örtlich starke Anreicherung von Pflanzenhäckseln (siehe Abb. 1, Führer zu Exkursion 2). Dieses Schichtglied entspricht auf der stratigraphischen Tabelle von PISA, 1974, den als "Gracilis-Schichten" bezeichneten Sandsteinen, Siltsteinen, Mergelkalk bzw. den Calciluditen und sandigen Mergeln der westlichen Dolomiten und Etschzone.

Mit geringen Variationen ist dieser charakteristische Typus nahezu auf der gesamten Hochzone entwickelt. Er wurde nach dem leicht erreichbaren und gut aufgeschlossenen Vorkommen bei Ville di Giovo, Lavis, nördlich Trient als "Giovo-Schichten" bezeichnet (das Profil wird derzeit von BRANDNER & RESCH bearbeitet).

Die noch stark klastisch beeinflussten Sedimente mit teilweise lagunärem Charakter erinnern oft stark an die Werfener Schichten und wurden daher mit diesen öfters verwechselt. Im Bereich der Olinger Dolomiten findet sich der laterale Übergang dieser Fazies in die Pragser Schichten. Damit kann eine stratigraphische Einstufung, jedenfalls in das untere Oberanis, angenommen werden.

Die "Calcarei scuri di Morbiac" (FARABEGOLI et al., 1977) der Gegend von Agordo haben oberillyrisches Alter und weisen eine andere fazielle Ausbildung auf. Sie werden trotzdem von GAETANI et al., 1981 auf die westlichen Dolomiten übertragen.

Die oberste, nunmehr sehr kurzfristige Verlandungsphase mit den unterillyrischen oberen Peresschichten (BECHSTADT & BRANDNER, 1970) der Olinger Dolomiten beschränkt sich in den Dolomiten offensichtlich auf den östlichen Raum der Hochzone. Dünne Konglomeratlagen im Profil der Seiser Alpenstraße (siehe Abb. 1, Führer zu Exkursion 2) werden die westlichsten Ausläufer von oberen Peresschichten darstellen. Die Konglomerate in den Karnischen Alpen (Cima Sappada usw.), die Uggowitzer Breccie, können ebenso dieser Phase zugerechnet werden.

Sarlformation

Damit wird im Exkursionsgebiet eine Abfolge von zyklisch aufgebauten, fein- bis mittelkristallinen Dolomiten, sub- bis supratidaler Fazies umschrieben. Diploporen sind im Unterschied zur Typlokalität nur sehr vereinzelt zu finden. Die Hangendgrenze zur Buchensteiner Formation ist sehr gut mit mehreren Breccienhorizonten und schwarzen, bituminösen mm-Laminiten definiert. Dieser weit über die westlichen Dolomiten hinaus verbreitete Grenzhorizont tritt vor allem dort auf, wo zuvor Karbonatplattformen bestanden haben, deren weiterer Aufbau durch die rasche Subsidenz unterbunden wurde - so zur gleichen Zeit z.B. in den Tessiner Kalkalpen (Grenzbitumenzone) und im Drauzug. Mit plötzlich geänderten Strömungsverhältnissen (Stagnation des Bodenwassers) und zunehmender Produktion von organischer Substanz wurden in den Teilbecken euxinische Verhältnisse geschaffen. Häufig sind an diese Zone auch Fossilagerstätten gebunden.

Die etwas mächtigere Moenafornation (40-60 m) des Fassatales (MASETTI & NERI, 1980) entspricht ebenso diesem Ereignis.

Entgegen der Auffassung von ASSERETO et al., 1977, verwende ich für die dolomitische Ausbildung des oberen Anis auch in den westlichen Dolomiten die Bezeichnung "Sarlformation" und nicht den neugeprägten Begriff "Contrinformation". Am loc. typ. der Sarlformation, am Sarlkofel der Pragser Dolomiten, reicht der Obere Sarldolomit wie auch in den Olinger Dolomiten sicher bis in das Oberillyr hinein (BECHSTADT & BRANDNER, 1970, Conodontendatierung der direkt auflagernden Buchensteiner Schichten). Man kann annehmen, daß die Fazies des Oberen Sarldolomits gegen Westen hin auf der Hochzone noch etwas jünger werden kann. In der ursprünglichen Definition von OGILVIE-GORDON & PIA, 1940, war im Fassatal mit der Bezeichnung "Contrinkalk" lediglich eine kalkige Vertretung des Oberen Sarldolomits gemeint.

Buchensteiner Formation

Dieses Schichtglied wurde jüngst von BOSELLINI & FERRI, 1979, 1980, und VIEL, 1979 ("Gruppo di Buchenstein" in den südöstlichen Dolomiten, Cadore) sehr detailliert untersucht.

Die Buchensteiner Schichten setzen den "transgressiven Trend", der mit dem Kollabieren der Sarldolomitplattform begonnen hat, fort und sind damit auch durch die zunehmend pelagischen Bedingungen charakterisiert. Damit handelt es sich um echte Beckensedimente - es wird mit Wassertiefen um 800 m gerechnet (BOSELLINI & ROSSI, 1974) - mit dünngeschichteten, bituminösen Plattenkalken, Filament- und Radiolarienmikriten in Knollenkalken und turbiditischen Flachwasserdetritus-Schüttungen. Der auch in den nördlichen Kalkalpen weit verbreitete Pietra-verde-Vulkanismus tritt vorwiegend im unteren Drittel der Abfolge auf.

In das "Hungerbecken" der Plattenkalke (Member A bei BOSELLINI & FERRI) wurde in zunehmendem Maß Fremdmaterial geschüttet:

- a) Vulkanoklastika der Pietra verde
- b) Flachwasserdetritus der progradierenden Schlernriffe

Dadurch ergibt sich eine weitere Gliederung in:

Member B: Knollenkalke mit Pietra verde (alkalirhyolithische Tuffe und Tuffite, reich an Sanidin und Quarz, und trachytische Tuffe)

Member C: vorwiegend Knollenkalke

Member D: gradierte Kalkarenite, dolomitische Breccien und Megabreccien (siehe Abb. 16)

Conodontenuntersuchungen an Buchensteiner Schichten in der Pufler Schlucht (GASSER, 1978) ermöglichen eine stratigraphische Einstufung dieser: Die Buchensteiner Schichten beginnen hier im oberen Illyr (Avisianus-Zone) und reichen auf jeden Fall noch in das Langobard hinein.

Aus den Buchensteiner Schichten nordöstlich von St. Ulrich (Grödner Tal) stammen Reste eines großen Ichthyosauriers (KUHN-SCHNYDER, 1980).

Vulkanite und deren stratigraphische Beziehung zur Schlerndolomit-Formation

Die vulkanische Aktivität wurde gerade in den westlichen Dolomiten während des oberen Ladin äußerst intensiv. Große Mächtigkeiten - ca. 400 m im Bereich des Exkursionsgebietes als Randzone, bis zu 1000 m im nahegelegenen Fassatal (CASTELLARIN et al., 1977) - wurden innerhalb kürzester Zeit produziert. Die Zeitmarken, Obergrenze der bis ins Langobard hineinreichenden oberen Buchensteiner Schichten in Pufels, und die Obergrenze der Laven im Tschapitbach im obersten Langobard (siehe Führer zu Exk. 2) liegen eng übereinander, gemessen an der Gesamtdauer des Ladin mit etwa 4 Mio. Jahren.

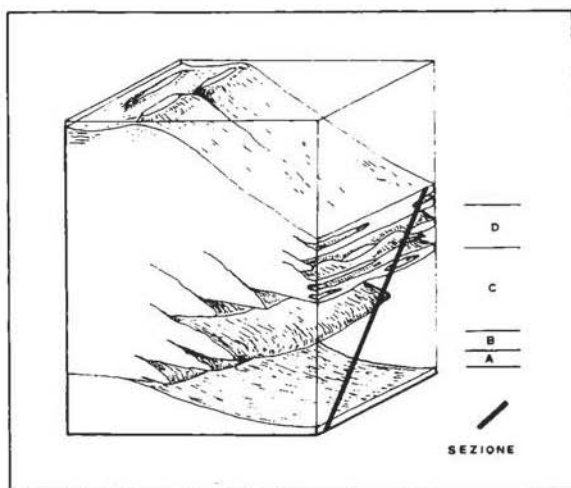
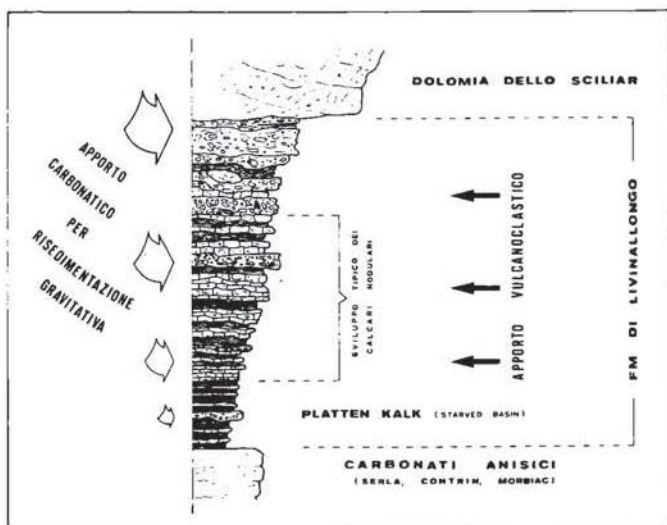


Abb. 16: Buchensteiner Formation von San Lucano (westlich Agordo) im Verzahnungsbereich mit dem Schlerndolomit der Pale di San Martino; aus BOSELLINI & FERRI, 1980: Deutlich kommt im Hangenden der Abfolge die Zunahme von immer größer werdendem Riffschutt (= negative Megasequenz) zum Ausdruck, bis schließlich die Übergusschichtung des Schlerndolomitriffes selbst das Buchensteiner Becken erreicht.

Eine neue Sequenz von Pillowlaven, Breccien und Hyaloklastiten füllt die rasch absinkenden Beckenräume stark auf, Randzonen der umliegenden Karbonatplattformen wurden unter den Vulkaniten begraben.

Die kurze Zeitdauer, die zur Verfügung steht, läßt auch das Verhältnis zu den Schlerndolomitriffen besser verstehen. Das Riffwachstum wurde in den begrabenen Riffzonen kurz unterbrochen - in den randlich noch herausragenden Hochzonen setzte sich das Wachstum ununterbrochen fort.

So eine Zone ist auch im Bereich des Burgstall am Schlern gegeben: die basaltischen Laven und Breccien keilen im NE unter der Santner Spitze aus (siehe Taf. 3) und erscheinen bei Verfolgung der Schichtfuge erst wieder als dünnes Band am Schlernplateau. Bereits HEISSEL, 1936, S. 23, hat die Vulkanite des Schlernplateaus als gleich alt erkannt wie die Wengener Vulkanite der Seiser Alm, LEONARDI, 1962, hat diesen aber wieder ein jüngeres Alter zugeordnet.

Es ist ein wesentliches Verdienst von BOSELLINI & ROSSI, 1974, erkannt zu haben, daß es in den zentralen Dolomiten eigentlich nur zweimal zu einer Verzahnung, also Faziesheteropie zwischen Riff- und Beckenfazies gekommen ist:

- im unteren Ladin, zwischen Schlerndolomit und Buchensteiner Schichten
- im unteren Karn, zwischen Cassianer Dolomit und Cassianer Schichten

Die Vulkanite keilen überall auf den Flanken der Schlerndolomit-Plattformen aus oder überlagern diese völlig. Daher kann der eigentliche Schlerndolomit nur mit den ebenfalls immer nur unter den Vulkaniten liegenden Buchensteiner Schichten verzahnen.

Im westlichen Schlerngebiet ist das Riffwachstum offensichtlich nicht unterbrochen worden, es liegt hier also keine erkennbare Schichtlücke vor. Auf der stratigraphischen Tabelle von PISA, 1974, ist eine solche allerdings über das ganze Oberladin eingetragen.

Die mächtigen vulkanischen Serien wurden in jüngster Zeit durch italienische Bearbeiter sehr detailliert studiert (zusammenfassende Arbeit von PISA et al., 1979). In den Haupteruptionsgebieten (oberes Fassatal, Buffaure) ist an der Basis der etwa 800 m mächtigen Serie von Pillowlaven, Breccien und Hyaloklastiten ein heterogen zusammengesetzter "chaotischer Komplex" (bis zu 200 m mächtig) ausgebildet. Diese melangeähnliche Mischung von Vulkaniten und teilweise sehr großen Sedimentgesteinsschollen, früher als Explosionsbreccien, Diatrema, Trümmerlaven, Agglomerate etc. bezeichnet und erklärt, wird nun durch intensive gravitative Rutschprozesse am tektonisch stark gegliederten Meeresboden erklärt. Neuerdings denken CASTELLARIN & ROSSI, 1981, auch an eine etwa in E-W-Richtung verlaufende Reliefbildung durch kompressive Tektonik.

Im Exkursionsgebiet handelt es sich jedoch um eine Zerlegung der oberen Buchensteiner Schichten, in erster Linie durch vulkanische Prozesse. Mit dem Eindringen eines lakkolithähnlichen Körpers in die oberen Buchensteiner Schichten wurde der obere Sedimentstapel aufgewölbt und schließlich in Schollen zerrissen. Folgende gravitative Prozesse können zu einer weiteren Verfrachtung und Verstellung dieser Schollen geführt haben.

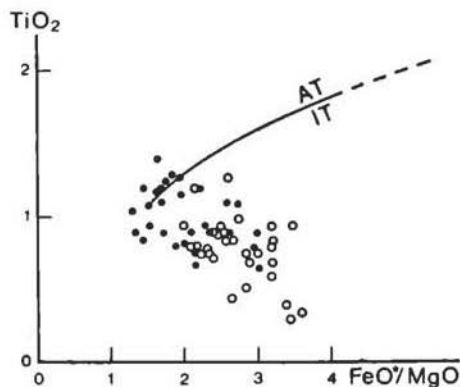
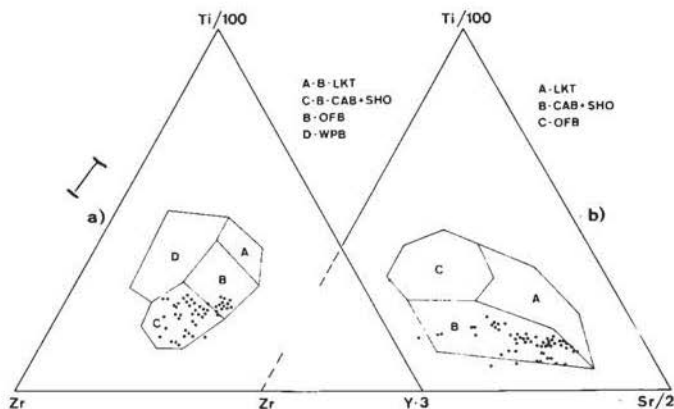


Abb. 17: Oben: Spurenelementverhältnisse der Mitteltriasbasalte (über 70 Proben) in der Darstellung nach PEARCE & CANN, 1973; aus PISA et al., 1979. LKT: K-arme Tholeiite; LAB: kalkalkalische Basalte; SHO: Shoshonite; OFB: Ozeanbodenbasalte; WPB: "within-plate"-Basalte.
 Unten: TiO₂-Gehalt versus FeO*/MgO-Verhältnis von mitteltriassischen Vulkaniten (schwarze Punkte) und basische Intrusiva (offene Kreise); aus CASTELLARIN & ROSSI, 1981. Assoziationsfelder i.S. von BEBIEN, 1980; IT: "isotitaniferrous" = orogen, AT: "anisotitaniferrous" = anorogen. Auffallend ist auch die negative Korrelation, vor allem in der Verteilung der Intrusivgesteinsproben (ein typischer Trend in kalkalkalischen Serien).

Einen wesentlichen Anstoß zum Neuüberdenken der Geodynamik der Trias in den Südalpen haben die jüngsten petrochemischen Daten der Basalte und der etwas jüngeren, berühmten Magmatite von Predazzo und Monzoni (radiometrisches Alter: 220-230 Mio. Jahre) ergeben (PISA et al., 1979).

Danach handelt es sich bei den Basalten nicht um das Produkt alkalischer Magmen und ihrer Differentiate, wie noch bis vor kurzem angenommen wurde (siehe z.B. BECHSTÄDT et al., 1978). Aufgrund der Haupt- und Spurenelementverhältnisse vieler Proben (siehe Abb. 17) konnte ein kalkalkalischer und/oder shoshonitischer Trend festgestellt werden.

Um diese Art von Magmatismus geodynamisch zu erklären, versuchen CASTELLARIN et al., 1979, und CASTELLARIN & ROSSI, 1981, eine Art Subduktionszone für die Trias der Südalpen zu konstruieren, auch in Anlehnung an ähnliche Überlegungen von BEDIEN et al., 1978, in den Dinariden. Allerdings stößt das vor allem auf geochemischen Daten basierende Modell noch auf einige Probleme, besonders aufgrund der wenigen Daten von geologischen Auswirkungen, die ein derartiges Modell nach sich ziehen müßten. Auch in rezenten Räumen kommt man immer mehr in Schwierigkeiten, magmatische Ereignisse allein aufgrund ihres Chemismus plattentektonisch zuordnen zu können.

Wengener und Cassianer Formation und deren stratigraphische Beziehungen zu den angrenzenden Karbonatplattformen (inkl. "Schlernplateauschichten")

Mit dem Ende der Hauptphase des Basaltvulkanismus setzt in den zentralen Dolomiten ein Sedimentationszyklus ein, der an der Basis durch große Mengen von Abtragungsschutt vulkanischen Materials geprägt ist. Die vorhandenen Beckenräume werden damit zunehmend aufgefüllt.

Generell treten hier die bekannten, rhythmisch geschichteten Wechselfolgen von gradiertem Vulkanodetritus und dunklen, oft an Pflanzenresten reichen Tonen und Mergeln örtlich öfters in großen Mächtigkeiten (Exkursionsgebiet 0-100 m) auf (= Wengener Formation).

In stratigraphisch jüngeren Randzonen kann damit zufälligerweise auch ein erneutes Vorgreifen des Riffwachstums zusammenfallen. In dieser Zeit (Cordevol) sind im gesamten Tethysraum starke Tendenzen der relativen Meeresspiegelabsenkung zu erkennen. Mit dem Überhandnehmen von karbonatischem Detritus in den Beckenräumen werden diese Schichten als Cassianer Formation bezeichnet. Bei noch merklichem Vorhandensein von vulkanoklastischen Sandsteinen und dunklen Mergeln werden i.S. von OGILVIE-GORDON untere von oberen, sandsteinfreien Cassianer Schichten mit grauen Mergeln abgetrennt (URLICHS, 1974).

Dieses stratigraphische Schema wird in den zentralen Dolomiten durch das Auftreten von massiven Konglomeratschüttungen (= Marmolada-Konglomerat) als Folge abrupter phasenhafter Hebungen gestört. Die Konglomerate liegen als resedimentierte Konglomerate in Schuttströmen (debris flow and grain flow) der Beckenrandsequenzen vor (BOSELLINI et al., 1977). Die Gerölle aus vulkanischem Material, gleicher chemischer Zusammensetzung wie die liegenden Basalte, weisen eine gute Rundung auf, wie sie nur durch einen fluviatilen Transport erreicht werden kann. Es muß also ein größerer

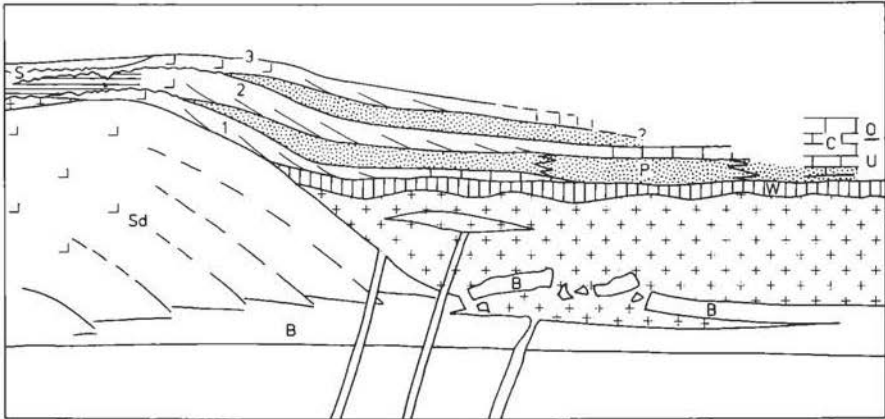


Abb. 18: Schema der stratigraphischen Beziehungen im Schnitt Schlernplateau – Seiser Alm. B: Buchensteiner Schichten; SD: Schlerndolomit; W: Wengener Schichten; P: "Pachycardientuffe"; C: untere und obere Cassianer Schichten; S: Schlernplateauschichten. Progradierende Riffzungen des Cassianer Dolomits, 1: Cassianer Dolomit des Santner und Euringer, nimmt nach E an Mächtigkeit stark ab; 2: Roterdspez-Roßzähne; 3: Riffbarriere des Schlern ("Barriera dello Sciliar" LEONARDI, 1962. Gerasterte Bereiche: vulkanischer Abtragungsschutt und Cipitkalke (resedimentierte Konglomerate, "Marmolada-Konglomerat").

Verlandungsbereich angenommen werden, auf dem sich auch ein entsprechendes Flußsystem entwickeln konnte. VIEL, 1981, spricht hier von einem "mobile belt" in einer südlich angrenzenden Zone.

Mit diesen tektonischen Hebungsphasen, die man der Labinischen Oro-genphase zurechnen kann, verbinden CASTELLARIN et al., 1979, eine starke kompressive Tektonik aufgrund von m.E. eher umstrittenen Aufschlüssen an der Rodella (südwestlich Sellajoch). Hier wird nach CASTELLARIN ein Schuppenstapel von permischen bis anisischen und ladinischen Sedimenten von einem Schuttmantel aus Marmolada-Konglomerat ringsum "plombiert". Die hier allerdings nach der Hauptphase des Basaltvulkanismus auftretende Tektonik wird im Zusammenhang mit dem oben erwähnten Subduktionsmodell gesehen.

Die Seiser Alm hat in ihrer randlichen Lage eine günstige Position, die Bedeutung und stratigraphische Einordnung dieses tektonischen Ereignisses erfassen zu können. In den äußerst interessanten Aufschlüssen (siehe Exk. 2) ist ein mehrfacher Wechsel von geschüttetem Riffmaterial und Marmolada-Konglomerat festzustellen, der die Verhältnisse zunächst sehr kompliziert erscheinen läßt, und auch zu einiger stratigraphischer Verwirrung beigetragen hat.

Lokale Massenvorkommen von Pachycardien zusammen mit einer reichen Fauna (Zusammenstellung bei LEONARDI, 1967) sind immer an die resedimentierten vulkanischen Grobklastika gebunden. Sie werden hier als "Pachycardientuffe" bezeichnet.

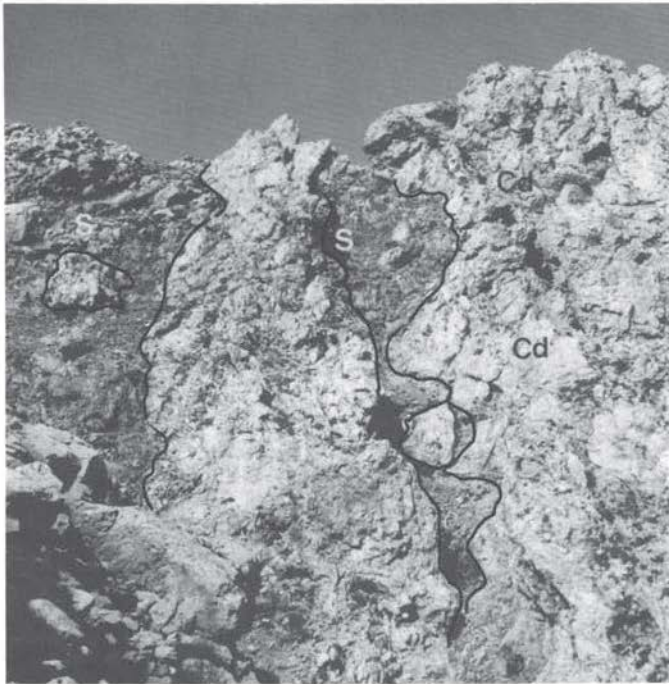


Abb. 19: Schlernplateauschichten (S) füllen das tiefgründige Karstrelief an der Oberfläche des Cassianer Dolomits (Cd) auf. Aufschluß am Weg bei Pkt. 2577, westlich der Roterdspitze.

Die ersten Konglomeratschüttungen erreichen diesen Raum erst im unteren Cordevol, und zwar erst nach dem ersten Vorgreifen des Riffwachstums ins Becken. Diese hier erste Riffzunge konnte an der zunächst von Grobdetritusschüttungen geschützten Stelle im Proßliner Profil (Exk. 2) mit Conodontenfaunen stratigraphisch fixiert werden (siehe Abb. 3, Führer zu Exk. 2). Wenn sich dieses Ergebnis verallgemeinern läßt, würde das bedeuten, daß die Hebungsphasen, wie in der Tethys allgemein üblich, erst im Cordevol auftreten, und damit in den Dolomiten nur in ihrer Intensität einen Sonderfall darstellen.

Wie sich sehr schön zeigen läßt (siehe Abb. 18 und Taf. 5 im Führer zu Exk. 2), wiederholen sich diese Hebungsphasen bis zu den Raibler Schichten mindestens dreimal. Bei jeder Hebung wird in unserer Randzone eine charakteristische Sequenz hervorgerufen:

- a) Das auf Meeresspiegelabsenkung rascher reagierende Riffwachstum weicht beckenwärts mit progradierenden Riffzungen aus grobblockigen Megabreccien (Cipitkalkblöcke) aus. Diese Riffzungen gehen distal in arenitische Detritusbänke (oft gradiert) über und führen so zur eigentlichen Cassianer

Fazies hin.

- b) Die Megabreccien werden von resedimentierten Konglomeraten, den Marmolada-Konglomeraten, vermischt mit Cipitkalkblöcken, meist in Form von Schuttströmen überlagert. Die Erosion im Verlandungsbereich hinkt also der rascher reagierenden Riffsedimentation nach. Jedoch kann erst bei nachlassender Erosionsschuttanlieferung Riffwachstum wieder aufkommen - ein neuer Zyklus beginnt.

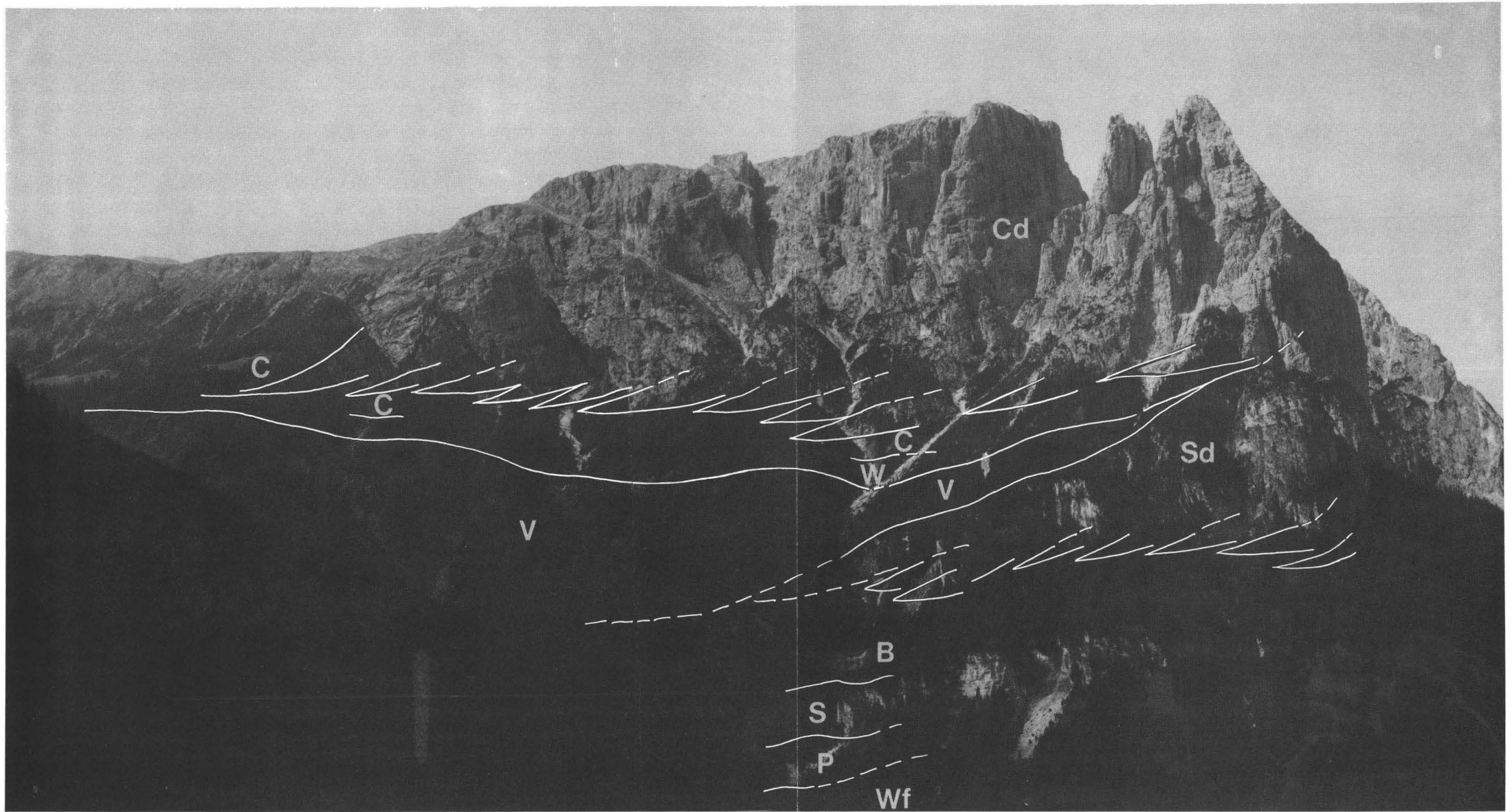
Günstige Lebensbedingungen können jedoch jeweils nur mehr beckenwärtig erwartet werden, so daß dieser Mechanismus zur bekannten Auffüllung der karnischen Becken führen muß.

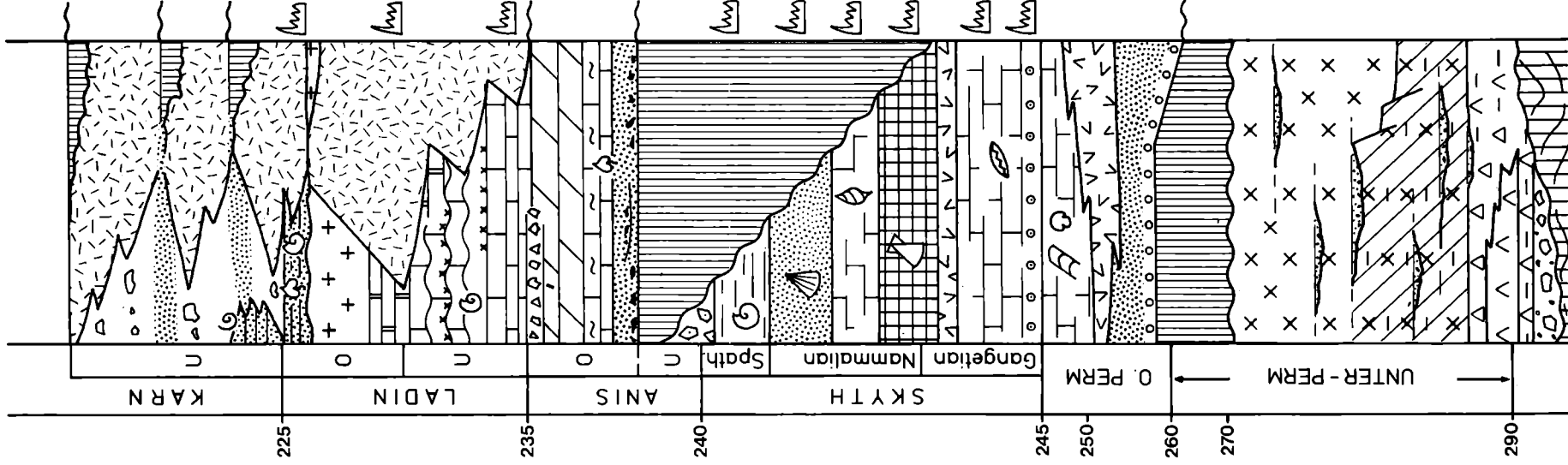
Diese Regressionsphasen finden sich bei Korrelation mit Sedimenten auf der Hochzone am Schlernplateau, dicht gedrängt und manchmal ineinander übergehend, wieder. Es handelt sich um die Rotsedimente, wie sie an der Basis der Roterdschichten auftreten, und letztlich von hier bis zu den "Schlernplateauschichten" zu verfolgen sind. Eine Sedimentation von Rotpeliten mit Bohnerz, Sandsteinen und vereinzelt vulkanischen Geröllen, als auch Fe-Dolomiten mit "Riesenonkoiden" verfüllt hier ein örtlich oft tiefgreifendes Karstrelief (Abb. 19).

Umgelagertes Bohnerz findet sich häufig in den Marmolada-Konglomeraten der Seiser Alm.

Damit ist nicht verwunderlich, daß in den Schlernplateauschichten Ammoniten des ? obersten Ladin/Unterkarn bis angeblich mittleres Tuval (siehe KRISTYN & GRUBER, 1974) gefunden wurden. Es wird daher vorgeschlagen, den Begriff "Schlernplateauschichten" weiter beizubehalten. In ihnen spiegeln sich die Hebungsphasen der Marmolada-Konglomerate und der Raibler Schichten wieder, die offensichtlich über den Bereich des unteren und mittleren Karn verbreitet sind.

Taf. 3: Panoramabild der NE-Seite des Schlern, von der Seiser Alpenstraße aus aufgenommen. Wf: Werfener Schichten (hier Campil-Member); P: mittlere Pereschichten mit Richthofen-Konglomerat; S: "Giovoschichten" und Oberer Sarldolomit; B: Buchensteiner Schichten; Sd: Schlerndolomit; V: Vulkanite; W: Wengener Schichten; C: Cassianer Schichten; Cd: Cassianer Dolomit. Nach HEISSEL & LADURNER, 1936; BRONDI et al., 1976; und Kartierungsübungen des Geologischen Instituts der Universität Innsbruck, 1982. Deutlich ist das Auskeilen der vulkanischen Serie unter der Santner Spitze zu erkennen. Verlängert man die Schichtfuge über die Westseite von Santner und Euringer, so trifft man unter dem Burgstall auf die gegen N hin auskeilende Lavalage des Schlernplateaus. Die Cassianer Schichten reichen gegenüber bisherigen Darstellungen weiter gegen W und verzahnen mit der darüberliegenden Dolomitabfolge, die damit bereits zum Cassianer Dolomit zu rechnen ist. Der prävulkanische ladinische Schlerndolomit geht unterhalb von Santner und Euringer ohne sichtbare Schichtlücke in Cassianer Dolomit über.





Raibler Schichten (Schlernplateauschichten)

Cassianer Formation
(0-150 m und mehr)

"Pachycardientuffe",

Marmolada-Konglomerat,
Cipitkalkblöcke

Cassianer-Dolomit-Fm.
(0-100 m und mehr)

Wengener Formation (0-100 m)

Vulkanite (0-400 m)

Schlerndolomit-Fm.
(0-800 m)

Buchensteiner Formation (0-100 m)

Oberer-Sarldolomit-Fm. (60 m)

"Giuvo-Sch."
Formationsgruppe d.

Mittl. Peressch.

Richthofen-Konglomerat

Cencenighe-Member

Prager Schichten

Val-Badia-Member

Wertener Formation
(150-300 m)

Campil-Member

Gastropodenoolith

Seis-Member

Andraz-Horizont

Mazzin-Member

Tesero-Oolith

Bellerophon-Formation (50-150 m)

Grödner-Sandstein-Fm. (ca. 200 m),
heterochron

III Rhyolithe (saure Ignimbrite) mit
Vitrophyren (ca. 1000 m), Förderstillstände
durch Konglomeratlagen markiert

starke vulkanotektonische Ereignisse

II Rhyodazite und Quarzlitite mit
Konglomeratzwischenschaltungen (ca. 800 m)

I Latiandesite (Trostburgmelaphyr),
Eruptivbreccien, Konglomerate, Tuffe (ca. 300 m)
Südalpines Altkristallin; Brixener Quarz-
phyllit mit Waidbrucker Konglomerat
(Basalkonglomerat = ca. 30 m)

Exkursion 1

BOZENER QUARZPORPHYR UND WERFENER SCHICHTEN

von H. Mostler

mit Beiträgen von W. Resch und D.A. Donofrio

Die beiliegende Kartenskizze informiert über die einzelnen Haltepunkte. Es wurde getrachtet, dem Exkursionsteilnehmer einen Einblick in die wichtigsten magmatischen Ereignisse des unterpermischen Vulkanismus im Raum zwischen Bozen-Waidbruck-Kastelruth zu vermitteln. Darüber hinaus sollen aus exkursionstechnischen Gründen auch der höhere Abschnitt der Bellerophonschichten und die gesamten Werfener Schichten vorgestellt werden. Diese gegenüber dem ursprünglichen Programm vorgenommene Umplanung war deshalb notwendig, weil einmal die den Quarzporphyr überlagernden Grödener Sandsteine im Raum Kastelruth sehr schlecht erschlossen sind, zum anderen der dritte Exkursionstag insbesondere die Grödener Schichten und den tieferen Teil der Bellerophonschichten zum Ziel hat. Wer also alle drei Exkursionstage absolviert, hat die Möglichkeit, eine lückenlose Abfolge vom südalpinen Grundgebirge bis in die hohe Trias hinauf kennenzulernen.

Obwohl an der Straße von Waidbruck nach Kastelruth alle drei Groseinheiten der vulkanischen Abfolge des Unterperms erschlossen sind, war es erforderlich, die Exkursionsroute etwas auszuweiten, um vulkanologisch interessante Teilaspekte wie z.B. subvulkanische Äußerungen, spätmagmatische Bildungen (Propylitisierungen), Thermentätigkeit etc. vorstellen zu können.

Die Exkursion startet von Kastelruth über Seis und Völs am Schlern und beginnt am Ritten über Bozen, um die dort mit dem Autobus leicht erreichbaren Aufschlüsse (Haltepunkt 1), die einen Teileinblick in einen permischen Subvulkan gewähren, kennenzulernen. Von St. Sebastian am Ritten führt die Route zurück nach Bozen, dem Eisacktal aufwärts folgend, bis nach Atzwang (Campodazzo), um dort einerseits die relativ basischen Einschaltungen in den Rhyodaziten vorzustellen, andererseits, um in die starke Propylitisierung einsehen zu können (Haltepunkt 2). Dem Eisacktal nach Norden folgend, gelangt man bei Törgele (Torcolo) (Haltepunkt 3) in die pyroklastisch beeinflussten Konglomerate, die der tiefsten Rhyodazit-einheit zwischengeschaltet sind, um dort einen Einblick in das prähyodazitische Geschehen auf dem Umweg über die Gerölle zu bekommen. Nur wenige 100 m danach, unmittelbar gegenüber der Bahnstation Kastelruth (Castelrotto) (Haltepunkt 4), besteht die Möglichkeit, den Rhyodazit in all seinen Übergängen zu Tuffen und Schweißtuffen kennenzulernen.

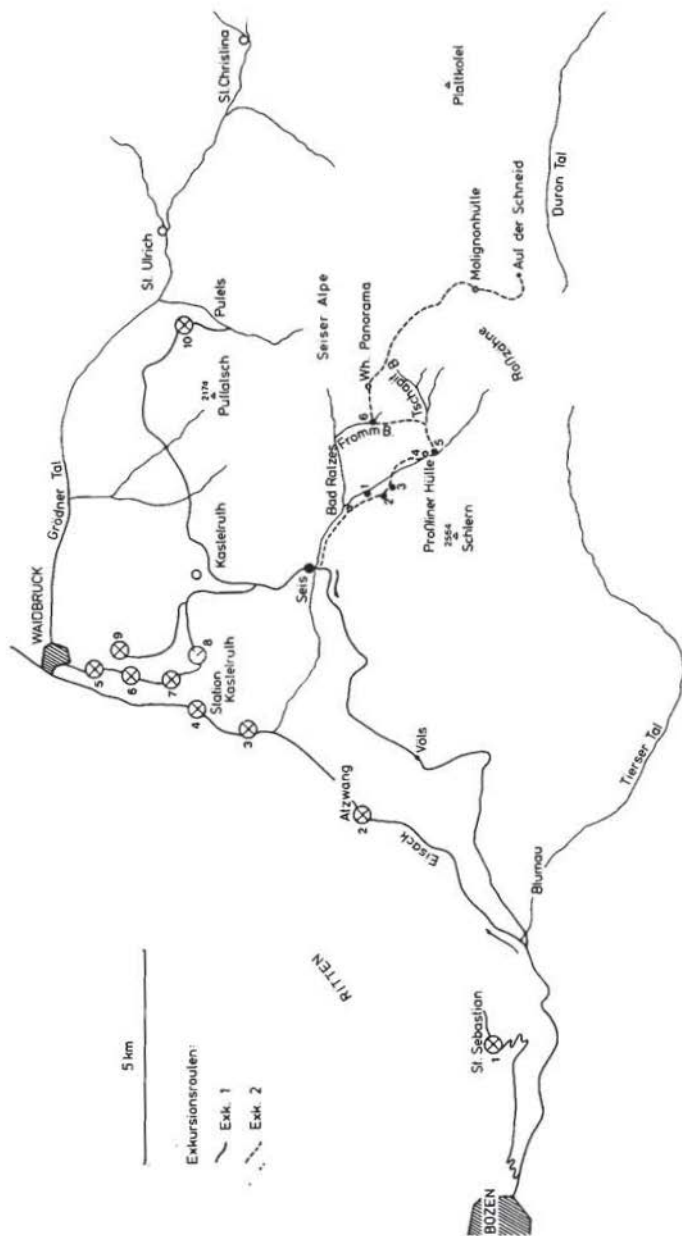


Abb. 1

Dann erst führt uns der Weg nach Waidbruck und von dort auf die Straße nach Kastelruth, wo man bald nach der Straßenkreuzung auf Brixener Quarzphyllit trifft, und im Bereich des Haltepunkts 5 sowohl diesen als auch das ihn erosionsdiskordant überlagernde Basalkonglomerat gut aufgeschlossen vorfindet. Nun folgen an der Straße nach Kastelruth, kurz nacheinander, die Haltepunkte 6 und 7, deren Verbindung man sich im Zuge eines Fußmarsches erarbeiten sollte. Neben den höheren Konglomerathorizonten mit den ersten Vulkanitgeröllen folgen über mächtigen Tuffen die ersten "Trostburgmelaphyr"-Laven, die von Eruptivbreccien und Tuffen überlagert werden.

Im Bereich des Haltepunktes 8 trifft man schließlich auf eine geringmächtige rhyodazitische Abfolge. Um auch eine Vorstellung über die höchste Vulkaniteinheit der Bozener Porphyryplatte zu erhalten, ist es notwendig, einen kleinen Abstecher mit dem Bus nach Tisens zu machen, um bei dem Gehöft Planitz (Haltepunkt 9) den Steinbruch mit den Vitrophyren zu besuchen.

Den Abschluß bildet ein Profil an der Straße von St. Michael (S. Michele) nach Pufels (Bulla), das eine lückenlose Einsicht in eine Schichtfolge von den hangenden Bellerophonschichten bis in die Campiler Schichten bzw. Richthofen-Konglomerat vermittelt (Haltepunkt 10).

Haltepunkt 1

Am Ritten, in der Straßenschleife unterhalb der Kirche von St. Sebastian (S. Sebastiano), tritt innerhalb einer 600 m mächtigen Ignimbritfolge ein Gestein zutage, das sich infolge sehr großer Kalifeldspäte von den umgebenden Gesteinen stark abhebt. Der Aufschluß vermittelt einen Teilausschnitt eines Subvulkans, der sich im Chemismus deutlich von den ihn beherbergenden Ignimbriten unterscheidet. Das heißt mit anderen Worten, das subvulkanische Gestein ist als ein Rhyolith auszuweisen, während das Wirtsgestein den Rhyodaziten zuzurechnen ist, örtlich sogar dazitischen Chemismus aufweist.

Daß es sich hierbei um eine später aufgedrungene Gesteinsschmelze handelt, die langsamer als das umgebende Gestein erstarrt ist, geht vor allem aus der Grundmasse hervor, die ein typisches, wenn auch noch sehr feinkörniges Pflastergefüge aufweist. In diesem Quarz-Feldspatpflaster schwimmen bis 10 cm lange rote Kalifeldspäte mit Zonarbau. Stark korrodierte Einsprenglingsquarze und Plagioklase sind Kriterien, daß die Schmelze sehr oberflächennahe erstarrt ist, sonst wären diese bereits völlig aufgezehrt bzw. in das Granulat der Grundmasse einbezogen.

Der Kontakt zum Rhyodazit ist scharf; letzterer besteht aus einer kryptokristallinen Grundmasse, in der große Porphy Quarze, Plagioklase und Kalifeldspäte schwimmen. Der Anteil an Biotit ist recht hoch; vereinzelt treten auch kleine Augite auf (Fototaf. 4, Fig. 3).

Der Subvulkan vom Ritten ist in die zweite große vulkanische Einheit (rhyodazitische Einheit) hochgedrungen und hat zumindestens zeitlich mit jenen subvulkanischen Bildungen, die in die höchste Quarzporphyreinheit eingedrungen sind, nichts zu tun. Als mögliche Quelle für die hochsteigende Schmelze wird an einen Nachschub aus den spätvariskischen Graniten gedacht.

Haltepunkt 2

Entlang der alten Brennerstraße sind beidseitig des Eisacktales bei Atzwang (Campodazzo), besonders übersichtlich von der Autobahn einsehbar, gelbgrün anwitternde Gesteine erschlossen. Es sind dies relativ basische Gesteine, die als Einschaltung in den Rhyodaziten, die derselben Einheit angehören wie jene vom Ritten, auftreten. Von Latiandesiten zu sprechen wäre nicht richtig, weil sie dem Chemismus nach in das Feld der Dazite fallen. Tatsächlich ähneln sie infolge ihres Aussehens sehr stark den "Trostdurgmelaphyren". Doch bei genauerer megaskopischer Betrachtung kann man Einsprenglingsquarze ausmachen; eine Kontrolle mit Hilfe von Dünnschliffen bestätigt die megaskopisch getroffene Diagnose, was auf Fototaf. 2, in Fig. 1, 2 und 4, dokumentiert wurde. Daß man auch Areale im Dünnschliffbereich finden kann, die frei von Einsprenglingsquarzen sind, belegt Fig. 5 derselben Tafel, nur gibt es über den Handstückbereich hinaus keine sicher quarzfreien Gesteine in der Umgebung von Atzwang.

Fig. 3 und 4 der Fototaf. 2 informieren vor allem über die Art der Plagioklaseinsprenglinge und deren Umsetzung. Die auf Fototaf. 2 dargestellten Ausschnitte von Dünnschliffen stammen aus Proben nicht propylitisierter Dazite bis Quarzlatite.

Wesentlich spektakulärer sind die propylitisierten Bereiche des Atzwanger Raumes. Es sind dies die eingangs schon erwähnten gelbgrün anwitternden Gesteine, die bei genauer Betrachtung eine reiche Pyritführung erkennen lassen. Die Pyrite fallen relativ rasch der Verwitterung zum Opfer, wodurch der starke Zerfall der Gesteine hervorgerufen wird. Ein besonders guter Einblick in die propylitisierten Gesteine besteht an der orographisch rechten Seite des Eisackflusses.

Um eine Vorstellung über die Umsetzungen der quarzlatitischen bis dazitischen Gesteine zu vermitteln, wurden sechs Dünnschliffbilder ausgewählt (Fototaf. 3, Fig. 1-6), die einerseits die verschiedenen Arten der Chloritisierung von Augiten, die Verglimmerung der Plagioklase und der Grundmasse, andererseits die Pyritisierung, die, teils gleichzeitig, z.T. zeitlich etwas verschoben, wirksam wurde, zeigen. Um einigermaßen dahinter zu kommen, was sich an chemischen Verschiebungen getan hat (Zu- und Abfuhr), wurde durch diese Zone, von den Rhyodaziten herausführend, in den Daziten und Quarzlatiten ein Profil aufgenommen und geochemisch untersucht. Nur auszugsweise seien die Verschiebungen einiger wichtiger Elemente angeführt: Pb und Zn sind völlig abgeführt (Werte um 0-5 ppm), während Cu und F dagegen sehr stark angereichert wurden. Weiters kam es zur Abreicherung von Mn, Mg, Ca, Ni und Cr, und zur Anreicherung von Ba und Co. Recht interessant sind auch die Goldgehalte, die zwischen 1 und 3 ppm liegen, während sie in den nicht propylitisierten Bereichen auf 0.01 bis 0.2 ppm zurückgehen.

Da Mineralisationen im Quarzporphyrkomplex sehr häufig sind, wird zur Zeit der Frage nachgegangen, ob im Zuge solcher Propylitisierungen durch Abfuhr von Pb und Zn es in anderen Bereichen zur Konzentration dieser Elemente kommt, bzw. ob auf diese Art Lagerstätten entstehen können.

Haltepunkt 3

Bei Törgele (Torcolo) sind an der alten Brennerstraße rote Konglomerate den Ignimbriten rhyodazitischer Natur zwischengeschaltet. Sie werden höchstens 50 m mächtig und weisen eine laterale Erstreckung auf, die 3 km nicht überschreitet. Diese Konglomerate, wenn auch nur örtlich ausgebildet, sind Zeugen einer Unterbrechung der vulkanischen Fördertätigkeit und vermitteln durch ihr buntes Geröllspektrum einen Überblick über vorher entstandene Vulkanite. Basische Gerölle, solche von latiandesitischen Chemismus, sind selten, während Dazite und Rhyodazite in allen Variationen auftreten. Sehr interessant war der Fund von Karbonatgeröllen, die sich überraschenderweise als Zeugen von Sinterbildungen warmer Quellen herausstellten.

Die Konglomerate sind im basalen Teil nicht oder kaum sortiert und nur kantengerundet; im höheren Abschnitt ist eine schwache Sortierung erkennbar bzw. liegt eine stärkere fluviatile Überarbeitung vor.

Einschaltungen von Konglomeraten finden sich zwischen allen größeren vulkanischen Förderprodukten, wodurch die Abgrenzungen der einzelnen vulkanischen Ereignisse recht gut vorgenommen werden können. Zum Teil muß es sich bei den Förderstillständen um längere Zeiträume gehandelt haben, da z.B. Pb-Zn-Vererzungen von Aufarbeitungsprodukten scharf abgeschnitten werden, d.h. Mineralisationen dieser Art lassen sich z.T. als intrapermische, spätvulkanische Ereignisse einstufen, da sie von den Konglomeraten und darüber folgenden Ignimbritdecken plombiert werden.

Haltepunkt 4

Der Haltepunkt 4, gegenüber der Bahnstation Kastelruth (Castelrotto) wurde nur deshalb miteinbezogen, um die Liegendvulkanite, auf denen die Konglomerate aufruhend, zu zeigen. Außerdem handelt es sich um einen Ignimbrittypus (rhyodazitischen Chemismus), der auf der Straße von Waidbruck nach Kastelruth nicht auftritt. Darüber hinaus soll die Entwicklung eines Ignimbrits aus Tuffen über Schweißtuffe zu echten Ignimbriten vorgestellt werden.

Haltepunkt 5

Direkt unter der Autobahnnunterführung steht Brixener Quarzphyllit an. Über Alter und Entstehung des Quarzphyllits informiert die Einleitung (siehe S. 1-2 des allgemeinen Teils).

Gleich darüber folgt die erosionsdiskordante Überlagerung des Waidbrucker Konglomerats, das auf Fototaf. 2, Fig. 1-2, abgebildet wurde; hinsichtlich der Besprechung sei, um Wiederholungen zu vermeiden, auf die ausführliche Beschreibung und auf die Darstellung der Komponenten im Schliffbild (Fototaf. 1, Fig. 1-4) des allgemeinen Beitrags verwiesen.

Haltepunkte 6 und 7

Es handelt sich hier um die ersten durchgehenden Aufschlüsse, die über einer Störung mit Konglomeraten, reich an Altkristallinkomponenten, einsetzen. Als Komponenten treten vorwiegend Restquarze, Gneise, Phyllite, Quarzite und Kieselschiefer auf; vereinzelt gesellen sich Vulkanitgerölle hinzu, die infolge

der starken Verwitterungsanfälligkeit Löcher in der steilen Konglomeratwand hinterlassen. Diese etwa 20 m mächtigen Konglomerate weisen eine gute Sortierung und Rundung auf. Darüber folgen ziemlich abrupt 10 m mächtige Tuffe, die ihrerseits von 15 m mächtigen Konglomeraten überlagert werden, deren Bänke im Liegendabschnitt grobes Material aufweisen, gegen oben hin eine deutliche Korngrößenabnahme zeigen.

Überlagert werden die Konglomerate von 25 m mächtigen, feinkörnigen Tuffen, in deren Hangendabschnitt große Lavakomponenten und grobkörnig tuffogenes Material auftreten. Es dürfte sich hierbei um Eruptivbreccien handeln.

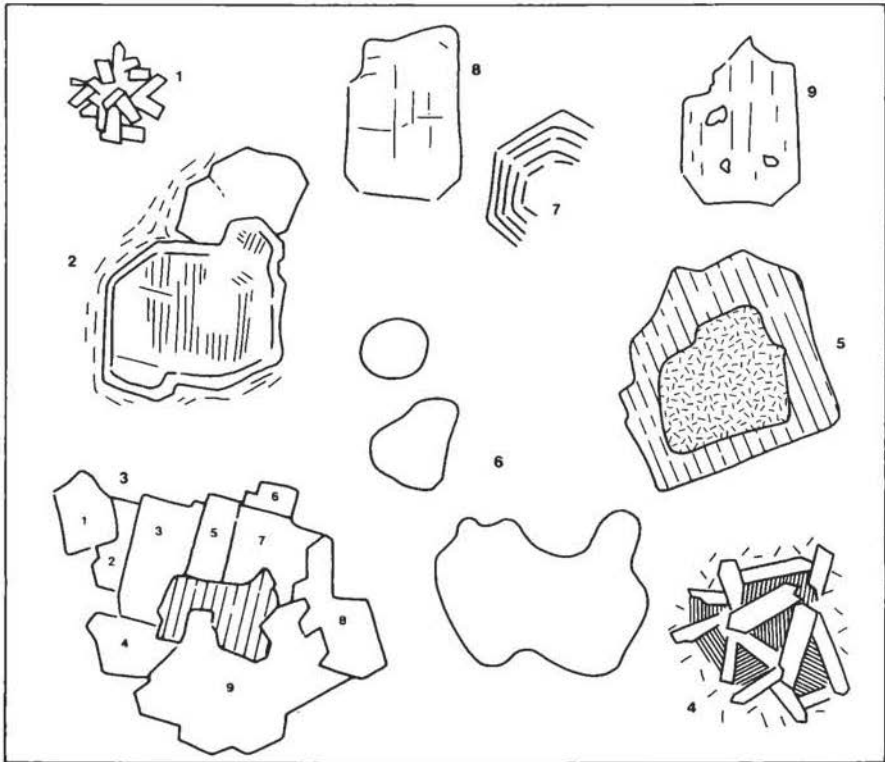


Abb. 2

Mit scharfem Kontakt setzt darüber der ungefähr 50 m mächtige Trostburgmelaphyr ein. Auf Fototaf. 1, Fig. 1-5, sind die verschiedensten Typen der Melaphyre im Dünnschliff dargestellt. Die "Melaphyre" sind in das Feld der Latiandesite zu verweisen.

Es lohnt sich, die weitere Abfolge zu Fuß an der Straße entlang über eine dünne Tufflage und einen weiteren, 10 m mächtigen Melaphyrguß, bzw. die darüberfolgenden Tuffe mit Eruptivbreccien zu verfolgen. Die auf 70 m Mächtigkeit anwachsende Gesteinsserie führt im Hangendteil Vulkanitkomponenten, in denen bereits Kalifeldspäte auftreten. Diese ähneln schon sehr den Rhyodaziten, die aber erst ein paar Meter darüber, in einem 20 m mächtigen Gesteinspaket folgen.

Der Weg führt uns weiter bis zu den fleckigen Ignimbriten, die noch rhyodazitischen Chemismus aufweisen, und erst danach gelangt man in die sogenannten Kastelruther Porphyre, die die höchste vulkanische Größe einleiten.

Da die Rhyodazite jedoch auf den Fototafeln etwas zu kurz kommen, sei hier eine kursorische Charakterisierung dieser festgehalten (Probe von Haltepunkt 8).

Die Rhyodazite sind eher noch etwas dunklere Gesteine, die besonders reich an porphyrischen Einsprenglingen, hauptsächlich aus Plagioklaskristallen bestehend, sind. Quarzeinsprenglinge sind dagegen eher selten. Ein Charakteristikum der Rhyodazite dieses Raumes ist die ausgesprochen aggregatartige Zusammenballung von Plagioklasen. Es sind viele, miteinander verwachsene hypidiomorphe, meist große, nicht selten aber auch kleine Kristalle, die ohne fremde Mineralbeteiligung manchmal auch um einen Augitkern auftreten (siehe Abb. 2, Fig. 1, 2, 3). Kleine Mineralaggregate könnten aber auch Komponenten von basischeren Gesteinen darstellen. Zum Teil sind auch solche mit Sicherheit nachweisbar (siehe Abb. 2, Fig. 4).

Selten auftretender Kalifeldspat wurde vor der Umwachsung von Plagioklas stets korrodiert (Abb. 2, Fig. 5). Eine sehr starke Korrosion haben die Quarze erfahren. Man kann zwei Typen auseinanderhalten, einmal auf kleine Rundlinge reduzierte Quarze, zum anderen tief buchtig korrodierte Quarze (Abb. 2, Fig. 6).

Diese Rhyodazite dürften zwar als Ignimbrite gefördert worden sein, jedoch konnten keine für Ignimbrit typischen Gefüge nachgewiesen werden. Daß es sich um stark explosive Förderung handelte, belegen die aus den tieferen Einheiten mitgerissenen basischen Vulkanitkomponenten.

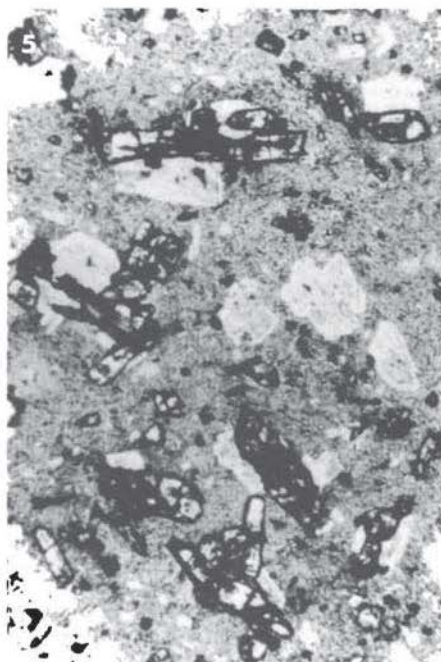
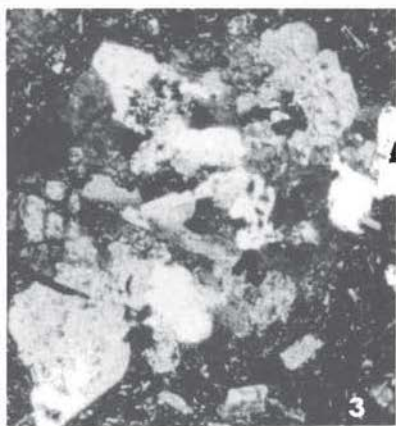
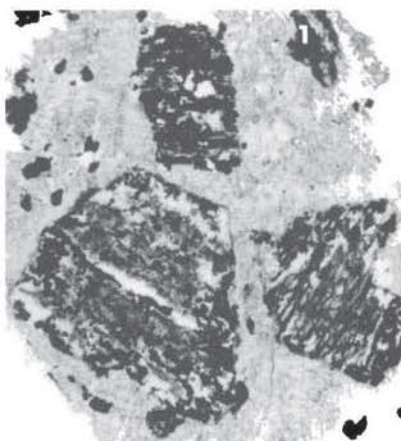
Haltepunkt 9

Gehöft Planitz, nördlich von Tisens (Tisano). Das Plateau, auf dem das Gehöft Planitz liegt, wurde durch die leichte Erodierbarkeit der Tuffe und Konglomerate, die den Kastelruther Porphyr überlagern, geschaffen. Von diesem Gehöft führt ein Weg zu einem alten Steinbruch, in dem früher Vitrophyre gebrochen wurden. Der Weg führt uns durch rote Sandsteine, in deren Hangenden Konglomerateinschlüssen zunehmen; sie ähneln sehr stark den Grödener Schichten. Kurz vor Erreichen des Steinbruchs leiten diese in Tuffite und Tuffe über. Der Übergang zu den Vitrophyren ist ein allmählicher und wird durch die Einschaltung von Schweißtuffen vollzogen.

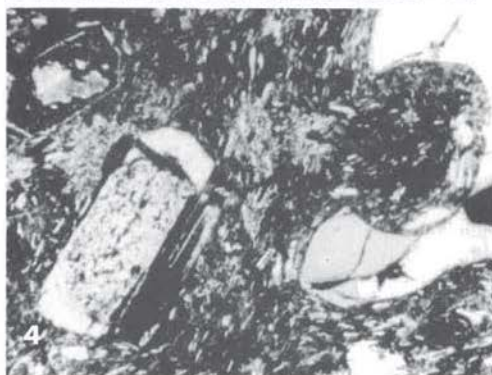
Die Vitrophyre (ca. 20 m mächtig) sind reich an Quarz- und Plagioklaseinsprenglingen und weisen eine glasige Grundmasse auf, die in seltenen Fällen eine Devitrifizierung (Entglasung) zeigt (siehe Fototaf. 4, Fig. 2). Meist jedoch ist die glasige Grundmasse völlig erhalten und läßt sich bei mikroskopischer Betrachtung unter parallelen Nicols als Glasscherbengefüge identifizieren (Fototaf. 4, Fig. 1). Damit ist auch bestens abgesichert, daß es sich bei den Vitrophyren nicht um eine Gangbildung, wie bisher behauptet, handelt, sondern um einen, in einem etwas ungewöhnlichen Erhaltungszustand vorliegenden Ignimbrit.

Am Top der Vitrophyre treten stark zersetzte ausgebleichte Rhyolithe auf, die taschenförmig in diese eingreifen. Es sind dies Verwitterungsprodukte, die im Zuge eines Förderstillstands gebildet wurden, bevor die letzte und somit jüngste Sequenz der Ignimbrite einsetzt.

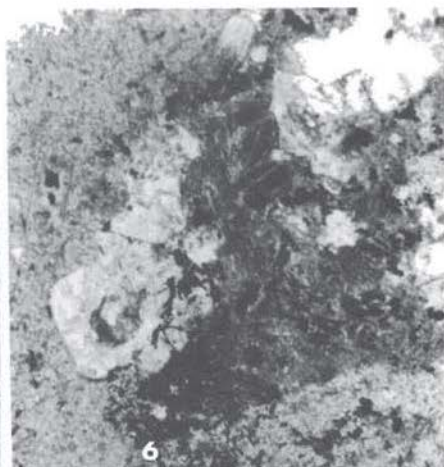
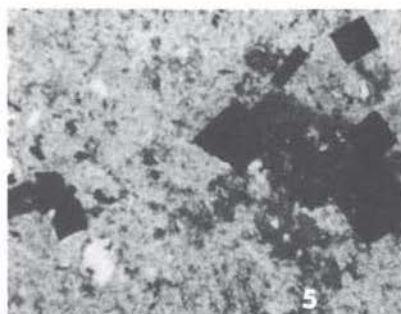
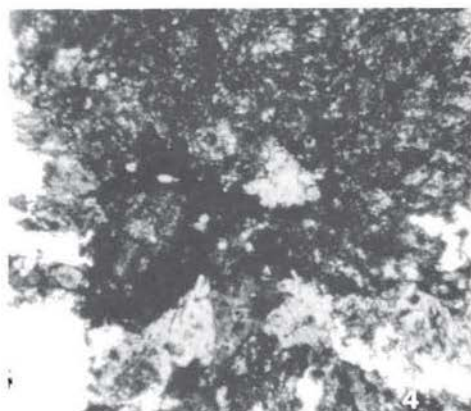
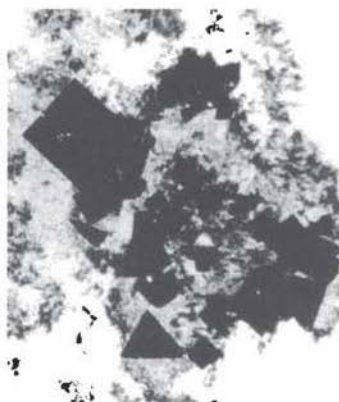
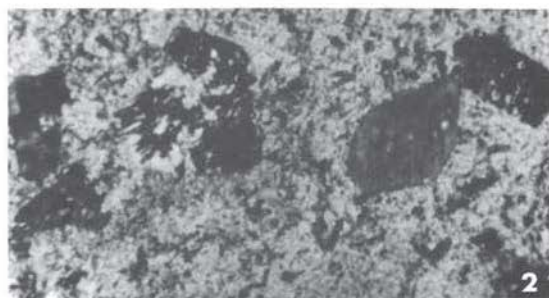
Tafel 1



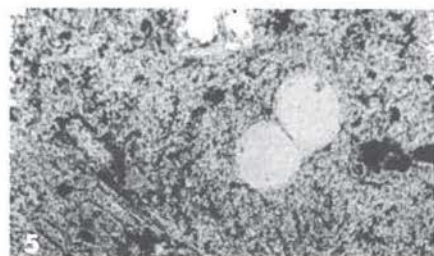
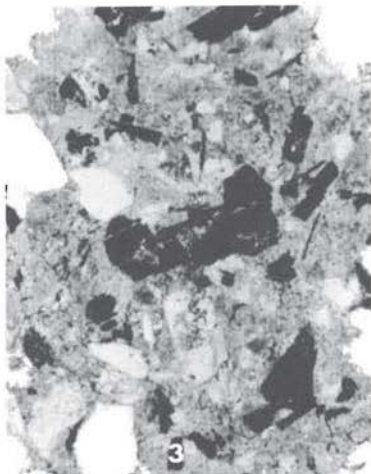
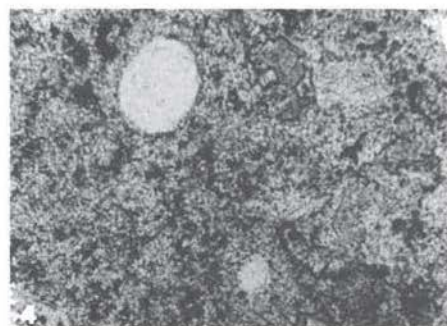
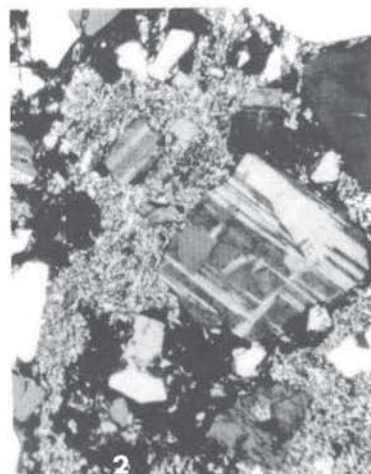
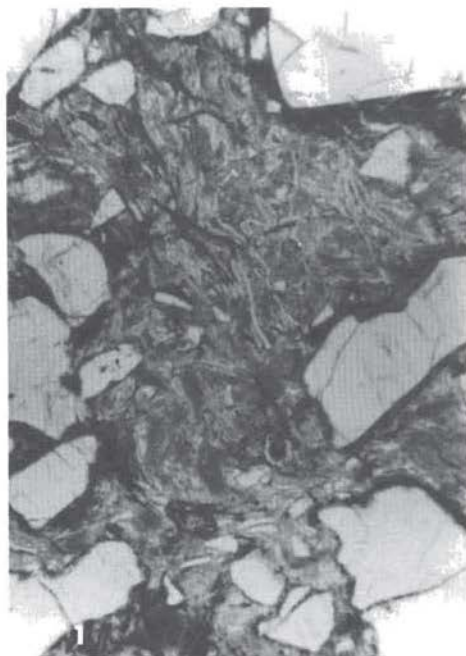
Tafel 2



Tafel 3



Tafel 4



Erläuterungen zu den Fototafeln 1-4

TAFEL 1 (alle Dünnschliffausschnitte aus dem "Trostburgmelaphyr" stammend)

- Fig. 1: Trostburgmelaphyr mit stark umgesetzten Augiten und Biotiten. Die Klinopyroxene sind im Kern in ein feinschuppiges Chlorithaufwerk umgewandelt, randlich jedoch in ein Quarz-Karbonat-Granulat. Die Außenbegrenzung und die Spaltrisse werden durch Hämatit, vor allem aber durch Pyritkristallbesiedelung nachgezeichnet. Die Biotite sind hauptsächlich in Hämatit umgesetzt. (35 x)
- Fig. 2: In der feinkörnigen, teils fluidal entwickelten Grundmasse tritt eine aggregatartige Zusammenballung von etwa gleich großen, miteinander verwachsenen Pyroxenen und Plagioklasen auf. (35 x)
- Fig. 3: In einer feinkörnigen Grundmasse, bestehend aus sehr kleinen Feldspatleisten und etwa gleich großen Klinopyroxenen, schwimmt ein Kristallaggregat, bestehend aus großen, einander durchdringenden Plagioklasen (glomerophyrische Plagioklase). (20 x)
- Fig. 4: Kleine, idiomorphe, nicht zersetzte Augite und wenig umgesetzte Plagioklase in einer recht homogenen zusammengesetzten Grundmasse, vorwiegend aus feineistigen Plagioklasen, etwas Pyroxen und Erzen zusammengesetzt. (35 x)
- Fig. 5: Langprismatische, stark zersetzte Pyroxene aus einem relativ feinkörnigen Melaphyr. (40 x)

TAFEL 2 (alle Proben stammen aus intermediären Gesteinen von Atzwang)

- Fig. 1, 2: Quarzeinsprenglinge mit Resorptionsbuchten und Reaktionssäumen. (20 x)
- Fig. 3, 4: Große Plagioklaseinsprenglinge mit z.T. noch ursprünglichem Zonarbau (in Fig. 4 sehr stark umgesetzt). (30 x)
- Fig. 5: Ausschnitt eines fast quarzfreien latitischen Gesteins. Die großen Feldspäte zeigen einen deutlichen Zonarbau, sind aber fast völlig umgesetzt, während die Pyroxene nur einen chloritischen Kern aufweisen. (20 x)

TAFEL 3 (spät- bis postmagmatische Umsetzung der Gesteine von Atzwang)

- Fig. 1: Chlorite und Hellglimmer (? Hydromuskovit), die einen Plagioklas umsetzen (siehe oben) (40 x)
- Fig. 2: Stark chloritisierte, z.T. in Karbonat umgewandelte Augite; links sind die Augite in ein filziges Gemenge von Chlorit umgesetzt, rechts ersetzen große Chlorite den Augit. (35 x)
- Fig. 3: Völlig umgesetzter Augit, im Kern in Chlorit umgewandelt, gegen den Rand sind es Hydromuskovite. Der nur noch reliktmäßig erhaltene Augit wird von idiomorphen Pyritkristallen durch- und umwachsen. (30 x)
- Fig. 4: Umsetzung eines Augiteinsprenglings in ein feines Gemenge, aus Epidot, Chlorit und Karbonat bestehend. Links unten ein großes Epidotkorn, umgeben von Leukoxen. (40 x)

- Fig. 5: Kleiner Augitkristall, völlig chloritisiert bzw. von Pyriten verdrängt. (35 x)
- Fig. 6: Ein Plagioklas-Augit-Aggregat, völlig in Chlorit und Hämatit, z.T. auch Magnetit umgesetzt und in ein Gemenge von nicht näher bestimmbar Phyllosilikaten aufgelöst. (20 x)
- TAFEL 4 (alle Proben stammen aus dem Abschnitt zwischen Waidbruck und Kastelruth)
- Fig. 1: Vitrophyr, aus der höchsten Quarzporphyryfolge stammend. Die glasige Grundmasse läßt ohne gekreuzte Nicols ein deutliches Glasscherbengefüge erkennen. Unten rechts ist noch der Rand eines Bimssteinfetzens sichtbar. Die runde Absonderung (Mitte unten) zeigt reliktmäßig ein perlitisches Gefüge, das in anderen Bereichen oft noch gut erhalten ist. (15 x)
- Fig. 2: Randbereich der Vitrophyre, mit z.T. schon rekristallisierter Grundmasse (Entglasung). Die dunklen Bereiche in der Grundmasse stellen reliktmäßig erhaltene, also nicht entglaste, Partien dar. (15 x)
- Fig. 3: Rhyodazitisches Gestein mit stark in Hämatit umgesetzten Biotiten (20 x)
- Fig. 4, 5: Quarzlatitische Gesteine mit in der Grundmasse auftretenden, stark resorbierten, sehr kleinen Quarzen. (30 x)
- Fig. 6: Teilausschnitt von in Hämatit umgesetzten Biotiten in einem Dazit. (25 x)

Wichtige weiterführende Übersichtsliteratur

- LOCARDI, E. & M. MITTEMPERGER (1967): On the genesis of ignimbrites. How ignimbrites and other pyroclastic products originate from a flowing melt. - Bull. volcanol., 31, 131-152, Napoli.
- RITTMANN, A. (1963): Erklärungsversuch zum Mechanismus der Ignimbritausbrüche. - Geol. Rdsch., 52 (1962), 853-861, Stuttgart.
- RITTMANN, A. (1981): Vulkane und ihre Tätigkeit. - 3., völlig umgearbeitete Auflage, 399 S., Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- STRECKEISEN, A.L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks (Final report of an inquiry). - N. Jb. Mineral. Abh., 107, 144-240, Stuttgart.
- TRÖGER, W.E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. - V + 360 S., Berlin (Dtsch. mineral. Ges.).

Haltepunkt 10

Durch den Neubau einer Straße, auf der man über St. Michael (S. Michele) nach Pufels (Bulla) gelangt, wurde nur 500 m nordwestlich von Pufels ein Profil erschlossen, das von den obersten Bellerophonschichten hinauf bis zu dem Richthofen-Konglomerat anisischen Alters reicht.

Dieses Profil gewährt also einen ausgezeichneten Einblick in die folgenden Horizonte und Member: Tesero-Oolithhorizont, Mazzin-Member, Andraz-Horizont, Gastropodenoolith-Member, Seiser und Campiler Member und endlich das im basalen Teil aufgeschlossene Richthofen-Konglomerat.

Von den Bellerophonschichten sind gerade noch die obersten 10 m erfassbar, die in Profiltaf. 1 wiedergegeben wurden. Kennzeichnend für sie ist ein Wechsel von stark bituminösen, schwarzbraunen Mergeln und graubraunen Kalken. Die Mergel sind siltführend und weisen einen nicht unbedeutenden Prozentsatz an Pflanzenhäcksel auf, während die Kalke, rein megaskopisch betrachtet, sich in Schillkalke (Lamellibranchiatenschille und Echinodermatenschille), Ostracodenkalke, Foraminiferensandkalke mit einem hohen Anteil an Kalkalgen, dicht gepackte Algensparite und Onkolithe aufgliedern lassen. Die Kalke sind ohne Ausnahme sehr fossilreich (Megafauna und -flora: Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Kalkalgen; Mikrofauna: Groß- und Kleinforaminiferen, Spirorben, Bryozoen, Ostracoden, Echinodermaten - besonders reich an Ophiuren und Echiniden, untergeordnet an Crinoiden und Holothurien - und Fischreste).

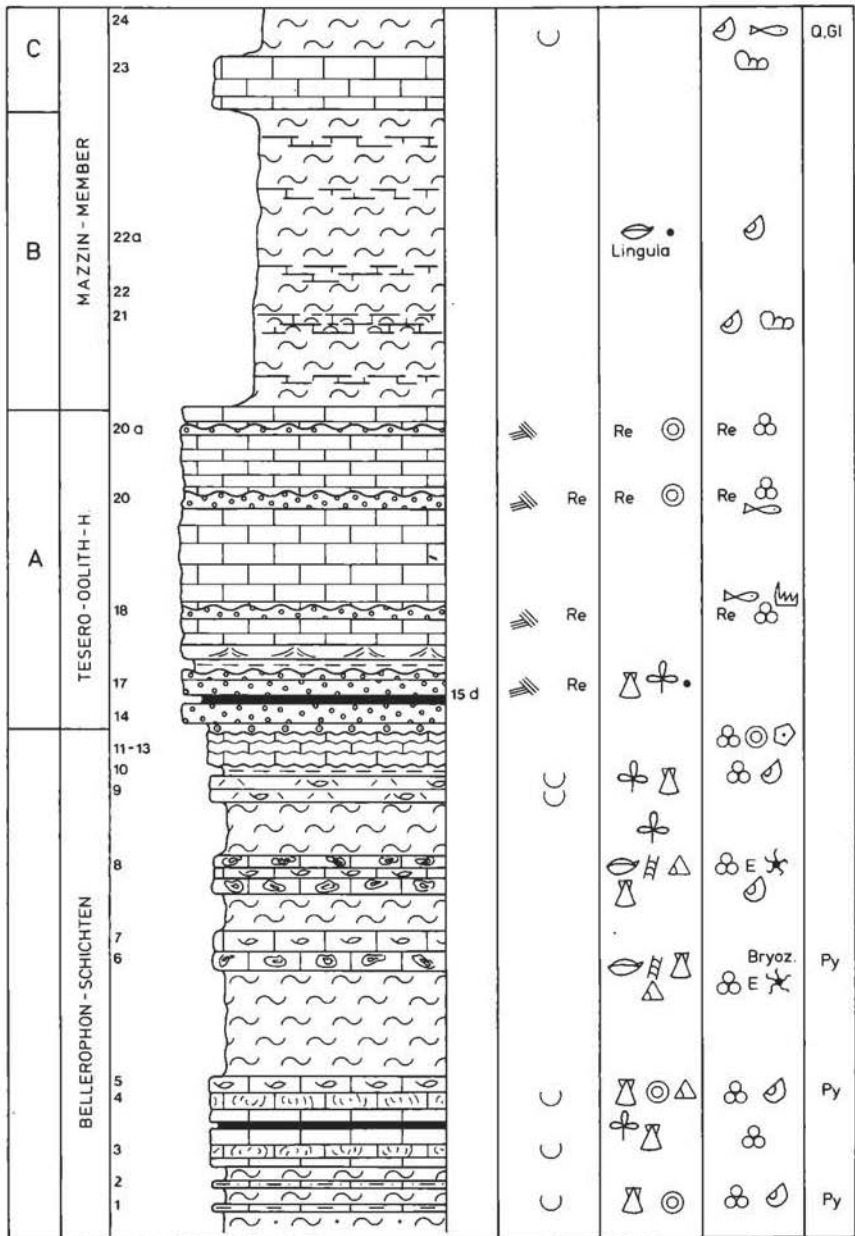
Aufgrund der oben angeführten lithologischen Ausbildung handelt es sich um die oberste Schichtfolge der Bellerophonformation, die der Badiota-Fazies bzw. der sogenannten "Algen-Foraminiferen-Kalkfazies" zuzurechnen ist.

Auf Fototaf. 5 sind die wichtigsten Kalktypen, wie sie uns im Dünn-
schliffbild entgegneten, erfaßt. Den auffallendsten Mikrofaziestyp, in anderen Profilen der Bellerophonschichten bisher noch nicht beobachtet, stellen Onkolithe, die im Kern große Algenkolonien (Solenoporen) führen (siehe hierzu Fototaf. 5, Fig. 1). Die Solenoporen sind oft stark angebohrt und selbst die sie umgebenden Algenkrusten (z.T. sind Girvanellen an deren Aufbau beteiligt) weisen Anbohrungen auf; erst darüber siedeln verschiedene Arten von Foraminiferen, z.T. nutzen diese die angebohrten Hohlräume. Der Bewuchs der Onkoide ist auffallend reich, wobei sich auch andere Organismengruppen (noch nicht näher untersucht) beteiligt haben. Völlig analog bewachsen sind Schlammkörner (siehe Fototaf. 5, Fig. 5), die von richtiggehenden Foraminiferenknäueln umwachsen sind.

Am Aufbau der Kalke haben besonders die Algen einen großen Anteil, von welchen in den hohen Bellerophonschichten *Gymnocodium nodosum*, diverse *Pemacaculus*-Arten, *Vermiporella*, sowie *Macroporella preromangica* und *Physoporella laevis* nachgewiesen werden konnten (Fototaf. 5, Fig. 4, zeigt dicht gepackte Algenkalke).

Nicht selten treten Foraminiferensparite auf (zusammengeschwemmte Foraminiferengehäuse), die sich aus verschiedenen Arten folgender Gattungen zusammensetzen: *Ammodiscus*, *Nodosinella*, *Glomospira*, *Globivalvulina*, *Endothyra*, *Cornospira* und *Geinitzina*.

Mit Hilfe von Lösproben gelang es, die Echinodermaten etwas genauer zu erfassen, wobei ein besonderes Schwergewicht auf Ophiuren und Echiniden gelegt wurde.



Profiltafel 1

Tesero-Oolith (Tesero-Horizont; 6 m)

Der Tesero-Oolith gilt als das verbreitetste Schichtglied der Untertrias, das die verschiedenen permischen Ablagerungsbereiche transgressiv überlagert.

In unserem Profil entwickelt sich der Tesero-Oolith aus bioklastenreichem grainstone, in dem er eine ganz bestimmte Korngröße, die er für die Ooidbildung als Kern nutzt, auswählt (Fototaf. 6, Fig. 1). Nur bei starker Vergrößerung erkennt man im Kern einzelner Ooide Bruchstücke von Algen, Foraminiferen, Lamellibranchiaten und Echinodermaten.

Der insgesamt 6 m mächtige Tesero-Horizont (Profiltaf. 1) setzt sich aus einer Wechselfolge von Oolithbänken (Oospariten) und Kalken, vorwiegend als Pelsparite entwickelt, zusammen (als lithologische Einheit A in der Profiltaf. 1 zusammengefaßt). Während der basale Oolith nur von Ooiden aufgebaut wird, gesellen sich in den höheren Oolithbänken Bioklasten hinzu, die jedoch ohne Ausnahme Aufarbeitungsprodukte der Bellerophon-schichten darstellen (Fototaf. 6, Fig. 2).

Über der liegendsten Oolithbank schaltet sich ein nur wenige Zentimeter mächtiger, siltiger Mergel ein, der eine reiche autochthone Lamellibranchiatenfauna führt.

Die Bankmächtigkeiten des Tesero-Horizonts betragen meist etwa 10-15 cm und überschreiten kaum die 20-cm-Grenze. Die Oolithen, ausgenommen die basalste Bank, zeigen alle eine deutliche Megarippelschichtung, die im Profilschnitt durch die starken, aber gesetzmäßigen Mächtigkeitsschwankungen bestens zum Ausdruck kommt.

Paläontologische Untersuchungsergebnisse: Abgesehen von den aus dem Perm resedimentierten Biogenen ist der Tesero-Oolith eher fossilarm. Neben vereinzelt Pflanzenresten wurden folgende Lamellibranchiaten bekanntgemacht*): ? *Costatoria costata*, Parallelodontidae (berippt).

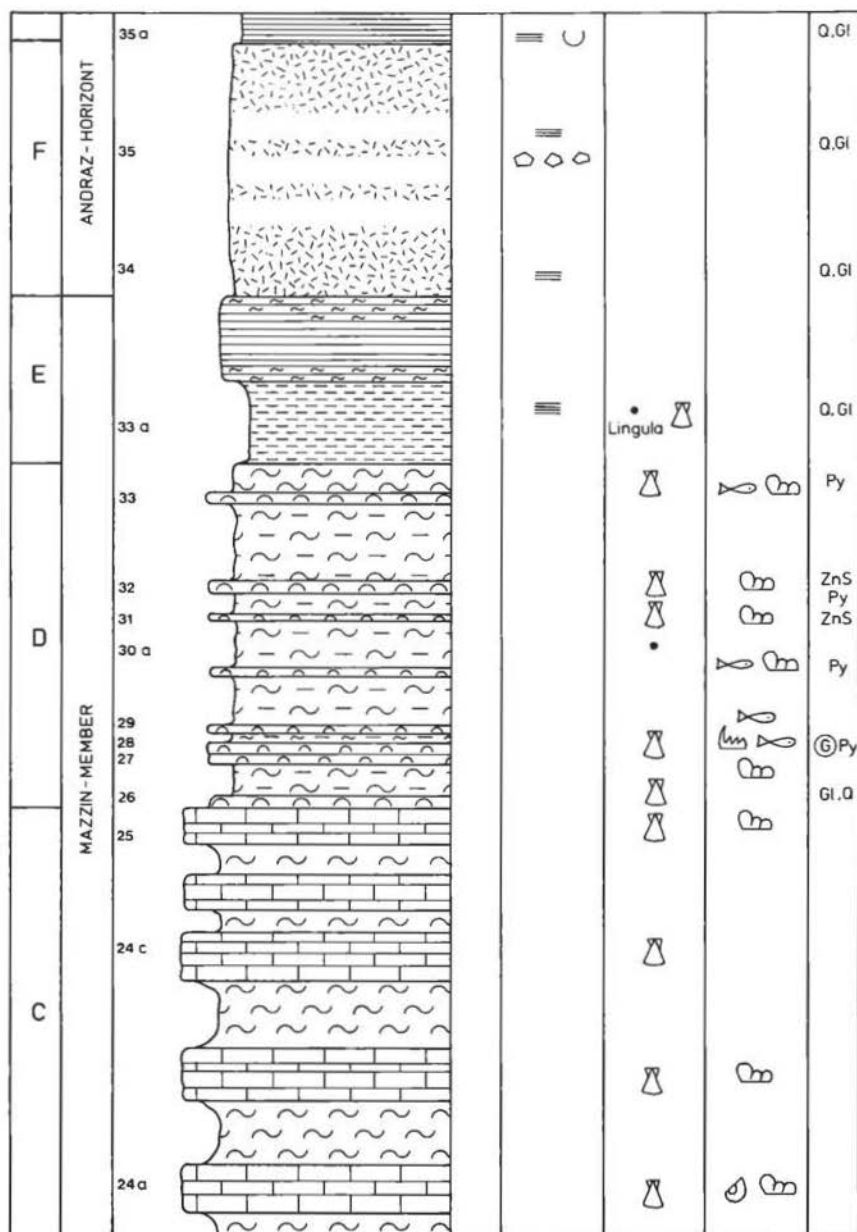
Im unlöslichen Rückstand fielen neben zahlreichen Fischzähnen und -schuppen auch Conodonten an (*Hindeodus parvus*; über die stratigraphische Position vermittelt die im Anhang aufgrund von Conodonten erstellte Tabelle).

Mazzin-Member (24 m)

Die Schichtfolge des Mazzin-Members läßt sich vom Tesero-Horizont lithologisch recht gut abtrennen. Im Profil entlang der Straße nach Pufels (Bulla) ist eine Aufgliederung in vier Teilabschnitte (B-E) durchführbar.

Der unter B ausgewiesene Abschnitt setzt sich vorwiegend aus Ostracodenmergeln (Fototaf. 6, Fig. 5) zusammen, mit örtlicher Lamellibranchiatenanhäufung. Gelegentlich eingeschaltete Kalkmergel sind durch das Auftreten

*) Die Bearbeitung der Megafossilien hat Herr Doz. Dr. Werner RESCH, Universität Innsbruck, durchgeführt, wofür ihm hier sehr herzlich gedankt sei.



Profiltafel 2

von *Lingula*, einer gegenüber Süßwassereinflüssen recht toleranten Brachiopodengattung, gekennzeichnet.

Die unter C zusammengefaßten Schichten fallen durch den regelmäßigen Wechsel von Mergeln und dünnbankigen Kalken auf. Letztere sind als lamellibranchiatenführende Ostracodenmikrite, örtlich stark durchwühlt, wodurch sie Wurstelkalken ähneln, anzusprechen. Der Vergleich mit Wurstelkalken ist durchaus berechtigt, da sie, wie aus den Conodontenuntersuchungen (siehe Tabelle im Anhang) und aus sedimentologischen Studien hervorgeht, diese mit den Wurstelkalken der Untertrias von Persien sowohl zeitlich als auch lithologisch völlig übereinstimmen.

Im Teilabschnitt D hält das Alternieren von dünnbankigen Kalken und Mergeln weiter an, nur mit dem Unterschied, daß die Kalklagen ausnahmslos als Schillbänke in Erscheinung treten. Es sind Lamellibranchiatenschille, die zunächst noch selten Wurmröhren der Gattung *Spirorbis* führen, deren Häufigkeit zum Hangenden hin deutlich zunimmt (Fototaf. 6, Fig. 3, 4, 6).

Mit den hier erstmals auftretenden Schillkalken wurde ein Ablagerungstypus geschaffen (Fototaf. 7, Fig. 1; Fototaf. 9, Fig. 5-6), der immer wiederkehrt und sich bis hoch hinauf in die Campiler Schichten nicht ändert; er ist nicht nur in den südalpinen Werfen weit verbreitet, sondern ebenso häufig in den nordalpinen Werfener Schichten vertreten (MOSTLER & ROSSNER, 1970). Charakteristisch für die Oberfläche der Schillkalke sind Großrippeln.

Den Abschluß des Mazzin-Members bilden 3 m mächtige graugrüne Mergel bis Kalkmergel mit örtlichen Anreicherungen von Megafossilien.

Paläontologische Untersuchungsergebnisse: Nebst der Megafauna (*Lingula* aff. *tenuissima*, *Claraia orbicularis*, *Claraia tridentina*, Myophorien und ein berippter Pteriide) treten vor allem Foraminiferen und Conodonten auf.

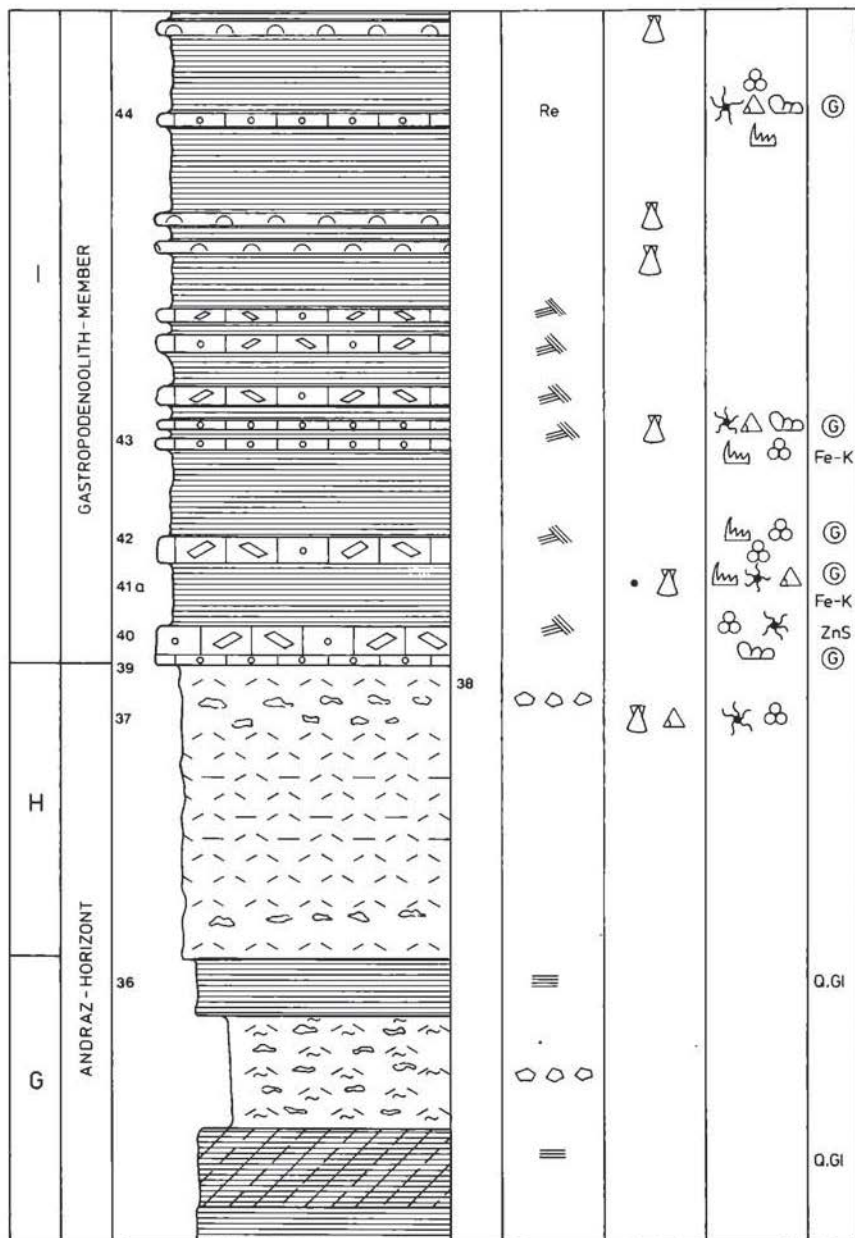
Weit verbreitet ist *Spirorbis phlyctaena*, die in den Schillkalken stets vertreten ist, wobei nur einmal ein Aufwuchs auf einer Lamellibranchiatenschale zu beobachten war. Von *Spirorbis* ist bekannt, daß sie auf organischem Substrat siedelt. Relativ häufig sind Fischreste, vornehmlich Zähne, seltener Schuppen.

Hinsichtlich der Mineralführung sei auf das Auftreten von feinverteilter eisenarmer Zinkblende verwiesen.

Andraz-Horizont (17 m)

Die Schichtfolge des Andraz-Horizonts ist vor allem durch ihre bunte Färbung augenfällig (vom Liegenden zum Hangenden: rot, grün, gelb, rot, gelb). Weiters hebt sie sich durch die löchrige Anwitterung der Dolomitsequenzen von den unter- und überlagernden Gesteinspaketen ab.

Das Vorliegen kaverner Dolomite, Kollapsbreccien und bunt gefärbter Dolomitmergel weist den Andraz-Horizont als eine typische Evaporitserie aus. Mit dem Einsetzen der Evaporite wird ein erster einschneidender Veränderungsprozeß in den Werfener Schichten vollzogen, der eine dem Tesero-Horizont vergleichbare Verbreitung aufweist, d.h. es kam zu einer Regression, die nicht nur das gesamte Gebiet der Dolomiten erfaßte, sondern



Profiltafel 3

darüber hinaus sowohl nach Westen als nach Osten ausgriff.

Der unter F geführte Teilabschnitt setzt sich aus dünnbankigen gelben Dolomitmergeln zusammen, die z.T. eine bankinterne Feinschichtung bis Lamination aufweisen. Besonders hervorstechend sind die bunten dolomitischen Tonmergel mit z.T. Trockenrissen und örtlich auftretenden Kollapsbreccienlagen (G).

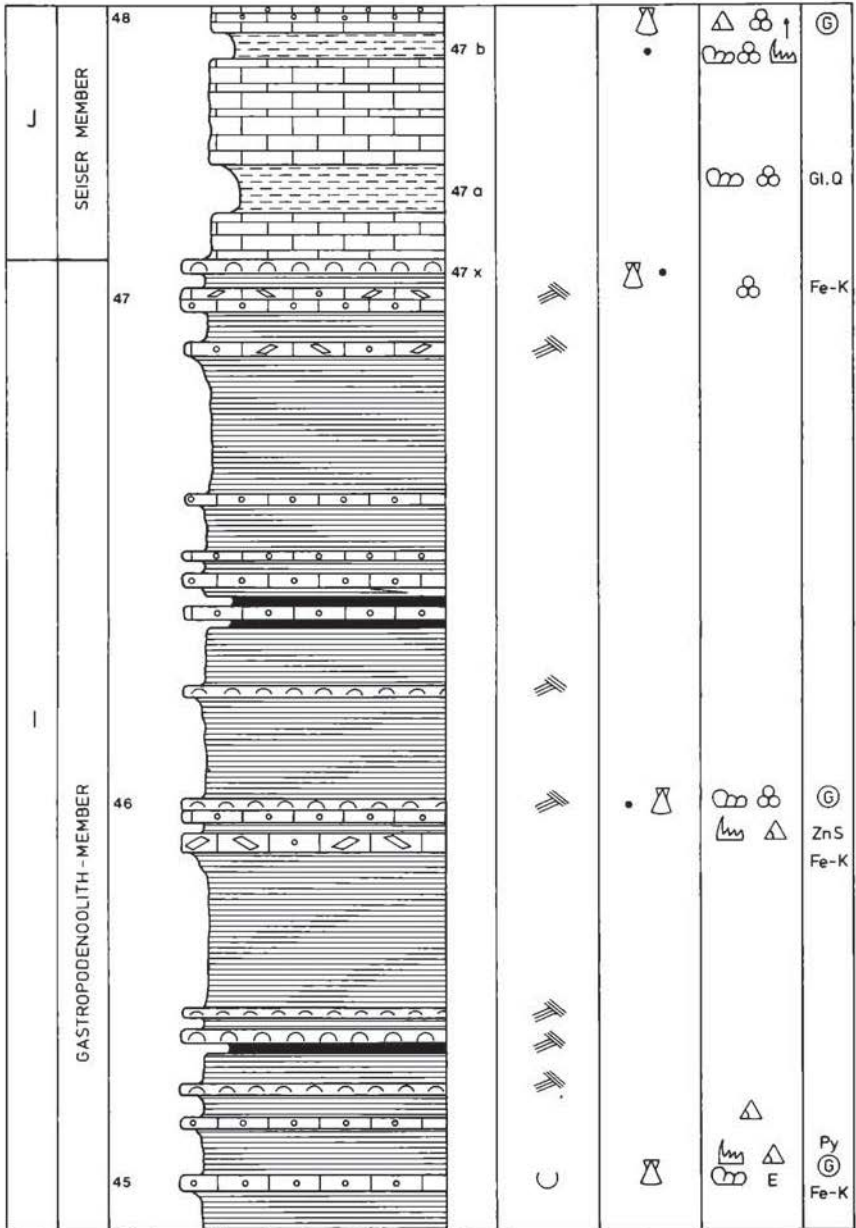
Die unter H zusammengefaßten Schichten sind als gelbe kavernöse Dolomite und Dolomitmergel anzusprechen, die im höchsten Abschnitt bereits aus dem evaporitischen Milieu herausführen, d.h. die Lebensbedingungen für eine Organismenentfaltung nehmen allmählich zu, jedoch wurden diese Sedimente im unteren Teil noch von einer frühdigenetischen Evaporitisation erfaßt.

Gastropodenoolith-Member (32 m)

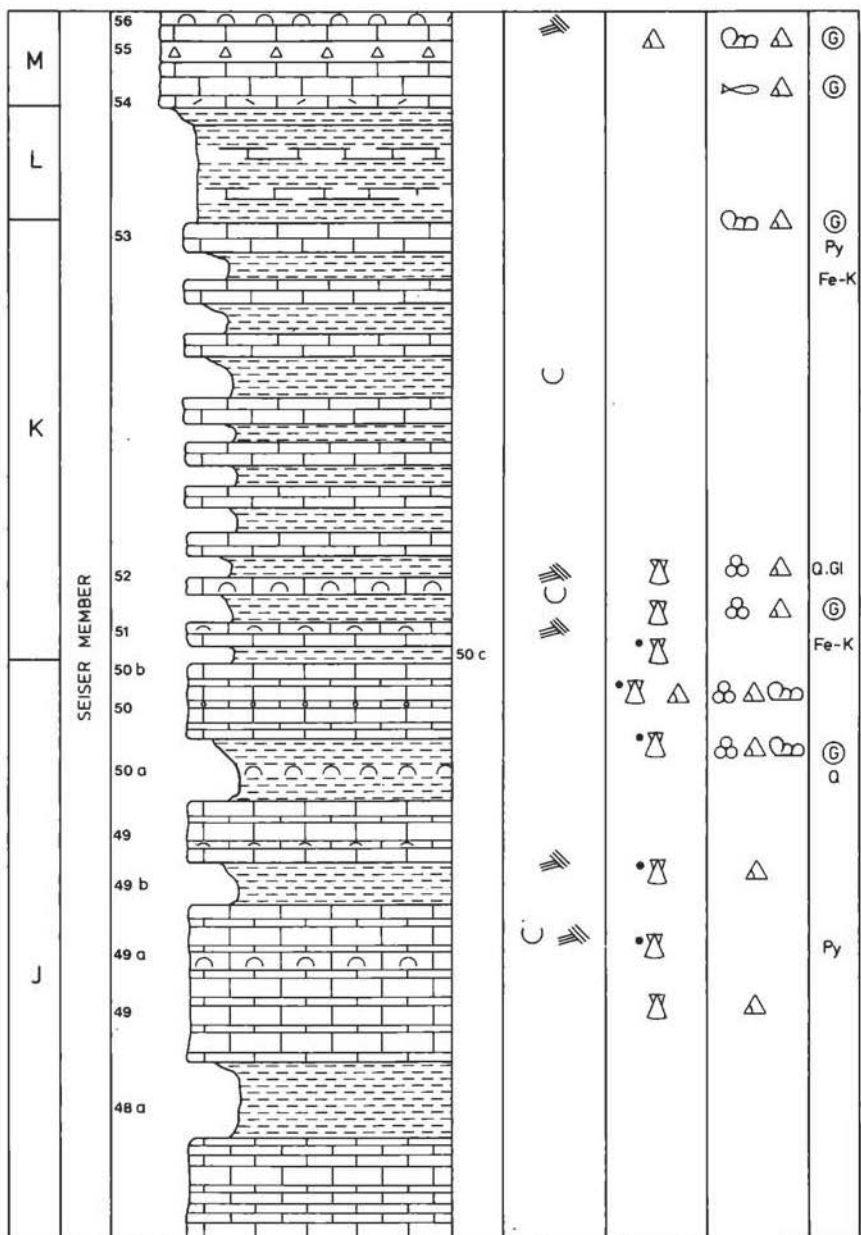
Dem Gastropodenoolith kommt nach ASSERETO et al., 1973, eine ähnlich weite Verbreitung wie dem Andraz-Horizont zu, d.h. er erstreckt sich vom Val Dezzo in den Bergamasker Alpen bis in das Gebiet von Tollmezzo im Osten. Östlich der Etschbucht vermittelt der Gastropodenoolith zwischen Seiser und Campiler Schichten, westlich davon schaltet er sich zwischen den Andraz-Horizont und das Campiler Member. In unserem Fall jedoch folgt der Gastropodenoolith über dem Andraz-Horizont und wird von typischen Seiser Schichten überlagert; diese Position ist ungewöhnlich, bestätigt jedoch schon länger gehegte Vermutungen, daß der Gastropodenoolith nicht das Produkt eines einzeitigen Ereignisses, sondern einen bestimmten Faziestypus darstellt, der sich heterochron entwickelt hat. Was den lithologischen Aufbau betrifft, ist das Gastropodenoolith-Member recht einheitlich entwickelt (1). Kennzeichnend sind 20 Gastropodenoolithlagen, deren Mächtigkeiten zwischen 70 und 5 cm schwanken. Ein Teil dieser Lagen fällt durch eine reiche flat-pebble-Führung auf. Neben Kalkbänken, aus Gastropodenoolith zusammengesetzt, treten Schillbankeinschaltungen, die denen des Mazzin-Members völlig gleichen, in oft lamellibranchiatenreichen Mergeln bis Kalkmergeln auf. Es handelt sich hierbei um einen siltigen, mergeligen mudstone, der z.T. den Kleingastropoden als Substrat diente (Fototaf. 7, Fig. 3, 4). Feinschichtige sterile Tonsteine sind sehr selten.

Mikrofaziell handelt es sich bei den Gastropodenoolithen um Oosparite, streng genommen meist gar nicht um Oolithe, da das Auftreten von Ooiden sehr gering ist, die Gastropoden selbst oft gar nicht umkrustet sind, höchstens eine mikritische Rinde aufweisen, was auch bei den zusammengeschwemmten Lamellibranchiaten und Spirorben zu beobachten ist (Fototaf. 8, Fig. 1-5). Der Anteil an Extraklasten ist relativ hoch, örtlich nimmt der Gehalt an Peloiden stark zu. Glaukonit ist ein fast nie fehlender Bestandteil (s. Profiltaf. 3, 4)

Mit dem Auftreten des Gastropodenooliths über dem Andraz-Horizont wird eine neuerliche Transgression eingeleitet, die jedoch synchron mit Ablagerungen der Seiser Schichten einhergeht, und somit strenggenommen als Seiser Transgression ausgewiesen werden muß. Die Hochlage, die durch die Andraz-Evaporite über den gesamten Südtiroler Raum hinweg geschaffen wurde, bleibt im Westen, d.h. westlich der Etschbucht, vereinzelt aber auch östlich davon (z.B. im Gebiet von Pufels) erhalten, während sich generell der Ostanteil geringfügig absenkt. Auf den in Hochlage verbleibenden Arealen



Profiltafel 4



Profiltafel 5

transgrediert somit der Gastropodenoolith, in dem ungleich größeren, abgesenkten Raum transgredieren die Seiser Schichten.

Durch Anhebung des Meeresspiegels wird die Sedimentation des Gastropodenooliths unterdrückt, wodurch die Seiser Schichten über die Hochgebiete im Osten hinausgreifen, jedoch die küstennahen Sedimentationsgebiete des Gastropodenooliths nicht mehr erreichen. Die Ablagerungen dieser schreiten deshalb uneingeschränkt in solchen stabilen Hochlagen fort. Wahrscheinlich führte eine verlangsamte Subsidenz zum Anwachsen der Seiser Schichten bis in das Sedimentationsniveau des Gastropodenooliths, wodurch nun die Gastropodenoolithentwicklung auf weite Strecken die Seiser Schichten übergreift.

Man sollte jedoch den geringfügigen Absenkungen und Hebungen nicht zu viel Bedeutung zumessen, indem man tektonogenetisch gesteuerte Prozesse dafür verantwortlich macht, denn die bathymetrischen Unterschiede im Ablagerungsbereich der Werfener betragen nur wenige Meter, sind also sehr gering.

Der Gastropodenoolith ist hinsichtlich des Auftretens von Zinkblende (z.B. Fototaf. 8, Fig. 4) recht interessant; aus anderen Profilen hat NIEMEYER, 1979, in den Gastropodenoolithen meist als Füllung von Kleingastropoden gehäuft eine Bleiglanzmineralisation nachgewiesen.

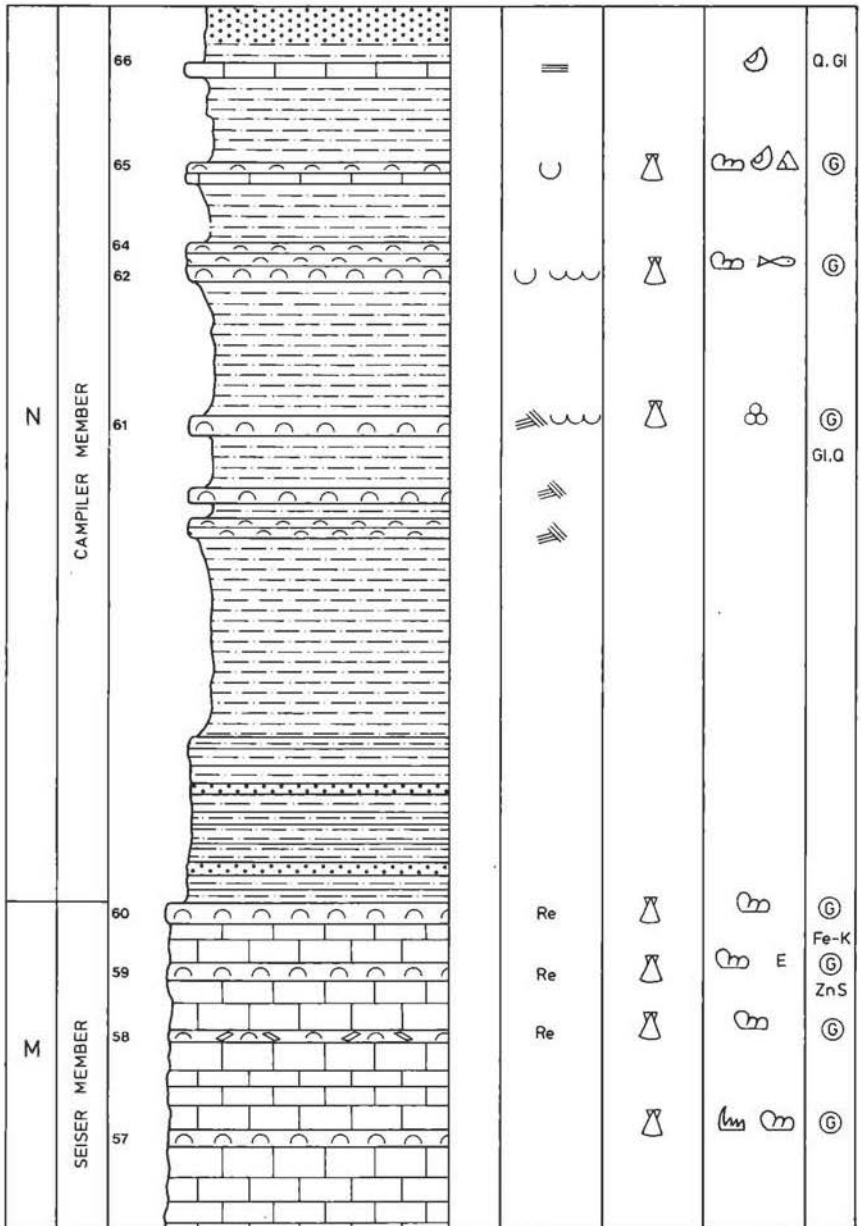
Paläontologische Untersuchungsergebnisse: Gerade in den Kalkmergeln und Mergeln treten reiche Lamellibranchiatenfaunen auf, wobei vor allem *Claraia clarae*, *Claraia cf. tridentina*, *Neoschizodus laevigatus* und als Gastropode *Holopella gracilior* hervorzuheben sind. Foraminiferen treten praktisch in jeder Bank des Gastropodenooliths auf. Über die relativ reiche Conodontenfauna informiert die Tabelle im Anhang.

Seiser Member (35 m)

Die Seiser Schichten sind im Vergleich zum Gastropodenoolith wesentlich heterogener entwickelt. Vier Gesteinsabschnitte lassen sich auseinanderhalten. Der erste Abschnitt (J) besteht aus über 1 m mächtigen Kalken, die deutlich von geringermächtigen rotbraunen Mergeln abgesetzt sind. Die Kalke zerfallen ihrerseits in viele, sehr geringmächtige Kalkbänke. So weist z.B. die zweite Kalkabfolge (siehe Profiltaf. 5, im Bereich der Probe 49 x) 32 kleine Bänke auf, die sich aus Schillkalken, Oolithlagen und unterschiedlichen Kalkmergeltypen zusammensetzen.

Die die einzelnen Kalkfolgen trennenden, rotbraunen Mergel sind reich an Lamellibranchiaten, z.T. handelt es sich auch um richtige Gastropodenschlammablagerungen (Fototaf. 7, Fig. 3, 4). Die unter K zusammengezogenen Schichtfolgen sind durch den raschen Wechsel von Kalk und Mergel gekennzeichnet. Die Kalkbänke stellen meist Schillablagerungen dar; in einem Fall ist es ein sehr dünnbankiger Gastropodenoolith, der zu Schillkalken überleitet. Die Schillbänke zeigen die schon im tieferen Profilabschnitt bekanntgemachten Megarippeln (Fototaf. 9, Fig. 3).

Darüber folgt ein Mergelhorizont (L) mit Kalkmergeleinschaltungen und tief eingreifenden Rinnenfüllungen (Fototaf. 9, Fig. 1). Den Abschluß bildet eine rein karbonatische Sequenz, die mit gelbem, dolomitischem



Profiltafel 6

Kalkmergel einsetzt, gefolgt von meist 20 cm mächtigen Kalkbänken, in denen wiederum Schille vorherrschen.

Mikrofazial tritt also kein neuer Typus hinzu; alle Karbonatgesteinstypen wurden schon mehrmals in den darunterliegenden Schichtfolgen angetroffen. Was sich tatsächlich ändert, ist nur der gesetzmäßige Wechsel an der Kalk- und Mergelsedimentation; im Liegenden dicke Kalkbänke, die nach oben geringmächtiger werden, gefolgt von rasch sich ablösendem Alternieren etwa gleich mächtiger Kalk- und Mergellagen. Der Abschluß der Seiser Schichten gipfelt schließlich im kompletten Durchsetzen der Kalksedimentation.

Paläontologische Untersuchungsergebnisse: An Megafossilien wurden von Doz. Dr. W. RESCH bestimmt: *Claraia aurita costulata*, *Claraia aurita haueri*, *Claraia cf. aurita*, *Claraia clarae*, *Claraia intermedia*, *Claraia cf. tridentina*. An Mikrofossilien fallen, neben diversen Fischresten, Foraminiferen und Conodonten an. Die größte Häufigkeit erreicht die ab dem Mazzin-Member auftretende *Spirorbis*.

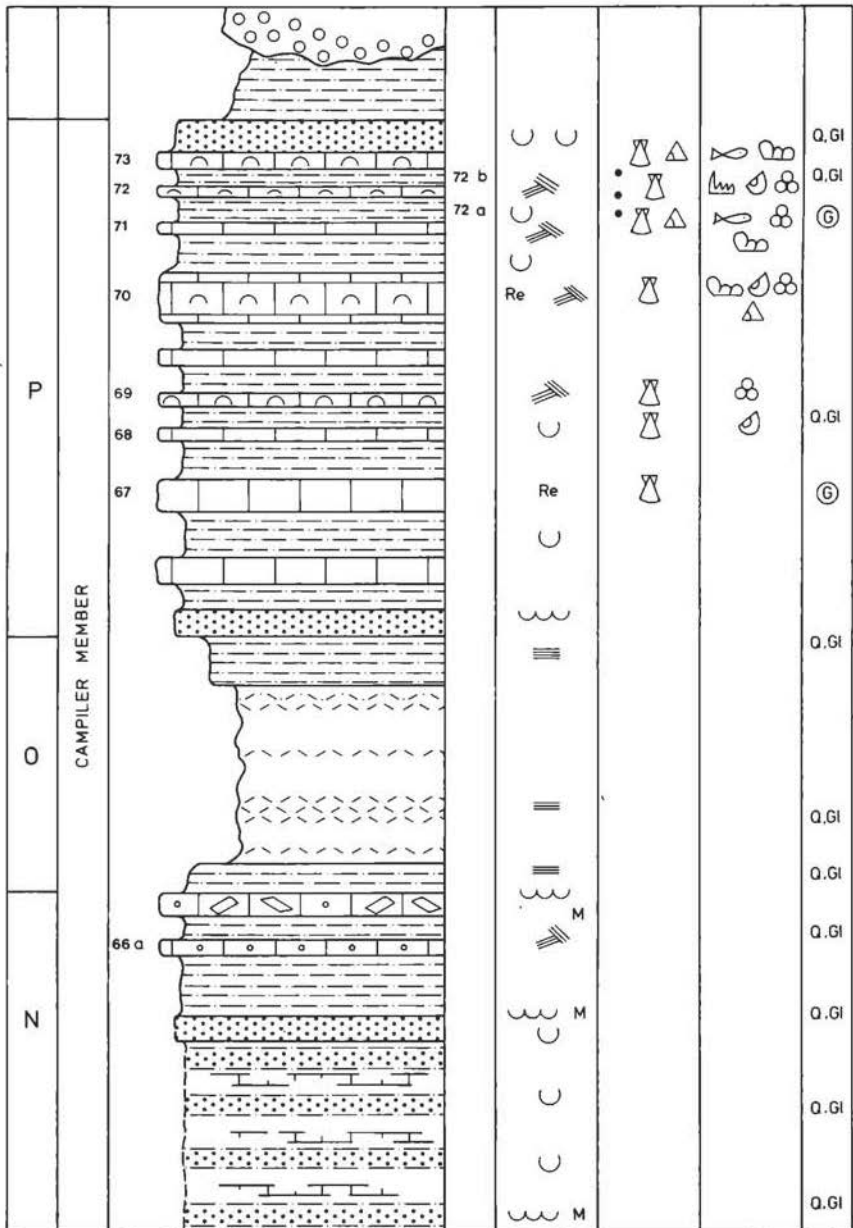
Campiler Member (40 m)

Das Einsetzen der Campiler Schichten über einer rein kalkigen Entwicklung der hangendsten Seiser Schichten ist mit dem Anfall einer starken Quarz-Glimmer-Schüttung (Feinsandfraktion) sehr gut faßbar. Besonders das gehäufte Auftreten von Glimmerlagen ist sehr typisch für die Sedimentation dieses Members.

Es läßt sich lithologisch in drei Einheiten aufgliedern (siehe Profiltaf. 7 - N, O, P), wobei der basale Abschnitt durch sandige Mergellagen, denen Lamellibranchiatenschille zwischengeschaltet sind, ein sehr auffallendes Schichtglied darstellt. Die Schillagen werden von uns z.T. als Sturmlagen (Tempestite) gedeutet, da sie ohne Sedimentationsunterbrechung in feinsandige Schrägschichtungskörper überleiten (Fototaf. 10, Fig. 2) und bankintern eine Gradierung aufweisen. Die hangendste Bank dieser Schichtfolge (N) schließt mit einem Gastropodenoolith, reich an flat-pebble-Führung, ab.

Gelbe Dolomitmergel und Dolomite weisen auf örtliche Evaporitisation (O) hin. Der letzte Teilabschnitt (P), direkt unter dem Richthofen-Konglomerat, setzt sich aus einer Wechselfolge von Kalken, Sandsteinen und sandigen Mergeln zusammen, wobei die Kalke bis 70 cm mächtig werden können; auch sie weisen stets eine Quarz-Glimmer-Führung auf. Die Kalke werden vorherrschend aus Schillbänken aufgebaut, seltener treten Biopel-sparite hinzu, die in seltenen Fällen den Gastropodenoolithen ähnlich werden (Fototaf. 10, Fig. 4). Gerade in dieser Sequenz sind Slumpingkörper recht häufig (Fig. 5, Fototaf. 10, zeigt einen Teilausschnitt eines Slumpkörpers mit zerrissenen, feinstkörnigen Außenlagen, die in Form von Plastiklasten in der feinsandigen Matrix, durch Internrotation ausgelöst, schwimmen. Der Anteil der Bioturbation ist gerade in den sandig-mergeligen Lagen sehr hoch, wie überhaupt die Campiler Schichten einen hohen Grad an Durchwühlung aufweisen.

Die hier aufgezeigte Campiler Schichtfolge wird einerseits durch geringmächtige Peressschichten, andererseits durch das Richthofen-Konglomerat überlagert, wobei letzteres fast alle Typen der Werfener Schichten, beson-



Profiltafel 7

ders aber den Gastropodenoolith, als Aufarbeitungsprodukt bzw. in Form von Komponenten aufweist.

Paläontologische Untersuchungsergebnisse: Megafauna det. W. RESCH: *Avichlamys voelseckhofensis*, *Eumorphotis* cf. *inaequicostata*, *Neoschizodus laevigatus*, *Unionites fassaensis*, *Polygyrina gracilior*. Ichnofauna: *Corophioides* sp. Mikrofauna: Foraminiferen, Spirorben, Kleingastropoden, Conodonten und Fischreste. Besonders hervorzuheben ist *Avichlamys voelseckhofensis* (WITTENBURG), die aus der höchsten Kalkbank der Campiler Schichten stammt, weil sie bisher nur aus den obersten Campiler Schichten bekannt wurde und damit aufzeigt, daß von den Campiler Schichten in diesem Profil nur wenig vor Ablagerung des Richthofen-Konglomerats abgetragen wurde.

Damit scheint auch belegt, daß nicht nur die tieferen Schichtfolgen der Werfener Schichten in diesem Profil geringmächtig entwickelt sind, sondern daß dies auch für die Campiler Schichten zutrifft.

Bemerkungen zur Werfener Conodontenfauna

Überraschenderweise hat das Profil an der Straße nach Pufels eine reiche Ausbeute an Conodonten ergeben. Obwohl bisher von den insgesamt 72 aufgesammelten Proben nur 14 getestet wurden, führten 11 davon Conodonten. Die Probenauswahl wurde so vorgenommen, daß eine erste stratigraphische Auswertung möglich war. KOZUR & MOSTLER haben im Juni 1982 anlässlich der Triastagung in Wien eine erste Conodontenzonierung der Untertrias vorgelegt, die neben der pelagischen Untertrias auch den Werfener Ablagerungsbereich und die zwischen beiden vermittelnde Fazies berücksichtigt. Anhand der aus dem Straßenprofil Pufels gewonnenen Conodonten wurde eine erste stratigraphische Aufgliederung der Werfener Schichten dieses Raumes versucht, die aber hinsichtlich der Übertragbarkeit auf andere Profile nicht überbewertet werden darf, ja sogar Fehleinstufungen zur Folge haben kann, wie beispielsweise aus anderen Werfener Profilen, die auf Conodonten getestet wurden, ersichtlich wurde. So tritt z.B. die *Foliella-gardenae*-Zone einmal in den basalen Campiler Schichten, zum anderen wiederum in den Hangendgliedern dieses Members auf.

Was bisher in den zentralen Südtiroler Dolomiten zeitlich gut einstuftbar ist, und sich auch zeitlich korrelieren läßt, sind der Tesero-Oolith, das Mazzin-Member und der Andraz-Horizont. Ab dem Seiser Member ergeben sich zeitliche Verschiebungen, die man erst in den Griff bekommt, wenn man mehrere Profile im Detail auf Conodonten hin untersucht.

Anmerkung, das Literaturverzeichnis betreffend:

Um zu verhindern, daß ein- und dieselbe Literatur öfters genannt wird, wurde diese am Ende des dritten Exkursionsbeitrags angefügt.

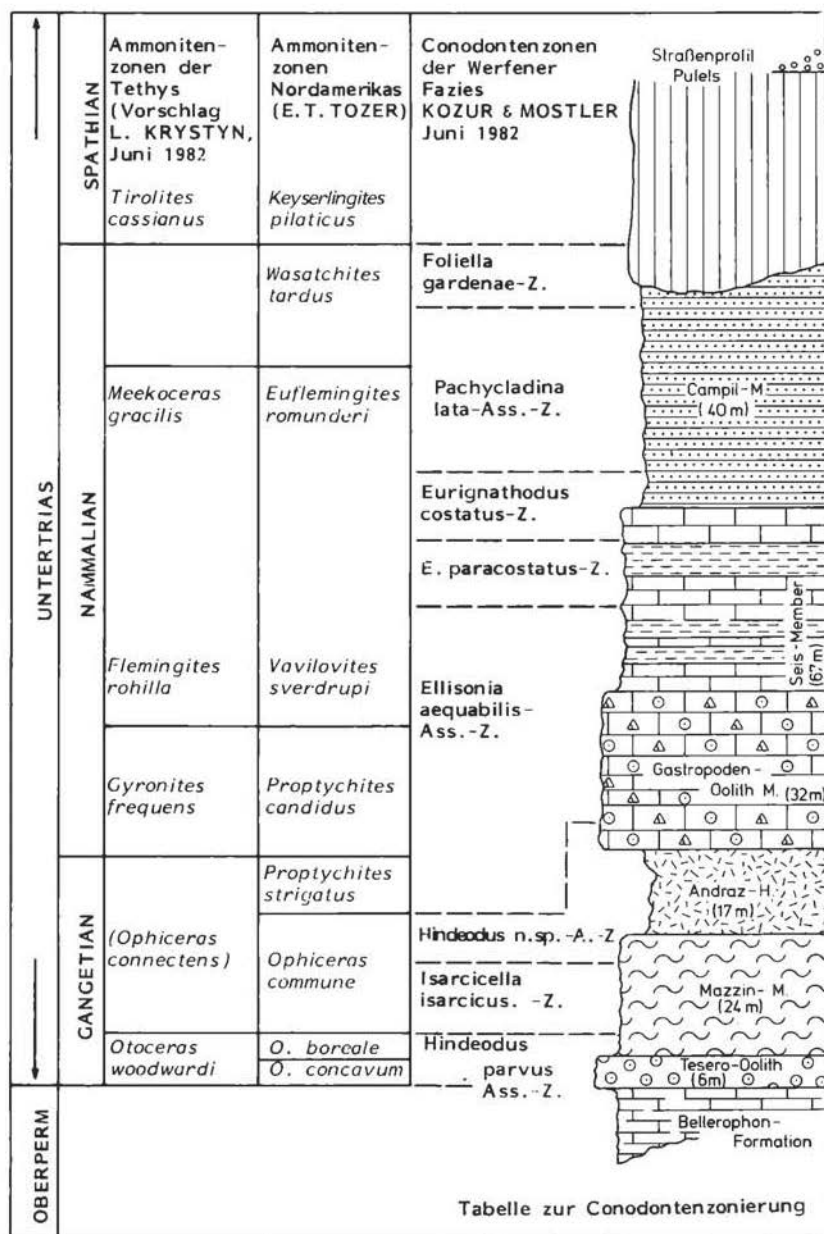


Tabelle zur Conodontenzonierung

Abb. 14

Erläuterungen zu den Fototafeln 5-10

TAFEL 5 (Bellerophonschichten)

- Fig. 1: Onkolith; im Kern stark umkristallisierte Algenkolonie; Rand umkrustet von porostromaten Cyanophyceen, die ihrerseits wieder von Foraminiferen überwachsen werden. (40 x)
- Fig. 2: Foraminiferenreicher Biosparit. (25 x)
- Fig. 3: Echinodermatenschuttkalk, vorwiegend aus Echiniden- und Crinoidenskelettelementen bestehend. (15 x)
- Fig. 4: Algenschuttkalk (dichtgepackter Biosparit mit Algen und Foraminiferen). (20 x)
- Fig. 5: Schlammkorn mit Foraminiferenaufwuchs. (40 x)
- Fig. 6: Ostracodenmikrit. (15 x)

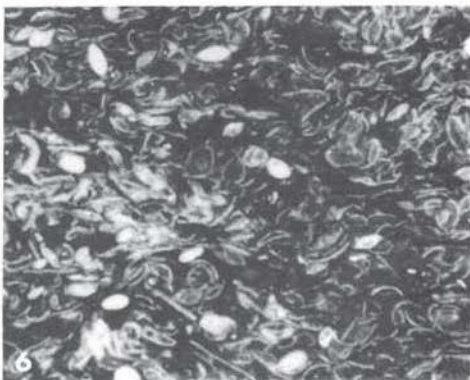
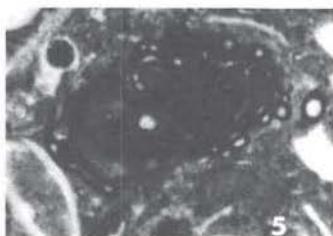
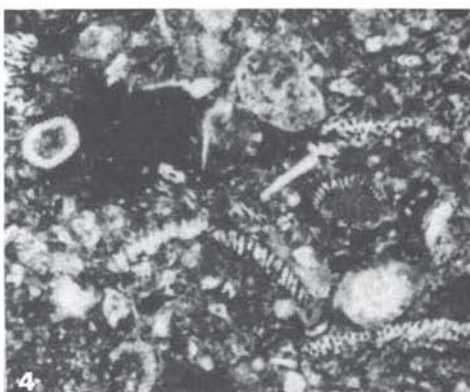
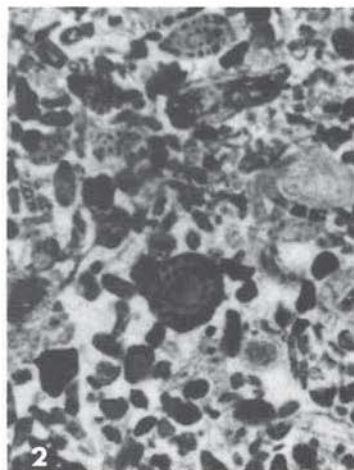
TAFEL 6

- Fig. 1: Basaler Tesero-Oolith; Oosparit mit mehr oder minder gleich großen, tangential strukturierten Ooiden. Die Kerne bestehen meist aus sehr kleinen Bioklasten des Perms. Ein Teil der Kernbereiche ist umkristallisiert. (15 x)
- Fig. 2: Tesero-Oolith aus dem höchsten Abschnitt; z.T. stark umkristallisierte Ooide, sowie einfach umkrustete langovale Komponenten und mikritisierte Biogene, wie z.B. die in der Bildmitte gezeigte Kalkalge, aus dem Oberperm stammend. (20 x)
- Fig. 3, 4, 6: Aus dem Mazzin-Member stammend. Ausschnitte aus einem parautochthonen Schill mit recht häufig auftretenden Spirorben. Die Grundmasse, z.T. als Pelmikrit entwickelt, ist nicht oder nur wenig ausgewaschen. (20 x)
- Fig. 5: Ostracodenführender Mikrosparit - ein sehr typisches Gestein des Mazzin-Members. (15 x)

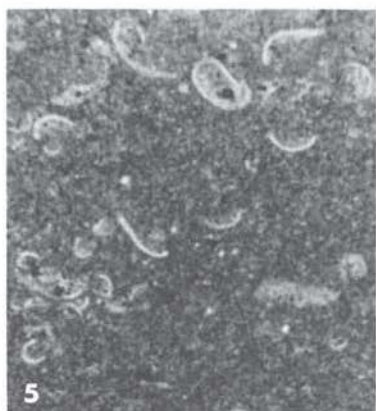
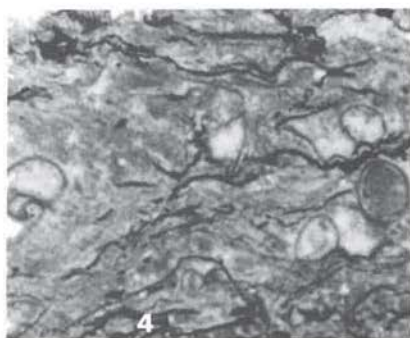
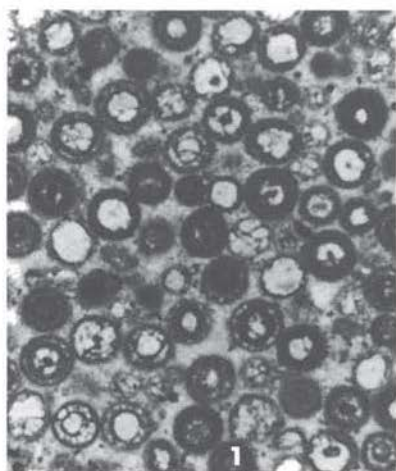
TAFEL 7 (Gastropodenoolith-Member)

- Fig. 1: Dicht gepackter, etwas durchwühlter Lamellibranchiatenschill. (15 x)
- Fig. 2: Foraminiferenführender siltiger Mergel, der in Schillagen überleitet. (25 x)
- Fig. 3: Gastropodenmikrit ("Gastropodenschlamm") mit Siltdetritusschüttung (vereinzelt treten auch Lamellibranchiaten auf). (15 x)
- Fig. 4: Gastropodenmikrit ohne Siltbeteiligung mit Lamellibranchiaten und Spirorben. (20 x)
- Fig. 5: Dichtgepackter Schill mit stark zerbrochenen Lamellibranchiatenschalen (z.T. Rindenkörner). Grundmasse stark ausgewaschen. (15 x)

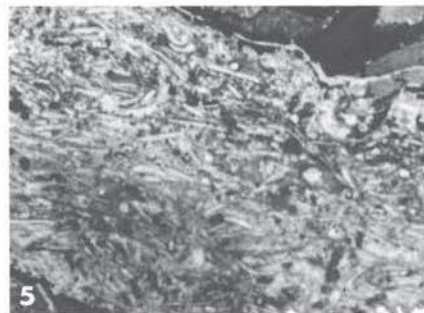
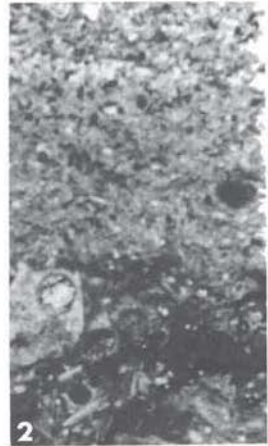
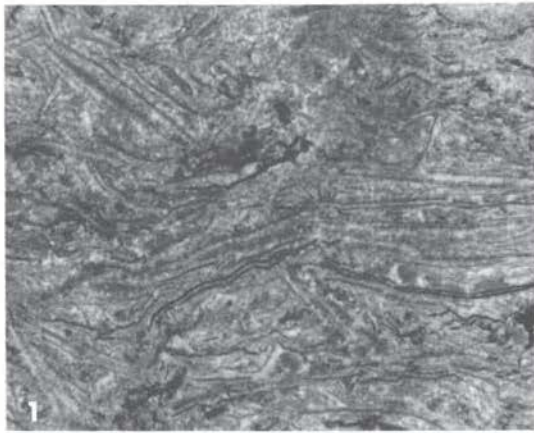
Tafel 5



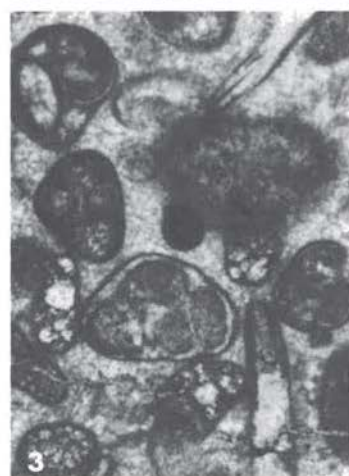
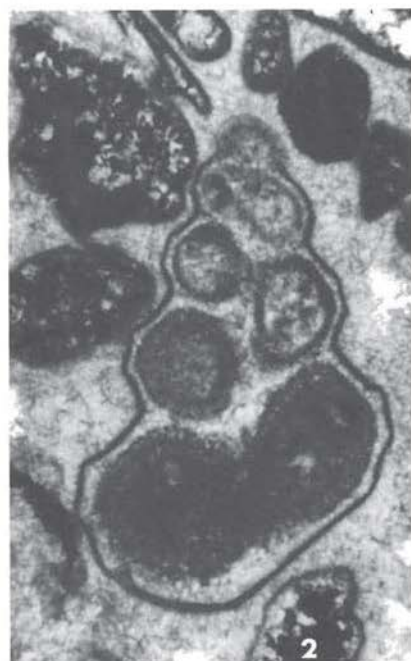
Tafel 6



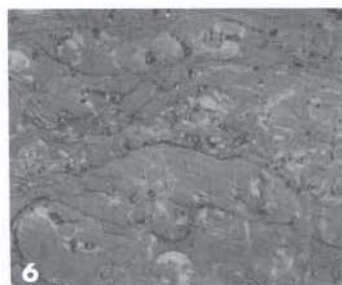
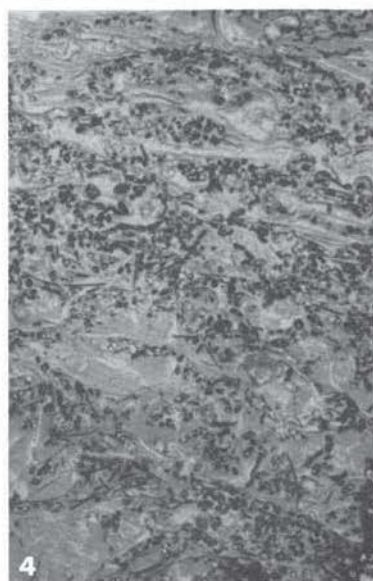
Tafel 7



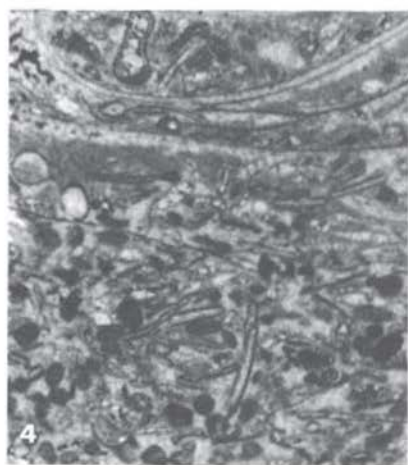
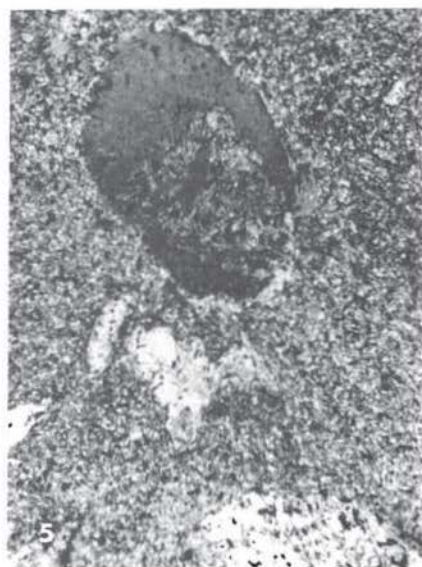
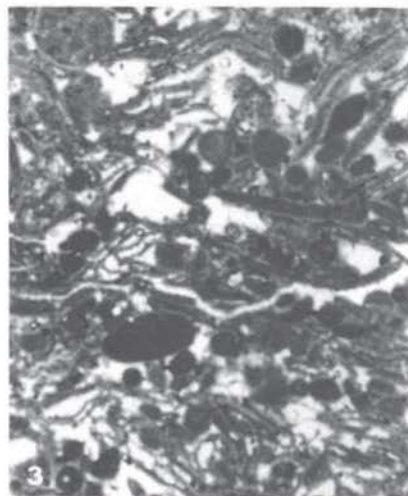
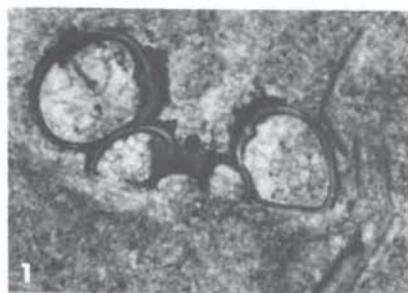
Tafel 8



Tafel 9



Tafel 10



TAFEL 8 (Gastropodenoolith-Member)

- Fig. 1: Im oberen Abschnitt des Bildes Biopelsparit; unten ist die Grundmasse noch z.T. vorhanden. Der geringe Anteil an Extraklasten ist für den Gastropodenoolith an sich ungewöhnlich. (20 x)
- Fig. 2: Teilausschnitt, um einen stark skulpturierten, spezifisch noch nicht erfaßten Kleingastropoden aus dem Gastropodenoolith vorzustellen. (40 x)
- Fig. 3: Mikritisierte Kleingastropodengehäuse und einer in der Mitte des Bildes in Sparit schwimmenden Foraminifere (*Cyclogyra* det. W. RESCH). (30 x)
- Fig. 4: Umkrustete Foraminifere (*Cyclogyra*); darüber hinaus viele kleine Zinkblendekristalle. (40 x)
- Fig. 5: Spirorben aus dem Gastropodenoolith. (20 x)

TAFEL 9 (Seiser Member)

- Fig. 1: Mergel aus den Seiser Schichten mit Rinnenfüllung.
- Fig. 2: Siltführender bioturbater Kalk mit mäßiger Anhäufung von Lamelli-branchiaten. (20 x)
- Fig. 3: Schillbank mit an der Oberfläche auftretenden Megarippeln; die Liegendgrenze ist sehr scharf vom unterlagernden Sediment abgesetzt.
- Fig. 4: Schillkalk, der sich aus dem Gastropodenoolith herausentwickelt hat, durchsetzt von geschütteten Peloiden. (15 x)
- Fig. 5, 6: Paraautochthone Schille (Biomikrosparit, aus Lamellibranchiaten und untergeordnet auch Kleingastropoden zusammengesetzt). (20 x)

TAFEL 10 (Campiler Member)

- Fig. 1: *Spirorbis phlyctaena* mit nicht näher bestimmbarem Aufwuchs. (20 x)
- Fig. 2: Schillbank mit schräggeschichteten Feinsanden (als möglicher Tempestit deutbar). (10 x)
- Fig. 3: Biopelsparit mit zum Großteil ausgewaschener Grundmasse. (20 x)
- Fig. 4: Ausschnitt aus einem schlecht ausgewaschenen Pelsparit. (25 x)
- Fig. 5: Ausschnitt von einem Slumpingkörper (Rutschwalze) mit Klasten, die im Zuge des Slumpings entstanden sind (oben dunkel, unten hell), die man als Plastiklasten ansprechen kann. (15 x)

Exkursion 2

MITTEL- UND OBERTRIAS IN FRÖTSCHBACH UND SEISER ALM

von Rainer Brandner

mit einem Beitrag von D.A. Donofrio und H. Mostler

Thematik

Stratigraphie und Fazies der Mittel- und Obertrias im Verzahnungsbereich Karbonatplattform/Beckensedimente.

Topographische Karten

Kompaß-Wanderkarte der Grödner Dolomiten, 1:50 000, Verlag H. Fleischmann, München; Freytag-Berndt Touristen-Wanderkarte, Bl. 16, Westliche Dolomiten, 1:100 000, Wien.

Geologische Karten

HEISSEL & LADURNER: Geologische Karte des Gebietes von Villnöß, Gröden, Schlern-Rosengarten, 1:25 000, Jb. Geol. B.-A., 1936.
BRONDI et al.: Carta geologica d'Italia, F. 027, Bolzano, 1:50 000, Florenz 1972.

Geologische Literatur

KLEBELSBERG, R. v., 1928; HEISSEL, W. & LADURNER, J., 1936;
LEONARDI, P.; BRONDI, A. et al., 1976.

Exkursionsroute

Die Exkursionsroute folgt auf dem altbekannten Geologenweg dem Frötschbachprofil, lediglich die Haltepunkte 6 (auf der Seiser Alm) und 7 (Seiser Alpenhaus) liegen abseits. Der Frötschbach an der Nordseite des Schlern, hat mit seiner tiefgreifenden Erosionstätigkeit die gesamte, ungestörte (Unter-) Mittel- und Obertriasabfolge in einem fast durchgehenden Aufschluß freigelegt.

Die Exkursion beginnt in Bad Ratzes (1205 m) (bis hierher kann mit dem Bus gefahren werden). Von dort zu Fuß im Graben weiter bis zum Haltepunkt 1 (teilweise ohne Weg), dann wieder zurück auf den Weg (Proßliner Weg) zur Proßliner Schwaige (1739 m), Haltepunkte 2-4. Knapp südlich liegt der Haltepunkt 5 im unteren Tschapitbach (Pkt. 1741 m), von diesem wenig aufwärts und dann Querung über die Wiesen der Seiser Alm zum NNE! gelegenen oberen Frommbach (Haltepunkt 6), weiter grabenaufwärts zum Wirtshaus Panorama. Von dort über die Schotterstraße mit Kleinbussen zum Molignonhaus (2053 m). Kurzer Aufstieg in Richtung Seiser Alpenhaus (2143 m) und Auf die Schneid (Haltepunkt 7). Zurück zum Molignonhaus und mit Kleinbussen über die Seiser Alm und Seiser Alpenstraße nach Seis.

Haltepunkt 1

Auflagerung der mittleren Peresschichten mit Richthofen-Konglomerat (Oberanis) auf dem Campil-Member

Am orographisch rechten Bachrand sind bei einer Geschiebesperre Campiler Schichten in ihrer typischen Ausbildung mit einem reichen Inventar an Sedimentstrukturen gut zu studieren. Die ebenfalls roten, darüberfolgenden Peresschichten können bei oberflächlicher Betrachtung nur durch die auch oft fehlende Einschaltung von Richthofen-Konglomerat von den Campiler Schichten unterschieden werden.

Bei näherer Untersuchung fällt jedoch sofort das veränderte Sedimentstruktureninventar (siehe Taf. 1, Bild 2) und der Mangel an Fossilresten auf. Schlammstrombänke, "gespickt" mit eckigen Bruchstücken von zumeist hellem Dolomit (\emptyset arenitisch-ruditisch) scheinen an der Basis öfters auf. Ebenso sind siltige, schräggeschichtete Litharenite und zwischengeschaltete rote, siltige Tone in sehr unregelmäßigen Bankdicken verbreitet.

Etwa 15 m über der Basis wurden im Profil auf der rechten Talseite Tetrapodenfährten (*Rhynchosauroides* sp.) in roten, cm-geschichteten, siltigen Tonen und Mergeln gefunden.

Gegen das Hangende werden die Peresschichten zunehmend mergeliger (Kalkmergel), auch eine Zunahme der Bioturbation ist festzustellen.

Im Bachbett selbst sind an der Grenze Campiler Schichten/Peresschichten etwa 5 m mächtige Richthofen-Konglomeratbänke gut aufgeschlossen. Sie nehmen lateral wieder rasch an Mächtigkeit ab, und können, wie bereits erwähnt, überhaupt fehlen. Die Konglomerate weisen ein buntes Spektrum an Werfener Geröllen (\emptyset cm-40 cm) auf, die kantengerundet bis gut gerundet ein kaum sortiertes Gefüge mit wenig Matrix aufbauen. Der fluviatile Charakter dieser Sedimente wird durch die inhomogene Lagerung und geringe laterale Erstreckung unterstrichen. Imbrikationsgefüge lassen auf eine örtliche Schüttungsrichtung aus Südosten schließen.

Vom Talboden aus sind im Hangenden der Peresschichten grüngraue Mergel und Kalke als Übergangsbildungen zum Oberen Sarldolomit (Geländestufe) gut zu erkennen. Das von uns als "Gjovo-Schichten" bezeichnete Schichtglied ist hier touristisch schlecht zugänglich.

Kurzes Stück im Graben wieder talauswärts bis zum Proßliner Steig; auf diesem ansteigend gelangen wir zu Haltepunkt 2.

Haltepunkt 2

Oberer Sarldolomit und Grenzbildungen zur Buchensteiner Formation

Im besser aufgeschlossenen Profil an der Seiser Alpenstraße (siehe Abb. 1) können die Aufschlüsse unseres Weges stratigraphisch leicht eingeordnet werden. Wir befinden uns im oberen Abschnitt der Oberen Sarldolomitformation.

Unregelmäßig gebankte Dolomite mit Gezeitencharakter, allerdings wenig erhalten gebliebenen Interngefügen (vereinzelt Diploporenfunde) gehen in zunächst schlecht erkennbare Breccienhorizonte über. In den gebankten

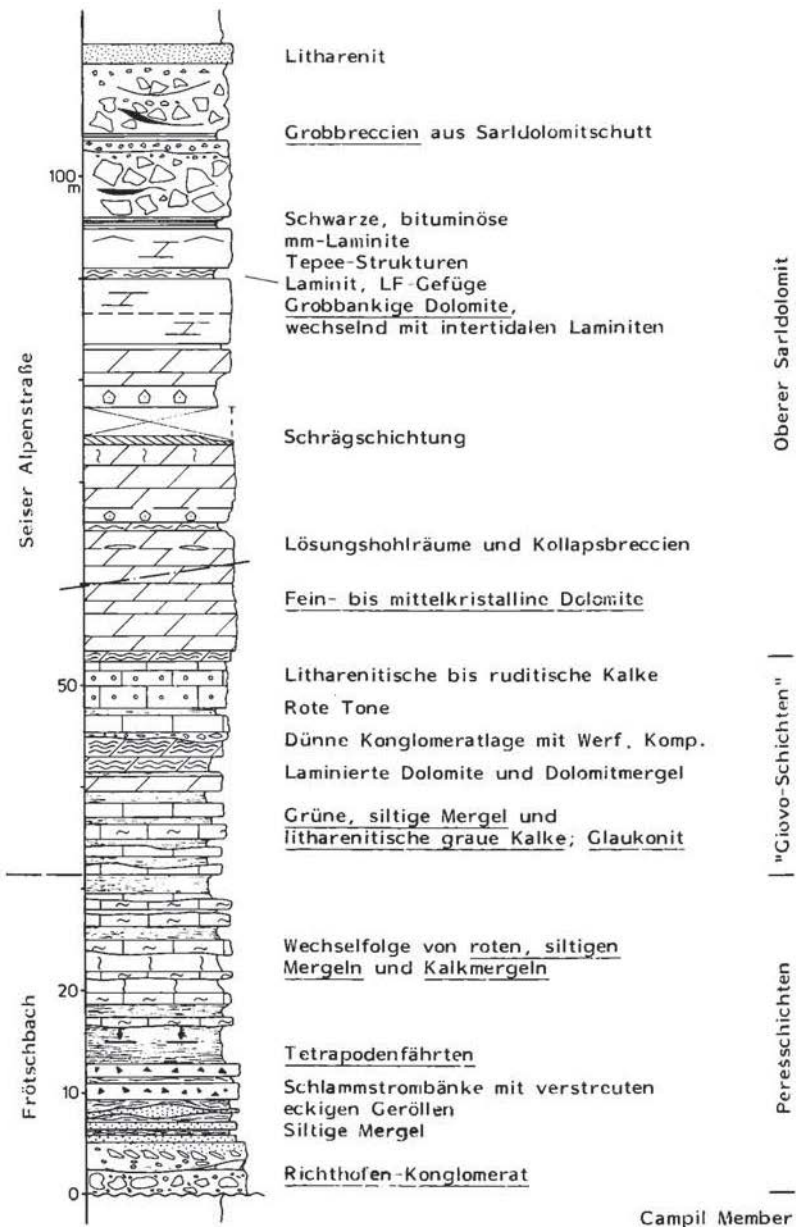
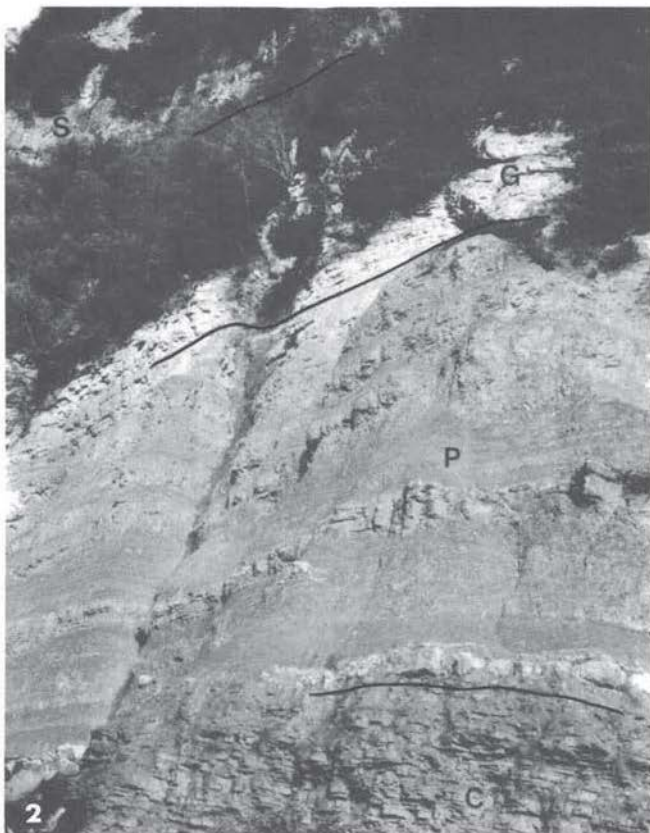
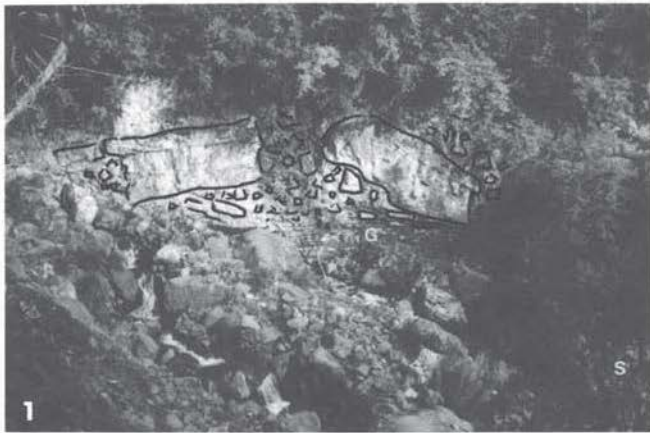


Abb. 1: Säulenprofil durch die anisische Abfolge. Peresschichten wurden im Frötschbach aufgenommen, "Giovo-Schichten" und Sarldolomit an der Seiser Alpenstraße

Tafel 1



Erläuterungen zu Taf. 1

Bild 1:

Grenzbereich zwischen Oberem Sarldolomit und Buchensteiner Schichten. Megabreccien lagern auf dünngeschichteten, schwarzen, bituminösen Dolomiten (mm-Laminit). S: Oberer Sarldolomit. Aufschluß im unteren Frommbach.

Bild 2:

Überlagerung (Erosionsdiskordanz) der mittleren Pereschichten auf Campiler Schichten. Beachte den deutlichen Unterschied in den Sedimentstrukturen zwischen Campiler Schichten (C) und den ebenfalls roten mittleren Pereschichten (P). Basal einige auslinsende Richthofen-Konglomeratbänke. G: "Giovo-Schichten", S: Oberer Sarldolomit. Aufschluß im unteren Frommbach.

Dolomiten verursachen bis dm-große diagenetische Lösungshohlräume kleinräumige Kollapsbreccien.

Das Vorkommen von unregelmäßig verteilten Fetzen von dunkelgrauem bis schwarzem, bituminösem Dolomit (oft limonitisch auswitternd) erleichtert das Erkennen des Brecciencharakters der grobbankigen, stark dolomitisierten Megabreccien.

Die "Schwefelquelle" von Bad Ratzes liegt im Graben in diesem Grenzhorizont zur Buchensteiner Formation.

Die direkte Überlagerung der Buchensteiner Formation ist am Proßliner Steig (Abzweigung zum Schlernbödele) verschüttet.

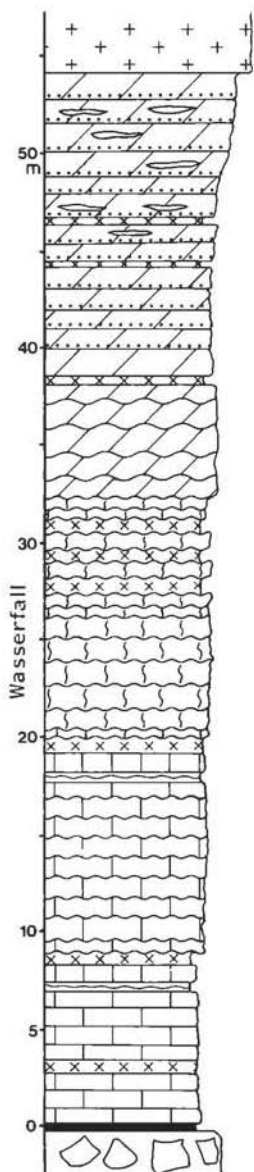
Haltepunkt 3 (Wasserfall)

Buchensteiner Formation

In diesem gut bekannten Aufschluß können typische Buchensteiner Knollenkalke studiert werden. Sie liegen im Profil (siehe Abb. 2) etwa in der Mitte der Abfolge und weisen gegen das Hangende eine Häufung von Pietra-Verde-Tuffen und -Tuffiten auf.

Die hellgrauen, randlich oft stark verkieselten Kalke sind reich an Radiolarien (Radiolarienmikrite) und Filamenten, und völlig frei von terrigenen Klastika. Sie stellen damit also die ersten echten Beckensedimente dar. Aus dem benachbarten Profil von Pufels (Grödner Tal) konnten aus diesen Kalken stratigraphisch wichtige Conodonten bestimmt werden. Es fällt damit die Untergrenze der Buchensteiner Schichten ins Oberillyr, ihre Obergrenze reicht weit ins Langobard hinein (GASSER, 1978). An Makrofossilien werden wenige Funde von *Daonella taramellii* MOJS., *P. reitzi* BOECKH., *Arpadites arpadis* MOJS. etc. von BRONDI et al., 1976, angegeben.

Zwischen den knolligen Bänken liegen, scharf abgesetzt, Mergel und Tone, die z.T. mit Pietra Verde vermischt sind. Über die Genese der Knollenkalke wurde schon häufig diskutiert. Man könnte sich folgenden mehrphasigen Bildungsmechanismus vorstellen:



Ebenflächige, dm-geschichtete Kalke und Dolomite mit gradierten Riffdetrituslagen, bereichsweise stark dolomitisiert
 ss // Lösungshohlräume mit Kollapsbreccien

Knollige Kalke, dolomitisiert

Pietra Verde
 Knollenkalke (hellgraue Filament- und Radiolarienmikrite, stark bioturbat) mit Pietra Verde in Zwischenlagen und Matrix. Auflösung der dm-geschichteten Kalke in einzelne Knollen. SiO₂-Bänder und -Knauern

Hellgraue Kalkmikrite mit welligen und knolligen Schichtoberflächen

Dunkelgraue bis schwarze, bituminöse Plattenkalke (feingeschichtete, oft gradierte Radiolarien-Filamentmikrite und Mikrosparite)

Sarldolomitbreccie

Abb. 2: Säulenprofil der Buchensteiner Formation im Frötschbach

- a) Primäre Wechsellagerung von Kalkmikriten und mergeligen Lagen.
- b) In den Kalkmikriten beginnt früher als in den Mergeln eine schwache Zementation.
- c) Bioturbation führt zur Zerlegung der bereits schwach verfestigten Kalklagen, Mergelsubstanz wird teilweise verschleppt. Die Bioturbation ist nicht diffus, sie kann in den Kalkknollen noch gut erkannt werden.
- d) Am flach einfallenden Beckenrand kommt es durch unterschiedliche Subsidenz zu schwachen Verstellungen am Hang und damit zu Instabilitäten, die zu geringfügigem Rutschen der obersten, durch Bioturbation bereits zerlegten Schichten ("Schichtzergleiten") führen können. Die kaum verfestigten Tonzwischenlagen tragen dazu sicher bei. Typische Schichtgefüge weisen diesen Vorgang mit verstellten, länglichen Knollen oder auch eingerollten cm-Lagen (Mikrite noch plastisch verformbar!) nach.
- e) Spätere Diagenesevorgänge führen zur Mobilisation von SiO_2 (Kalkknollen werden oft nach außen hin verkieselt). Drucklösung setzt an primären Materialgrenzen an und verschärft diese.

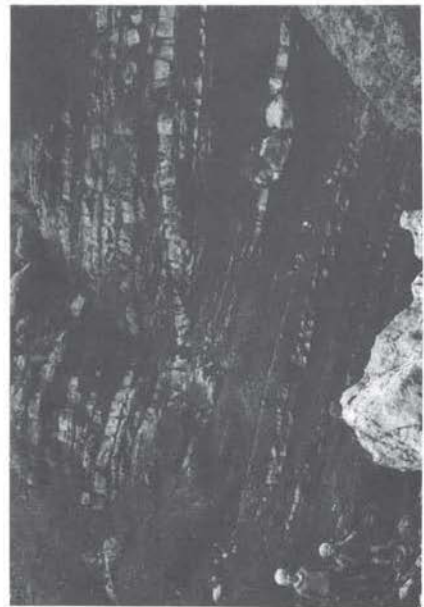
Eventuell könnte auch früher schon Boudinage zur Zerlegung der Bänke beigetragen haben (im Anschluß an die Bioturbation).

Der Weg führt uns über eine Brücke (Achtung, morsch!) auf die andere Talseite, auf der wir nun fortan bleiben werden. Gleich zu Beginn des nun etwas steileren Aufstiegs finden sich gut geschichtete Dolomite, die leicht mit dem Sarldolomit verwechselt werden können.

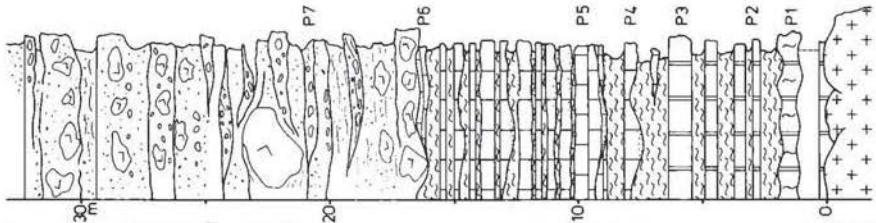
Es handelt sich dabei um dolomitisierte obere Buchensteiner Schichten aus dem Abschnitt der gradierten Riffdetritusbänke (siehe Abb. 2). Die Art der Dolomitisation der Beckensedimente (fast immer zusammen mit Lösungshohlräumen und Kollapsbreccien) läßt an eine spätdiagenetische (? epigenetische) Dolomitisation denken. Eventuell erfolgte die Dolomitisation gleichzeitig mit der Dolomitisation des Schlerndolomits (im ? Unterkarn); die Lösungen könnten über die Übergußschichtung in die permeablen Riffdetritusbänke eingedrungen sein.

Beim folgenden Anstieg (= Haltepunkt 4) zur Proßliner Schwaige führt der Weg durch die mächtige Serie von basaltischen Laven mit ihren typischen Abkühlungsformen u. Breccien. An der Kontaktfläche zu den Buchensteiner Schichten gibt es schwache Metamorphoseerscheinungen (hier allerdings nicht aufgeschlossen).

An der gegenüberliegenden Talseite gewinnt man einen guten Überblick über die sehr wechselhafte Abfolge von mehreren Lavaergüssen (zumeist als Pillowlaven erkennbar), wohl auch Subvulkanen und autoklastischen Pillowbreccien. Eine riesige Scholle von Buchensteiner Schichten liegt inmitten dieser Sequenz, auch am Weg (beim Wasserfall sind mehrere Buchensteiner Schollen in Lavabreccien eingelagert. Wie bereits im allgemeinen Teil erwähnt, dürfte es sich dabei um das zerrissene Sedimentdach eines lakkolithähnlichen Körpers handeln (dieser läßt sich bis nach Pufels verfolgen und linst dort langsam aus). Die einzelnen Buchensteiner Schollen haben wahrscheinlich hier am Beckenrand noch verschiedene gravitative Verstellungen mitgemacht.



Langobard	Wengener Fazies	Cordevol	1. Marmolada-Konglomerat-Sequenz
	Cassianer Fazies		



Olistostromatische Schuttströme unterschiedlicher Größe mit Cipitalkblöcken und resedimentierten Konglomeraten mit gut gerundeten Vulkanitgeröllen; Rinnefüllungen mit schrägschichteten vulkanoklastischen Sandsteinen und Konglomeraten = "Marmolada-Konglomerat"

Kalkarenitische, z.T. gradierte Rifffeditrusbänke mit dunkelgrauen bis grauen Mergelzwischenlagen

Bioturbate, pyritreiche Biomikritbänke (Radiolarien, Filamente) mit dunkelgrauen Mergelzwischenlagen; vereinzelt Daonellen und Ammoniten

Bunte, kieselige Kalke
Pillowlaven

Erläuterungen zu den Fototafeln 2 und 3

TAFEL 2

Fig. 1-6: *Metapolygnathus mostleri* KOZUR

Fig. 7-9: *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL)

Fig. 10: *Arabellites anatinus* STAUFFEN

Fig. 11-12: *Narkisporites harrisi* (REINARDT & FRICKE)

TAFEL 3

Fig. 1, 6: Schwebcrinoiden—Brachialia, aus dem distalen Bereich

Fig. 2-3: *Theelia planorbicula* MOSTLER

Fig. 4: *Staurocumites bartensteini* DEFLANDRE-RIGAUD

Fig. 5: *Priscopedatus triangulatus* MOSTLER

Fig. 7: Placoidschuppe

Fig. 8: *Theelia guembeli* KRISTAN-TOLLMANN

Fig. 9-10: *Narkisporites harrisi* (REINARDT & FRICKE)

Fig. 11: *Priscopedatus multiperforatus* MOSTLER

Der geochemische Charakter der Laven wurde bereits im allgemeinen Teil kurz besprochen. U. d. M. sind Phänokristalle von augitischen Pyroxenen und Plagioklas (Bytownit) in einer glasigen Grundmasse (vor allem am Rand der Pillows) zu erkennen. Relativ häufig sind Fe-Oxide (siehe BRONDI et al., 1976). Die Laven sind jedoch durchwegs stark verwittert und erschweren somit chemische Analysen auf Spurenelementgehalte. Zeolithe, Analcime, Calcit und Quarz als Neubildungen in Hohlräumen von Gasblasen (Mandelsteinlaven) oder Breccien sind von Sammlern gesuchte Minerale.

Mit dem Erreichen der Proßliner Schwaige (hier eventuell Mittagspause) haben wir die Steilstufe der Vulkanite überwunden und die sanftere Morphologie der Seiser Alm setzt nun ein.

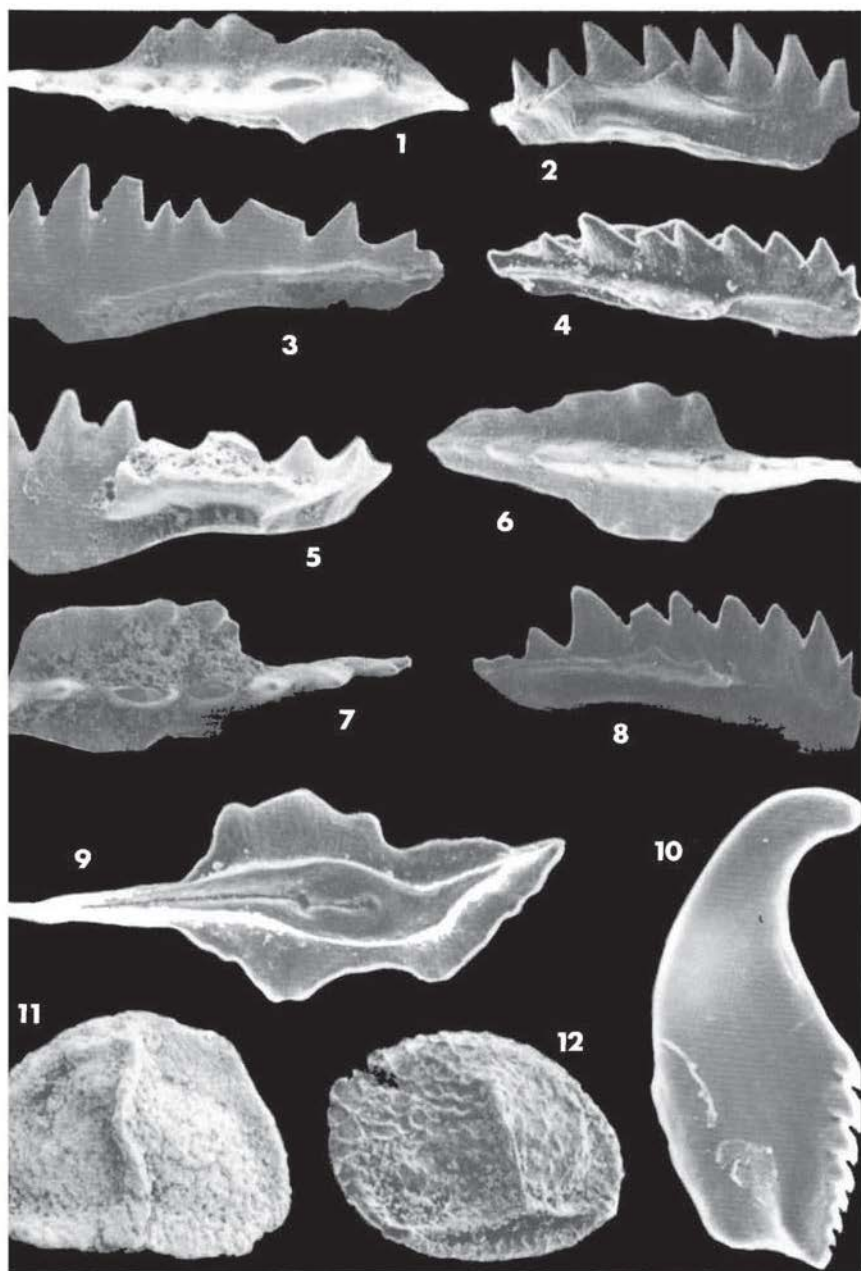
Haltepunkt 5 (Tschapitbach, knapp südlich Proßliner Schwaige)

Auflagerung von Wengener Schichten auf Pillowlaven und deren Abgrenzung zu den Cassianer Schichten (Stratigraphie und Fazies)

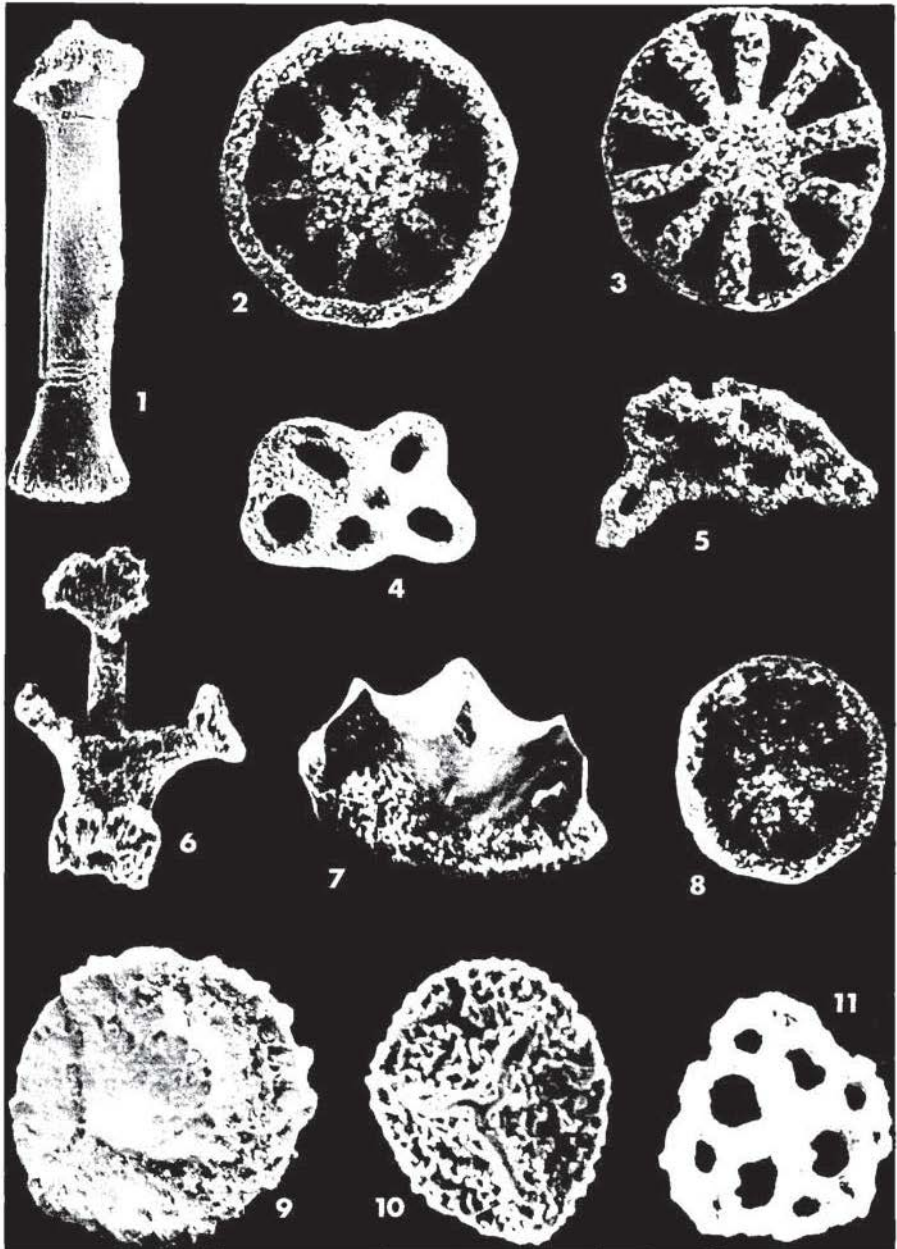
Auf dem Relief des Vulkankomplexes liegen in der engeren Umgebung Wengener Schichten in sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten. Dies mag einerseits im gegebenen Relief der Vulkanite begründet sein, andererseits dürfte aber auch die Fazies der Wengener Schichten unterschiedlich lang andauern.

Die Randposition am Fuß der südlich angrenzenden Riffplattform hat hier sicherlich diese Unregelmäßigkeiten mitbestimmt. Die Stelle scheint daher ungünstig für chronostratigraphische Untersuchungen zu sein, ist aber sehr lehrreich, grundsätzliche Zusammenhänge zwischen Beckensedimen-

Tafel 2



Tafel 3



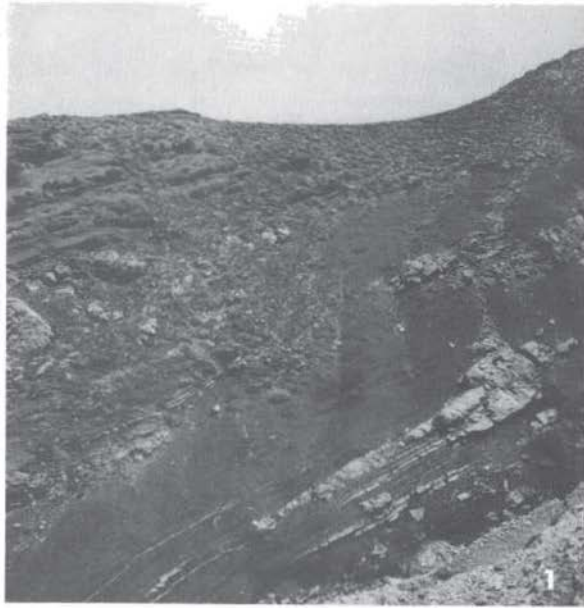
D. A. DONOFRIO & H. MOSTLER: Mikrofossilien aus gelösten Kalkproben des Profils Proßliner (Tschapitbach)												
Probennummer	Foraminiferen	Radiolarien	Scolecodonten	Ostracoden	Fauna							
					Schwebcrinoiden ^{a)}	Ophiuren ^{b)}	Echiniden ^{c)}	Holothurien-sklerite	Fischreste ^{d)}	Conodonten	Megasporen	Flora
Bemerkungen und genauere Bestimmungen												
									undifferenzierte Pflanzenreste			
									Megasporen			
P7				h				x		s		
P6	s				x					x		
P5'	x	s		s	x	x	x ⁵⁾	x	h ⁹⁾	x		
P5	x		s ¹⁾		x	x	x	x	h ⁹⁾	x		
P3	h				x	x	x	x		x		
P2		s		?	x	x	x ⁴⁾	x	x	x		
P1'	x				x	x	x ³⁾	x				
P1	h				x		x ²⁾	x	?			

- a) Brachialia aus dem distalen Bereich
b) Lateralia
c) Ambulacralia, Stacheln, Pedicellarien, Rosettenplatten der Ambulacralfüßen
d) Zähne, Schuppen, Fragmente der Augenregion

- 1) *Arabellites anatinus* STAUFFEN
2) *Theelia planorbicula* MOSTLER
Eocaudina cassianensis FRIZZELL & EXLINE
3) *Eocaudina cassianensis* FRIZZELL & EXLINE
Præeuphronides multiperforatus MOSTLER
4) *Theelia immissorbicula* MOSTLER
Theelia planorbicula MOSTLER
Theelia guembeli KRISTAN-TOLLMANN
5) *Theelia immissorbicula* MOSTLER
Theelia guembeli KRISTAN-TOLLMANN
Priscopodatus multiperforatus MOSTLER
Priscopodatus triangulatus MOSTLER
Stauroumites bartensteini DEFLANDRE-RICAUD
6) *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL)
Metapolygnathus mostleri (KOZUR)
7) *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE
8) *Gladigondolella tethydis* M.E.
9) *Narkisporites harrisi* (REINARDT & FRICKE)

h = häufig, x = gewöhnlich, s = selten,
? = fraglich

Tafel 4



Erläuterungen zu Fototaf. 4

Bild 1:

Typische Abfolge im Hangenden der ersten Riffzunge (siehe Profil Proßliner): Nach den letzten Ausläufern von Riffdetritusschüttungen setzt sehr rasch die Schüttung von vulkanoklastischem Material mit Cipitkalkblöcken in Form von verschiedenen gravitativen Sedimentationstypen (Olisthostrome, debris flow, grain flow) ein.

Bild 2:

Detail von Bild 1 aus dem oberen Bereich. Rinnenartige Füllungen von Marmolada-Konglomerat (hier mit umgelagerten Bohnerz!). Aufschlüsse im oberen Ochsenwaldbach.

tation und der nahegelegenen Riffplattform verstehen zu lernen. So sollten sich z.B. Änderungen in der Wassertiefe auf der Riffplattform sehr rasch auch an deren Fuß in der Sedimentabfolge des Beckenrandes äußern.

Wie aus dem Detailprofil (Abb. 3) ersichtlich, setzen hier bereits nach 8 m Wengener Fazies Riffdetritusschüttungen (gradiert in Rinnen) ein, die sehr schön als Ausläufer der auf dem Panoramabild (Ausschlagtafel, S. 41) ersichtlichen Riffzunge zu interpretieren sind. Bei weiterer lateraler Verfolgung verschwinden diese Schüttungen sehr bald in den Gräben NE¹ der Proßliner Schwaige in der hier etwas mächtigeren Wengener Fazies.

Die Biomikritbänke der Wengener Fazies im Profil Proßliner konnten durch Conodontenuntersuchungen gut eingestuft werden (siehe Tabelle). Die ersten Riffschüttungen fallen damit bereits in das Cordevol, wie auch die darüberliegende Folge mit Marmolada-Konglomeraten und Cipitkalkblöcken (hier als 1. Marmolada-Konglomeratsequenz benannt). Nimmt man diese Konglomeratschüttungen als lokalen lithostratigraphischen Leithorizont, so sind damit die etwas weiter im N liegenden, berühmten "Pachycardien-Tuffe" zu korrelieren (siehe Haltepunkt 6), denen dann aber auch cordevolisches Alter zukommen müßte. URLICHS, 1977, gibt dagegen nach Neubestimmung der Ammonitenfauna für die Pachycardien-Tuffe ein oberladinisches Alter an, womit die Cassianer Schichten oberladinisch werden würden.

Distale Zonen der Marmolada-Konglomerat-Schüttungen, mit vermehrter Anhäufung von epiklastischem, vulkanischem Material, werden einer Wengener Fazies ähnlich sein, so wie distale Zonen der progradierenden Riffe, Cassianer Charakter annehmen. Im Nahbereich der Marmolada-Konglomerat-Hebungszonen wird also häufiger eine Faziesrekurrenz von Wengener Schichten im eigentlichen Cassianer Niveau vorkommen. Vielleicht sind damit in der Literatur die sogenannten unteren Cassianer Schichten gemeint, die ja einen vermehrten Anteil an vulkanoklastischen Sandsteinen aufweisen.

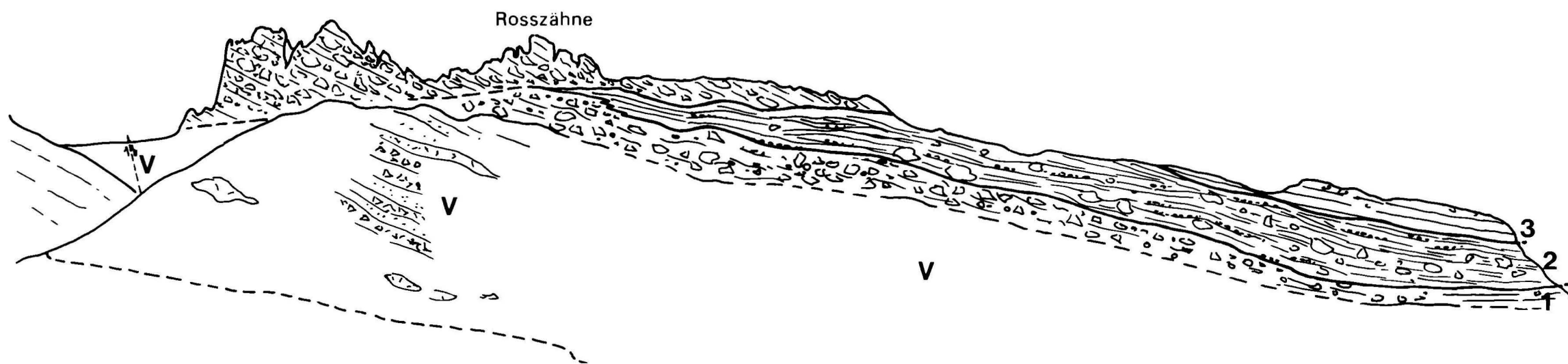
Nahe dem Beginn des Detailprofils Proßliner liegt ein loser, großer Cipitblock mit einer schönen Barytvererzung. Die Barytmineralisation hält sich vorwiegend an das ehemalige Riffhohlraumsystem. Entlang dem Nordrand des Schlernmassivs finden sich mehrere solche Blöcke in den Cassianer Schichten.

Im Zusammenhang mit den mehrfach auftretenden Emersionsphasen mit Bodenbildungen am Schlernplateau (siehe allgemeiner Teil) läßt sich durch-

PROFIL DURCH DIE "FACHYCARDIENTUFFE" (OBERER FROMMBACH)



Abb. 4



Erläuterungen zu Fototaf. 5

Blick von "Auf der Schneid" auf die Roterdspitze und die Kette der Roßzähne, im Vordergrund das Seiser Alpenhaus. Links vom Tierser-Alpl-Joch letzte Ausläufer des Schlerndolomits des Rosengartenmassivs mit Übergußschichtung. Darauf folgt eine mächtige Serie von Pillowbreccien und Laven (V), die im Bereich des Tierser-Alpl-Jochs nur gering gestört ist. Mit relativ scharfer Grenze folgt darüber eine Folge von Megabreccien und Schuttströmen von resedimentierten Konglomeraten, die den Verzahnungsbereich der Riffböschung des Cassianer Dolomits zum Becken der Seiser Alm hin in einmaliger Weise zeigt.

Die Megabreccien 1 und 3 mit Riffblöcken oft über 5 m ϕ , entsprechen ins Becken progradierenden Riffwachstumsphasen, die wohl mit phasenhaften Hebungen im südlichen Raum zusammenhängen dürften. Die Riffschuttblöcke nehmen gegen Norden an Größe ab und gehen allmählich in kalkarenitische Bänke über und stellen dann dort somit die Cassianer Fazies dar.

Die jeweilige Vorstoßphase wird von rasch darüberfolgendem epiklastischem, vulkanischem Schutt = resedimentierte Konglomerate und Cipitkalkblöcke (2) überholt und so zum Stillstand gebracht. Die Rotfärbung (Roterdspitze!) der proximalen Bereiche mit Internsedimentation von Rotpeliten und vereinzelt Bohnerz zeigt zudem die von Süden nach Norden vorgreifende Emersionsphase an. Dieser Vorgang (= Sequenz) wiederholt sich an der Nordseite des Schlern mindestens dreimal, ist hier jedoch nur einmal vollständig aufgeschlossen.

aus auch eine örtliche Barytmineralisation in den darunterliegenden verkarsteten Riffkalcken vorstellen. Es würde sich also um eine transportierte Barytmineralisation in Cipitkalkblöcken handeln.

Beim kurzen Aufstieg im Tschapitgraben können an den, nach diesem Graben benannten, Cipitkalkblöcken die ausgezeichnet erhaltenen Rifforganismenreste des Riffaußenrandes und -abhanges studiert werden.

In den Cipitkalkblöcken sind durch den früh erfolgten Transport in die konservierenden Beckensedimente verschiedene Karbonatdiagenesestadien abgebildet. Auch noch die primäre Zusammensetzung von Schalen aus Aragonit ist teilweise noch erhalten (SCHERER, 1977). Daneben liegen aber auch bereits schon dolomitisierte Riffkalke und Cipitblöcken vor.

Ein kurzer Fußmarsch führt uns über die Wiesen der Seiser Alm zu den Aufschlüssen des oberen Frommbaches.

Haltepunkt 6

"Pachycardien-Tuffe"

Hier wurde ein fast 100 m mächtiges Detailprofil (siehe Abb. 4) aufgemessen. Dabei hat sich gezeigt, daß die sogenannten Pachycardien-Tuffe, das heißt Massenvorkommen von Pachycardien und der damit verbundenen reichen Fauna, jeweils an die resedimentierten Konglomeratschüttungen mit Cipitkalkblöcken gebunden sind. Diese sind hier durchwegs in eine Wengener Fazies

Erläuterungen zu Fototaf. 6

Bild 1:

Ausschnitt aus Taf. 5; Marmolada-Konglomerat mit Cipitkalkblöcken zwischen Megabreccien als Ausläufer von beckenwärtigem Vorwachsen von Riffen. Aufschluß westlich Molignonhaus.

Bild 2:

Abfolge von Pillowbreccien und -laven westlich Seiser Alpenhaus.

eingeschaltet, in deren gradierten Sandsteinlagen erst im Hangenden der arenitische Riffdetritusanteil allmählich zunimmt.

Die möglichen stratigraphischen Beziehungen zum Detailprofil Proßliner wurden bei Haltepunkt 5 bereits diskutiert.

Die reiche Fauna, die teilweise bereits Anklänge an die Raibler Fauna, aber auch an die Cassianer Fauna zeigt, hat schon früh Diskussionen über deren stratigraphische Stellung ausgelöst. Eine zusammenfassende Faunenliste der altbekannten Fossilfundstelle findet sich bei LEONARDI, 1967.

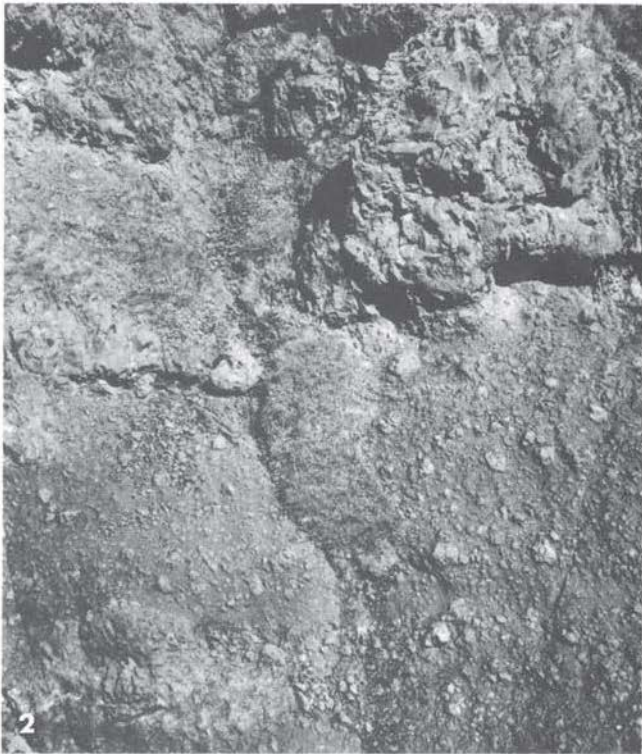
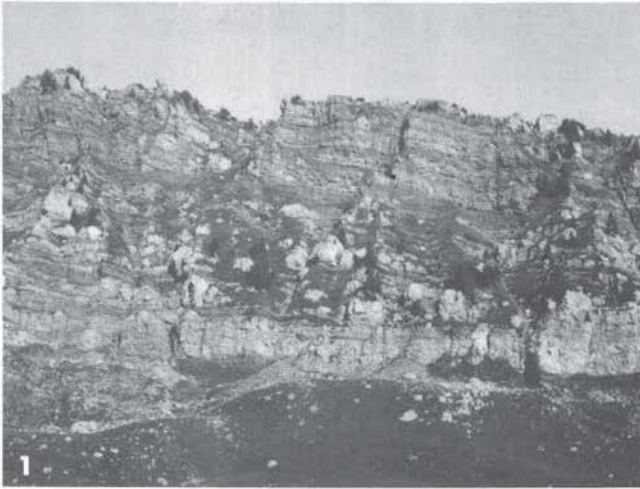
Kurzer Aufstieg zum Wirtshaus Panorama und von dort mit Kleinbussen zum Molignonhaus. Von dort zu Fuß weiter zum Seiser Alpenhaus und Auf die Schneid.

Haltepunkt 7

Beim Aufstieg durchquert man epiklastische Vulkanserien, die hier zum Durontal hin mächtiger entwickelt sind als im Frötschbach.

Von der Schneid aus gewinnt man einen ausgezeichneten Einblick in die Faziesverzahnung des Cassianer Dolomits der Roterdspitze und der Roßzähne-Kette mit den Beckenrandsedimenten der Seiser Alm (siehe dazu Taf. 5 mit Erläuterungen als auch Diskussion im allgemeinen Teil mit Abb. 18).

Tafel 6



Exkursion 3

DAS PROFIL DURCH DIE BLETTERBACHSCHLUCHT BEI RADEIN (REDAGNO)

von E. und G. Niedermayr

Thematik

Sedimentologie von Grödener Schichten, Bellerophonschichten und Werfener Schichten im Raum südlich von Bozen; Vererzungen im Perm und Skyth.

Route

Kastelruth-Bozen-Auer

Von der Autobahnausfahrt "Auer-Neumarkt" gelangt man über Auer auf die Straße nach Cavalese. Diese verläßt man beim Sägewerk nach dem Ort Kaltenbrunn in Richtung Radein. Von hier führt ein Weg vom Gasthof Niggl in die canyonartig eingeschnittene Bletterbachschlucht (Fernwanderweg Nr. 5 der Kompaß-Wanderkarte 74).

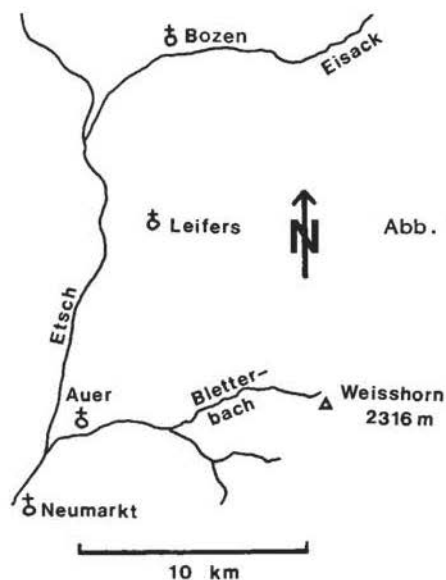


Abb. 1: Lageskizze des Bletterbachprofils

Das Bletterbachprofil wird durch einen Wasserfall zweigeteilt. Der untere Teil umfaßt, von der Quarzporphyroberkante gemessen, etwa ein Drittel der gesamten Grödener Schichten, das sind ca. 80 m. In der Geländestufe, die den Wasserfall verursacht, liegt eine Dolomitsandsteinbank, die teils reichlich Galenit und auch Sphalerit im Intergranularraum führt.

Der Talschluß des Bletterbaches liegt noch in Grödener Schichten; die Ostwand des Weißhorns zeigt darüber ein lückenlos aufgeschlossenes Profil von Grödener Schichten bis in den Sarldolomit. Steigt man vom Bletterbach in südlicher Richtung die Schutthalden hoch, so quert man zunächst Bellerophonschichten und gelangt dann in die Werfener Schichten. Entlang dem Südrand der Bletterbachschlucht verläuft der Zirmersteig in Richtung Weißhorn (2317 m), dessen Gipfelaufbau bereits aus schneeweißem, zuckerkörnigen Sarldolomit besteht ("Weißhorn").

Schichtfolge

Das Profil des Bletterbaches, an der Ostseite des Weißhorns gelegen, reicht mit ausgezeichneten Aufschlüssen von der Quarzporphyroberkante über Grödener Schichten, Bellerophonschichten, Werfener Schichten und Richtigthofensches Konglomerat bis in den Sarldolomit.

Quarzporphyr

Rötlichvioletter Quarzporphyr vom Typus "Porfidi di Lagorai" (LEONARDI, 1967). Der Mineralbestand umfaßt Kalifeldspat und Quarz, mit Spuren von Muskovit, Chlorit und Hämatit. Die Oberfläche des Bozener Vulkanitkomplexes weist generell eine ausgeprägte Paläomorphologie auf (WOPFNER, 1981). Vergrusungen der obersten Partien des Quarzporphyrs und lokale Auskolkungen sind auch in der Bletterbachschlucht festzustellen.

Grödener Schichten

Die Mächtigkeit der Grödener Schichten im Bletterbachprofil beträgt etwa 240 m (siehe dazu Abb. 3). Nach BUGGISCH et al. (1976) sind hier über Porphyrzersatz bis zu etwa 100 m mächtige kontinentale, meist fluviatile Ablagerungen anzutreffen, die bereichsweise auch Gipse in Lagen und Knollen aufweisen. Etwa zwischen den Profilmeter 70-80 liegt die schon von MUTSCHLECHNER (1933) bekanntgemachte Bank mit Cephalopoden. Im selben Bereich sind eingeschwemmte Pflanzenreste, knolliger Gips und Galenit sowie Sphalerit im Intergranularraum des dolomitisch bzw. calcitisch zementierten Sandsteins festzustellen. BUGGISCH (1978) führt aus der gleichen Schicht auch höhere Gehalte an Mangan und Kupfer an. Der offenkundig hohe Anteil an organischer Substanz scheint für die Ausfällung der Metalle aus den im Porenraum des Sediments zirkulierenden Lösungen verantwortlich. Galenit und Sphalerit bilden ein typisches Zementgefüge ab und sind sicher als früh- bis anadiagenetisch gebildet anzusehen.

Alte Stollen, die sogenannten "Knappenlöcher", dürften auf Kupfermineralisationen ausgerichtet worden sein. Diese Kupfermineralisationen treten in Sandsteinen des unteren Drittels der Grödener Schichten auf.

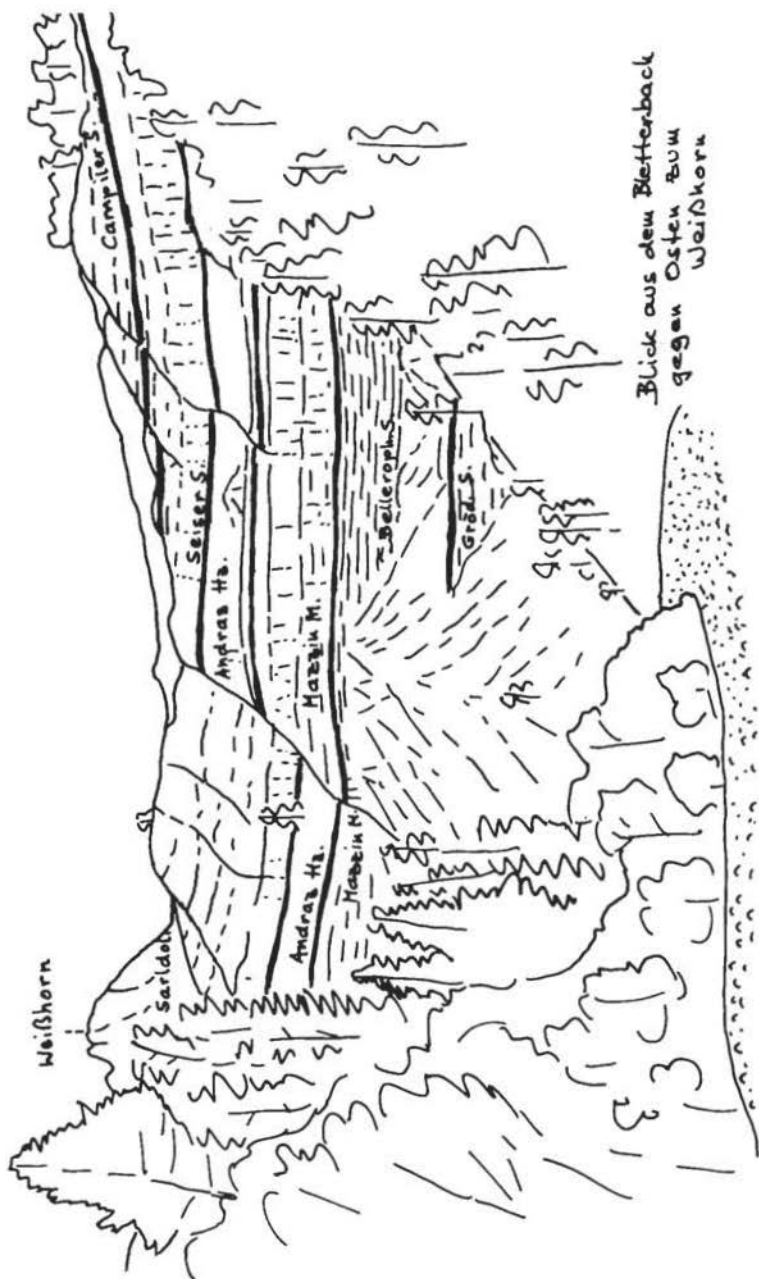


Abb. 2: Talschluß des Bletterbaches

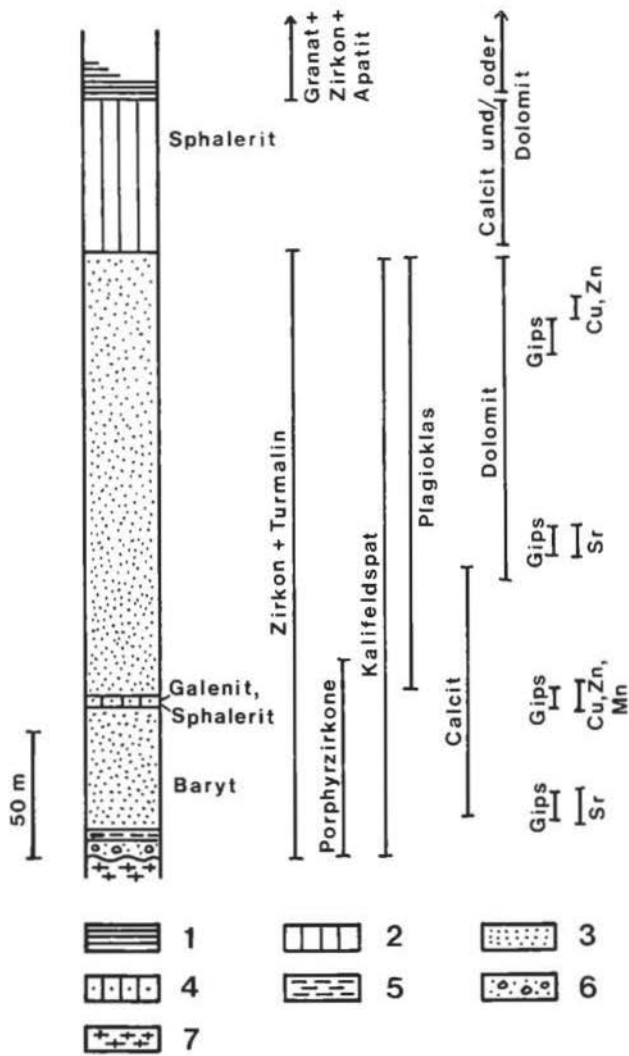


Abb. 3: Schematisiertes Profil der Grödener Schichten der Bletterbachschlucht (unter Verwendung der Angaben von BUGGISCH et al., 1976, BUGGISCH, 1978, und eigenen Daten)
 Signaturen: 1: Werfener Schichten im allgemeinen; 2: Bellerophon-schichten: Kalke, Dolomite, Gipslagen; 3: Grödener Schichten - bunte Sand- und Siltsteine, z.T. mit Gips in Lagen und Knollen sowie Pflanzenresten; 4: Grödener Schichten - Cephalopodenbank; 5: Grödener Schichten - rote Tonschiefer; 6: Grödener Schichten - Sandsteine mit Porphyngeröllen; 7: Quarzporphyr

Ab Profilmitte weisen im allgemeinen hohe Dolomitgehalte, Intraklaste, Algeninkrustationen und seifenartig angereicherte Schwerminerale auf Überwiegen des marinen Einflusses hin. Eingeschwemmte Pflanzenreste, Fährten, Ooide und Gipseinschaltungen sprechen für einen Strandbereich, der gelegentlich auch trocken gefallen ist. Zusätzlich ist eine Vielzahl von Sedimentstrukturen zu beobachten (z.B. Schrägschichtung, Flaserschichtung, Trockenrisse, Auflast- und Strömungsmarken, Bioturbation).

Ähnliche sedimentologische Ergebnisse wurden von BUGGISCH et al. (1976) auch in anderen Profilen der Gröden Schichten Südtirols erhalten.

Die Gröden Schichten westlich der Linie Bozen-Auer sind hingegen deutlich kontinental beeinflusst. Die Küstenlinie des mittelpermischen Meeres scheint demnach etwa im Bereich des Etschtales verlaufen zu sein. Parallel dazu keilen auch die Bellerophonschichten nach Westen hin rasch aus. Darüber transgredieren im gesamten südalpinen Raum die skythischen Basalbildungen. Das Profil der Bletterbachschlucht ist durch seinen Reichtum an Fossilresten bekannt. Aus der erwähnten Cephalopodenbank wurden u.a. nachgewiesen (MUTSCHLECHNER, 1933; CONTI et al., 1977):

Orthoceras sp.

Pleuromytilus sp.

Mojsvaroceras sp.

Tainoceras sp.

Lopingoceras sp.

Relativ reichlich finden sich im gesamten Profil auch bestimmbarere Pflanzenreste, so u.a. (nach CONTI et al., 1977):

Lepidodendron sp.

Equisetites sp.

Pecopteris (*Cyatheites*) cf. *miltoni* ARTIS

Baiera digitata BRONGN.

Dadoxylon (*Araucarioxylon*) *schrollianum* GOEPP.

Voltzia hungarica HEER

Lebachia (*Walchia* auct.) *laxifolia* FLORIN

Walchia (? *Lebachia*) *florini* CHARR.

und Sporen (auszugsweise, nach den gleichen Autoren):

Lueckisporites microgranulatus KLAUS

Gigantospirites hallstattensis KLAUS

Nuskosporites klausii GREBE

Jugasporites paradelasaucei KLAUS

Limitisporites parvus KLAUS

Vittatina costabilis WILS.

Striatites jacobii JANSON

Für die biostratigraphische Einordnung sind auch die Reptilfährten wichtig, die besonders durch CONTI et al. (1977) untersucht worden sind:

Pachypes dolomiticus LEONARDI et al.

Rhynchosauroides pallinii n.sp.

Tridactylidinum leonardii n.sp.

Chirotherium sp.

Dromopus lacertoides GEINITZ

Demetropus sp.

Ichthyotherium cottae POHLIG

Laoporus sp.

Dicynodontipus geinitzi HORNSTEIN

Nach CONTI et al. (1977) ist die Cephalopodenbank stratigraphisch in etwa an die Grenze Unter-/Oberperm einzuordnen. Sie trennt damit aber auch den Sedimentstapel der Gröden Schichten in zwei hinsichtlich Flora und Fauna

unterschiedlich entwickelte Teilbereiche. Die im stratigraphisch Hangenden der Cephalopodenbank auftretende Fauna zeigt nach den genannten Autoren eine ausgeprägte Affinität zu triassischen Formen und läßt sich damit bereits mit der Fauna der Bellerophonschichten vergleichen. In die gleiche Richtung weisen auch die Reptilfährten, die im Profil der Bletterbachschlucht relativ zahlreich sind.

WYGRALA (1980) weist auf die Bi- bis Polymodalität der Strömungssysteme im Grödener Sandstein des Gebietes von St. Martin im Gaderal hin. Bi- und polymodale Schüttungsspektren werden besonders häufig aus dem Gezeitenbereich beschrieben; dies könnte somit auf die marine Natur des Grödener Sandsteins hinweisen. WYGRALA (1980) hält allerdings ein fluvia- tiles Ablagerungsmilieu des Grödener Sandsteins für erwiesen. Wahrscheinlich handelt es sich aber beim Grödener Sandstein um den distalen Bereich alluvi- aler Schuttfächer, die aus W bis NW in eine sich in eben diese Richtung aus- dehnendes marines Becken bzw. in eine Riftzone eingeschüttet werden.

Bellerophonschichten

Die Bellerophonschichten der Bletterbachschlucht gehören zur oberpermischen "Fiammazza-Fazies" (ASSERETO et al., 1973). Es sind dies randlich-lagunäre, mehr oder weniger deutlich evaporitisch beeinflusste bituminöse Sedimente eines Sabkhabereiches. Gipsbänke und Lagen knolliger Gipse sind häufig, vor allem im mittleren und oberen Bereich des Profils; das untere Drittel ist hingegen stärker terrigen beeinflusst. Überwiegend gut gebankte Dolomite und Kalke, z.T. mit Styloolithen und bereichsweise mit Fossilien - hauptsächlich Ostra- coden, Lamellibranchiaten und Brachiopoden - sind am Aufbau dieser Schich- ten beteiligt. In einer Probe wurde auch Sphalerit im Schwermineralspektrum festgestellt. Der Übergang der dunklen, gebankten Bellerophonschichten zu den hell- bis rötlichbraunen, dickbankigen Gesteinen der Werfener Basis- schichten ist abrupt. Die Gesamtmächtigkeit der Bellerophonschichten des Bletterbachprofils beträgt etwa 60 m.

Werfener Schichten

An der Basis der Werfener Schichten liegt nach ASSERETO et al. (1973) ein nur wenige Meter mächtiger Horizont oolithischer Kalke und Dolomite ("Tesero Horizon"). Darüber folgen mikritische Mergel ("Mazzin Member"), die ihrer- seits von mehr dolomitisch-tonigen und bereichsweise von knolligem Gips durchsetzten Sedimenten ("Andraz Horizon") überlagert werden.

Es folgen mikritische Mergel der Seiser Schichten, die relativ fossil- reich sind und hier vor allem *Claraia clarai*, *Homomya* und *Myophoria* führen. Auch verschiedenlichste sedimentäre Strukturen, die für einen Wattenbereich typisch sind, können beobachtet werden. Im Hangenden der Seiser Schichten, die ein sehr markantes Bauelement der Ostwand des Weißhorns bilden, kommt als typisches Schichtglied der oberen Werfener Schichten der "Gastropoden- oolith". Es sind dies bunte, hauptsächlich rötlichbraune, mikritische und z.T. feinsandige, gut gebankte Kalke, mit Einschaltungen von Oolithbänken und einer intraformationellen Brekzie, dem Kokenschen Konglomerat. Darüber liegen die stark klastisch beeinflussten Campiler Schichten, die vor allem durch reichlich vorhandene Sedimentsstrukturen, wie etwa Rippelmarken, Auflast- marken, Trockenrisse etc. ausgezeichnet sind. Das oberste Schichtglied der

Werfener Schichten bildet das "Val-Badia-Member", das charakterisiert ist durch glimmerreiche Siltite und gebankte, mikritische Kalke, die reichlich Fossilien führen.

Die oberen Werfener Schichten des Bletterbachprofils wurden sehr detailliert von NIEMEYER (1979) aufgenommen und mikrofaziell bearbeitet (etwa ab Gastropodenoolith bis Richthofensches Konglomerat). Nach dem genannten Autor zeigten die Untersuchungen, daß die Sedimente der obersten Werfener Schichten im subtidalen Bereich eines flachen Schelfmeeres abgelagert worden sein müssen. In wannenförmigen Vertiefungen lagerten sich feinklastische Sedimente ab, während Fossilschutt und Oolithe auf strömungsintensivere Hochlagen hinweisen. Dies spiegelt ein ausgeprägtes Relief des Meeresbodens wieder. Nur regional verbreitete Evaporite deuten auf Sedimentationsbereiche, die möglicherweise durch Ooidsand-Dünen von der Wasserzirkulation abgeschlossen waren.

Sedimentologisch interessant ist der Nachweis von Galenitvererzungen in pyritreichen Sedimenten. Dies weist auf ein reduzierendes Ablagerungsmilieu hin, wobei das Blei nach NIEMEYER (1979) möglicherweise aus aufgearbeiteten, permischen Quarzporphyren stammt.

Richthofensches Konglomerat und Sarldolomit

Über den Werfener Schichten folgen das Richthofensche Konglomerat und der Sarldolomit, der den markanten Gipfelaufbau des Weißhorns bedingt. Richthofensches Konglomerat und Sarldolomit werden in das Anis eingestuft. Obwohl der Sarldolomit bereichsweise stärker diagenetisch umkristallisiert ist, sind Fossilreste z.T. recht gut erhalten, vor allem Diploporen und Crinoiden.

Literaturverzeichnis

- ASSERETO, R.; BOSELLINI, A.; FANTINI-SESTINI, N. & W.C. SWEET (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). - *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem. 2*, Calgary 1973, 176-199.
- ASSERETO, R.; BRUSCA, C.; GAETANI, M. & F. JADOUL (1977): The Pb-Zn mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretations. - *L'Industria Mineraria*, Milano.
- BEBIEN, J.; BLANCHET, R.; CADET, J.-P.; CHARVET, J.; CHOROWICZ, J.; LAPIERRE, H. & J.-P. RAMPNOUX (1978): Le volcanisme Triasique des Dinarides en Yougoslavie: sa place dans l'évolution géotectonique péri-méditerranéenne. - *Tectonophysics*, v. 47, 159-176, Amsterdam.
- BECHSTÄDT, Th. & R. BRANDNER (1970): Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten, Südtirol). - *Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 9-103, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, Th.; BRANDNER, R.; MOSTLER, H. & K. SCHMIDT (1978): Aborted Rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 156, 2, 157-178, Stuttgart.
- BOSELLINI, A. (1968): Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali. - *Memorie Atti Acc. Naz. dei Lincei, Anno CCCLXV - Classe Scienze Fisiche, mat. e nat. Serie VIII - vol. IX - Sez. II^a*, 1-32, Roma.
- BOSELLINI, A. (1973): Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico. - *Acc. Naz. dei Lincei, Anno CCCLXX*, Roma.
- BOSELLINI, A. & L.A. HARDIE (1973): Depositional theme of a marginal marine evaporite. - *Sedimentology*, 20, 5-27.
- BOSELLINI, A. & D. ROSSI (1974): Triassic Carbonate Buildups of the Dolomites, Northern Italy. - In: LAPORTE, L.F.: *Reefs in Time and Space*, Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 18, Tulsa.
- BOSELLINI, A.; CASTELLARIN, A.; ROSSI, P.L.; SIMBOLI, G. & E. SOMMAVILLA (1977): Schema sedimentologico e stratigrafico per il Trias medio della Val di Fassa ed aree circostanti (Dolomiti Centrali). - *Giornale di Geologia* (2), XLII, fasc. 1, 83-108, tt. II-V, Bologna.
- BOSELLINI, A. & R. FERRI (1979): A buildup margin and its relationships with adjacent basinal sediments. In: GAETANI, M. (Ed.). *Field Guide-Book of the Riccardo Assereto and Giulio Pisa Field Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps*. - Bergamo, 73 pp.
- BRONDI, A.; FUGANTI, A.; LUNZ, R.; MITTEMPHERGER, M.; MURARA, G.; NARDIN, M.; NASCIMBEN, P.; PERNA, G.; ROSSI, D.; SCUDELER BACCALLE; SOMMAVILLA, E. & G. ZIRPOLI (1976): Commento al foglio geologico 027, Bolzano 1:50 000 (ed. 1973). - *Studi Trentini di Sci. Nat., N.S.*, Vol. 53, 109-218, Trento.
- BUGGISCH, W. (1978): Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. - *Geol. Rdsch.*, 67, 1, 149-180.

- BUGGISCH, W.; FLUGEL, E.; LEITZ, F. & G.F. TIETZ (1976): Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. - Geol. Rdsch., 65, 2, 649-690.
- CASTELLARIN, A.; ROSSI, P.L., SIMBOLI, G.; SOMMAVILLA, E. & A. DE LUCA (1976-77): Dati geologici e petrografici sul Gruppo del Buffaure. - Miner. Petrogr. Acta, Vol. 21, 165-187.
- CASTELLARIN, A.; LUCCHINI, F.; ROSSI, P.L.; SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & E. SOMMAVILLA (1980): Middle Triassic magmatism in Southern Alps. II: A geodynamiv model. - Riv. Ital. Paleont., v. 85, n. 3-4, 1111-1124.
- CASTELLARIN, A. & P.L. ROSSI (1981): The Southern Alps: an aborted Middle Triassic mountain chain?. - Eclogae geol. Helv., Vol. 74, 2, 313-316, 1981.
- CONTI, M.A.; LEONARDI, G.; MARIOTTI, N. & V. NICOSIA (1977): Tetrapod footprints of the "Val Gardena Sandstone" (North Italy). Their paleontological, stratigraphic and paleoenvironmental meaning. - Paleontogr. Italica 70, N. S. 40, 1-91.
- CROS, P. (1974): Evolution sédimentologique et paléostrutturale de quelques plates-formes carbonatées biogènes (Trias des Dolomites italiennes). - Sciences de la terre, tome XIX (1974), n° 4, 299-379, Nancy.
- DAL CIN, R. (1966): Caratteristiche morfometriche e granulometriche di alcuni affioramenti di Conglomerato basale (Verrucano Alpine) delle Dolomiti. - Atti Symp. sul Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat., 275-290.
- FARABEGOLI, E.; PISA, G. & E. OTT (1976): Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti suborientali). - Boll. Soc. Geol. Ital., 95, 659-703.
- FOIS, E. (1982): The Sass da Putia carbonate buildup (western Dolomites): Biofacies succession and margin development during the Ladinian. - Riv. Ital. Paleont., v. 87, n. 4, 565-598.
- GAETANI, M. (Ed.) (1979): Field Guide-Book of the Riccardo Assereto and Giulio Pisa Field Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps. - 73 pp., Bergamo.
- GAETANI, M.; FOIS, E.; JADOUL, F. & A. NICORA (1981): Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy). - Marine Geology, 44, 25-57.
- GASSER, G.-U. (1978): Zur Mikropaläontologie der Buchensteiner Schichten in den Südtiroler Dolomiten. - Unveröff. Diss., 105 S., Innsbruck.
- HEISSEL, W. & J. LADURNER (1936 a): Geologie des Gebietes von Villnöß, Gröden-Schlern-Rosengarten. - Jb. Geol. B.-A., LXXXVI, 1-63.
- HOLUB, V. & H. KOZUR (1981): Die Korrelation des Rotliegenden Europas. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 11, 5, 195-242, Innsbruck.
- KLEBELSBERG, R. v. (1928): Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. - Samml. geol. Führer XXXIII, Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin.
- KRYSTYN, L. & B. GRUBER (1974): *Daonella lommeli* (WISSMANN) im Hallstätter Kalk der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1974, H. 5, 279-286, Stuttgart.

- KUHN-SCHNYDER, E. (1980): Über Reste eines großen Ichthyosauriers aus den Buchensteiner Schichten (ladinische Stufe der Trias) der Seceda (NE St. Ulrich/Ortisei, Prov. Bozen, Italien). - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 83, 231-244, Wien.
- LEONARDI, P. (1962): Il Gruppo dello Sciliar e le scogliere coralligene dolomitiche. - Ann. Univ. Ferrara, N. S., Sez. 9, Sc. Geol. e Mineral., Suppl. III, 5-82.
- LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti. Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. - Bd. I (552 S.) und Bd. II (1019 S.). Rovereto:Manfrini, Bd. 1 u. 2.
- MARINELLI, M.; VIEL, G. & E. FARABEGOLI (1980): Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: Evoluzione tardo-ercinica di un bacino marginale di retroarco sialico. - L'Industria Ineraria, 6, 1-14.
- MASETTI, O. & C. NERI (1980): L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti Occidentali): sedimentologia e paleogeografia. - Ann. Univ. Ferrara, 7, 1-19.
- MITTEMPERGER, M. (1962): Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena. - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., serie A (2), 41.
- MUTSCHLECHNER, G. (1933): Cephalopodenfauna im Grödener Sandstein (Vorbericht). - Verh. Geol. B.-A., Wien, 136.
- NIEMEYER, A.J.B. (1979): Zur Mikrofazies der oberen Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten. - Diss. Univ. Innsbruck, 135 S.
- ODIN, G.S. & R. LETOLLE (1982): The Triassic time scale in 1981. - S. 523-533. In: ODIN, G.S. (Ed.): Numerical Dating in Stratigraphy, John Wiley & Sons.
- OGILVIE GORDON, M. & J. PIA (1940): Zur Geologie der Langkofelgruppe in den Südtiroler Dolomiten. - Mitt. Alpenl. Geol. Ver., 32, 1-118.
- PIA, J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. - Wien, 248 S.
- PISA, G. (1974): Stratigraphische Tabelle der südalpinen Trias (nach Arbeiten von ASSERETO, BOSELLINI, CASATI, GAETANI, LEONARDI, NARDIN, PIA, PISA und ROSSI). - In: ZAPFE, H. (Ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. - Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Bd. 2
- PISA, G.; FARABEGOLI, E. & E. OTT (1978): Stratigrafia e Paleogeografia dei terreni anisici della Conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). - Mem. Soc. Geol. It., 18, 63-92.
- PISA, G.; CASTELLARIN, A.; LUCCHINI, F.; ROSSI, P.L.; SIMBOLI, G.; BOSELLINI, A. & E. SOMMAVILLA (1980): Middle Triassic magmatism in Southern Alps I: A review of general data in the Dolomites. - Riv. Ital. Paleont., v. 85, n. 3-4, 1093-1110.
- RAU, A. & M. TONGIORGI (1972): The Permian of Middle and Northern Italy. - In: Rotliegend (Ed. H. FALKE), 216-280.
- ROSSI, D. (1973): Il Conglomerato di Richthofen e la superficie di discordanza alla sua base. - Atti dell'Accademia Roveretana degli Agiati, Contr. della classe di scienze filosofico - storiche e di lettere, Trento.
- SCHERER, M. (1977): Preservation, Alteration and Multiple Cementation of Aragonitic Skeletons from the Cassian Beds (U. Triassic, Southern Alps): Petrographic and Geochemical Evidence. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 154, 2, 213-262, Stuttgart.

- URLICHS, M. (1974): Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten/Italien). - In: ZAPFE, H. (Ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. - Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Bd. 2.
- URLICHS, M. (1977): Zur Altersstellung der Pachyrdientuffe und der Unteren Cassianer Schichten in den Dolomiten (Italien). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 17, 15-25, München.
- VIEL, G. (1979): Litostratigrafia ladinica: Una revisione ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area dolomitico-cadorina (Alpi Meridionali). - Riv. Ital. Paleont., v. 85, n. 1, 85-125, Milano.
- VIEL, G. (1981): Polarità tettonica e vulcanismo ladino-carnici del Sudalpino. - Rend. Soc. Geol. It., 4, 261-262.
- WOPFNER, H. (1981): Fossile Boden- und Verwitterungsprofile im Perm der Südalpen. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 41, 291-304.
- WYGRALA, B. (1980): Der Grödener Sandstein im Gebiet von San Martino in Badia (Südtirol): Sedimentpetrographische und lithofazielle Untersuchungen. - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Geol. Inst., Univ. Köln, 113 S.