

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 Bellerophon-schichten 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 Bellerophon-schichten 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 Rhyodaziteinheit zwischengeschaltet sind, um dort einen Einblick in das prä-rhyodazitische 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.

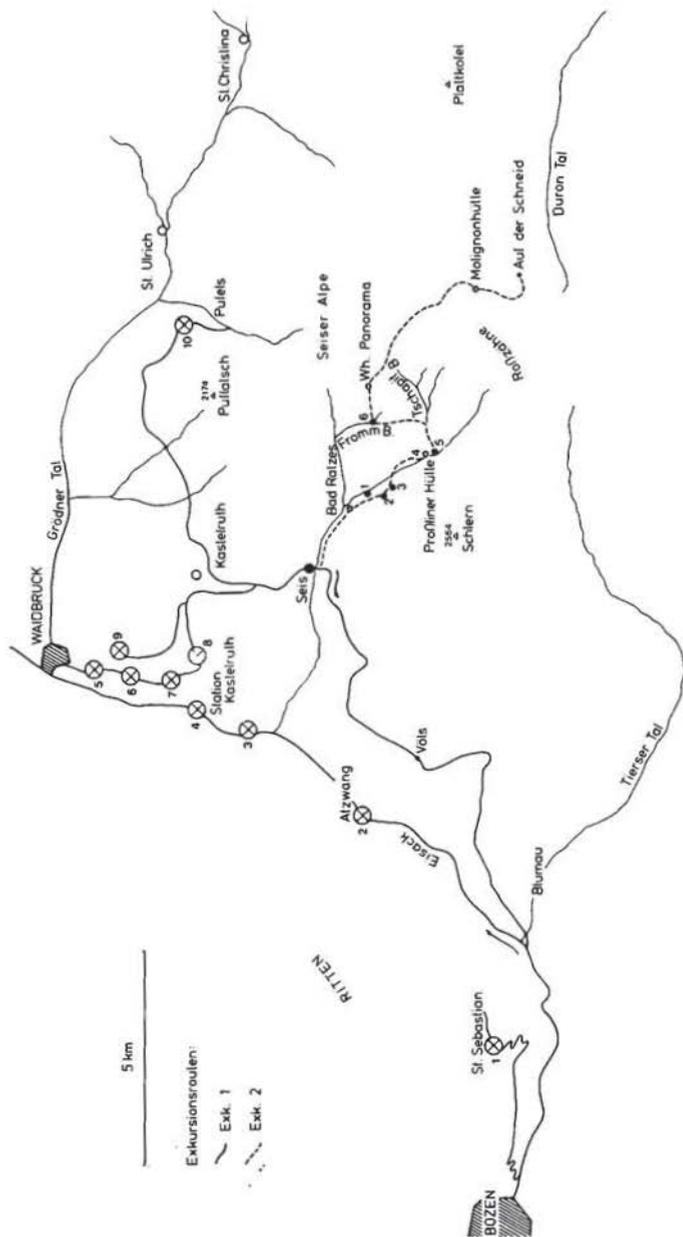


Abb. 1

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 Porphyrrplatte 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 Porphyrquarze, 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 fluviale 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 Autobahnanterführung 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.

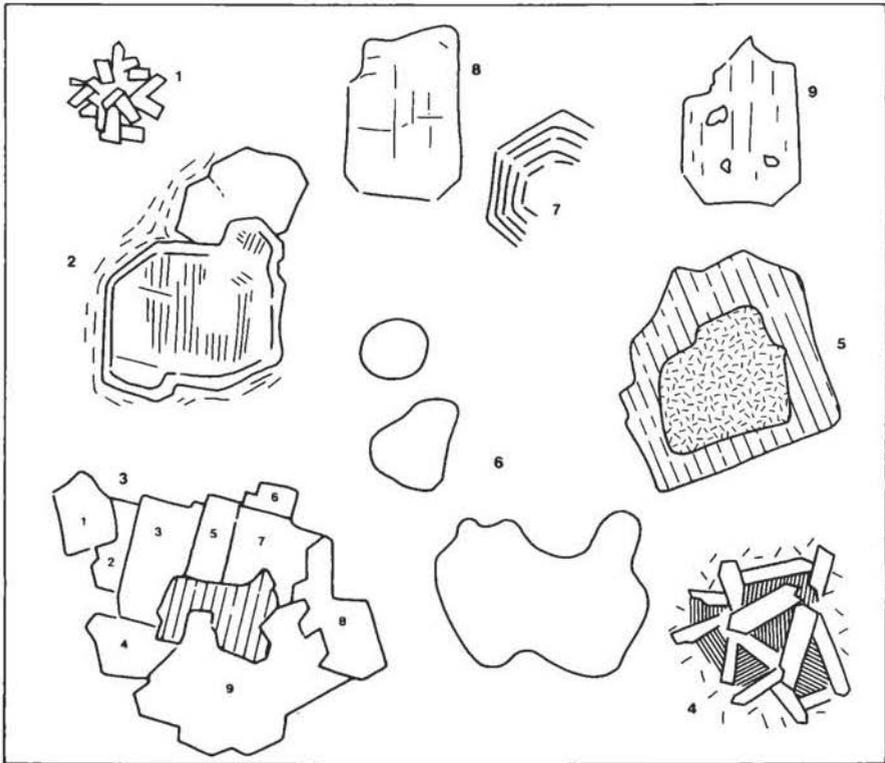


Abb. 2

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.

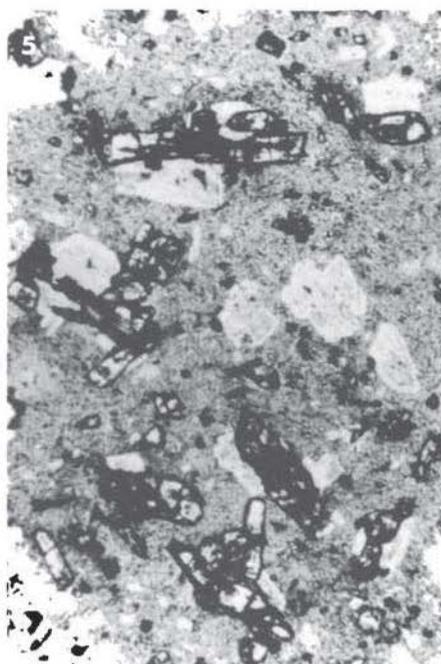
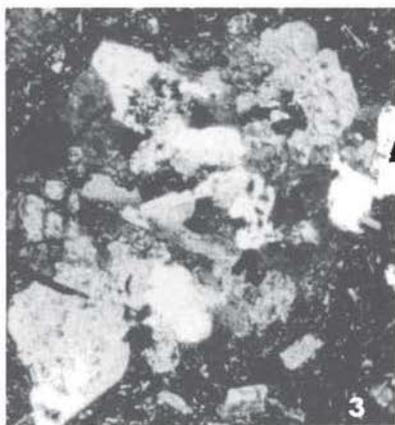
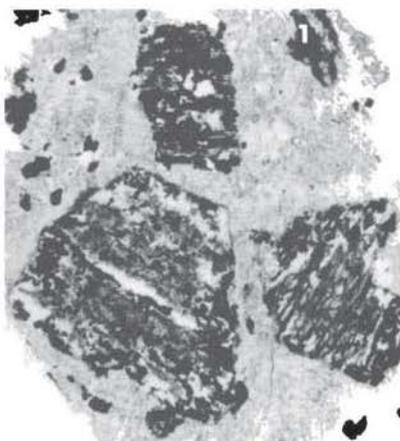
Haltepunkt 9

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.

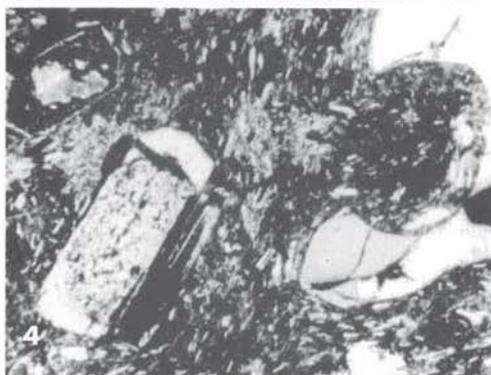
Die Vitrophyre (ca. 20 m mächtig) sind reich an Quarz- und Plagioklaseinsprenglingen und weisen eine glasige Grundmasse auf, die in seltenen Fällen eine Devitrifizierung (Entglasung) zeigt (siehe Fototaf. 4, Fig. 2). Meist jedoch ist die glasige Grundmasse völlig erhalten und läßt sich bei mikroskopischer 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.

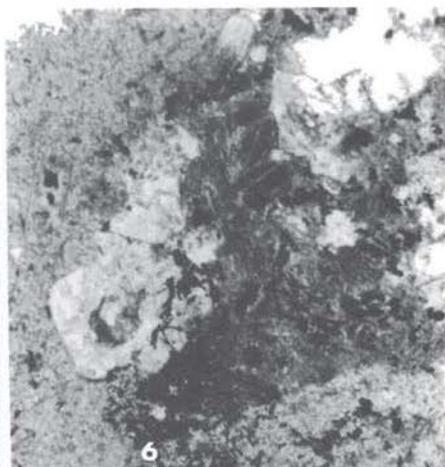
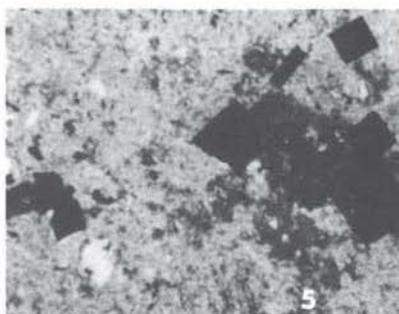
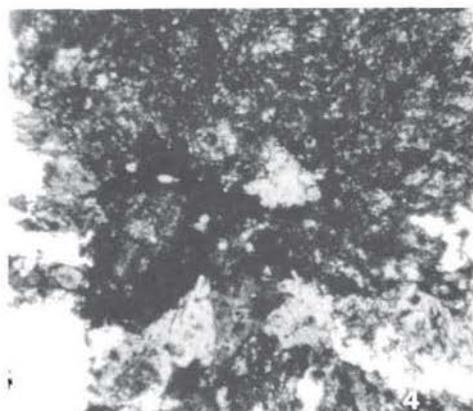
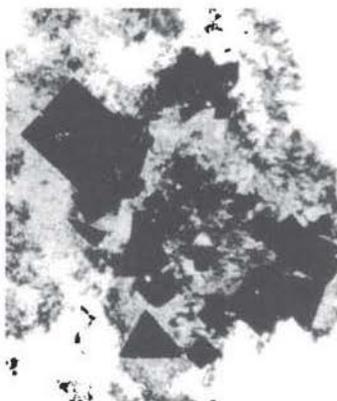
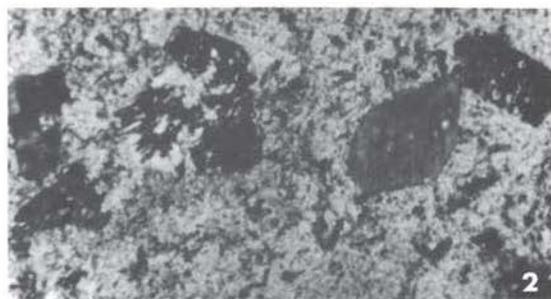
Tafel 1



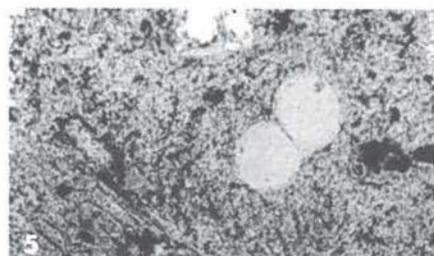
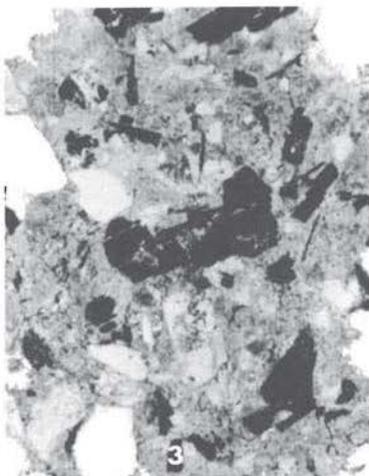
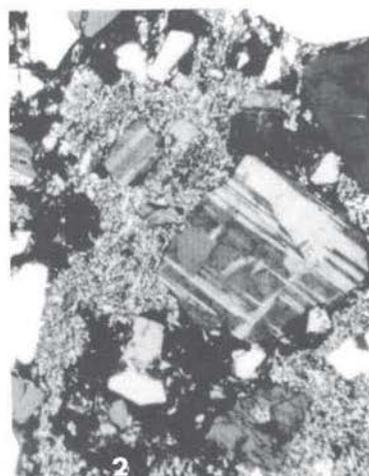
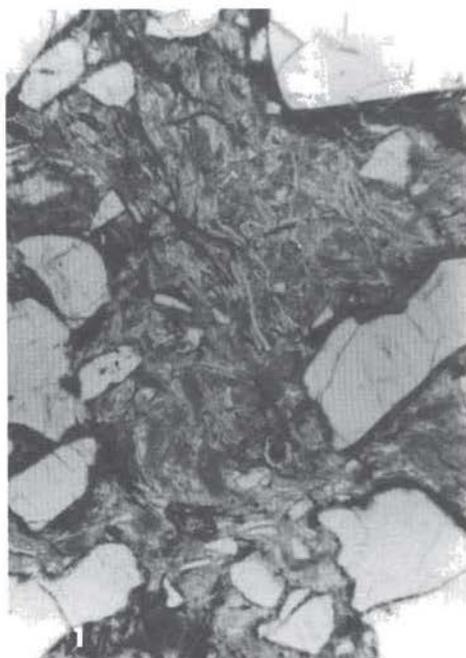
Tafel 2



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 reliktsch 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 reliktsch 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).

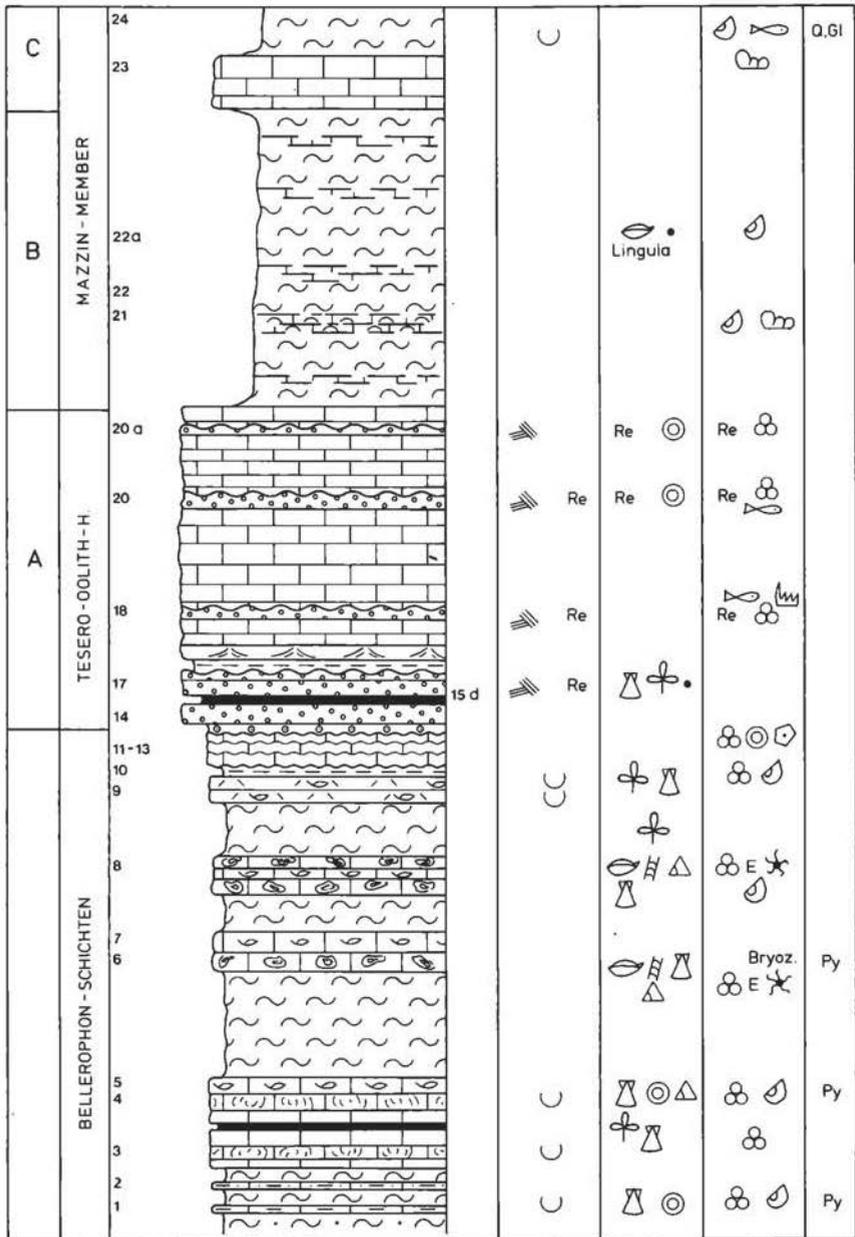
Aufgrund der oben angeführten lithologischen Ausbildung handelt es sich um die oberste Schichtfolge der Bellerophonformation, die der Badiota-Fazies bzw. der sogenannten "Algen-Foraminiferen-Kalkfazies" zuzurechnen ist.

Auf Fototaf. 5 sind die wichtigsten Kalktypen, wie sie uns im Dünnschliffbild 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 Oolithe, 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).

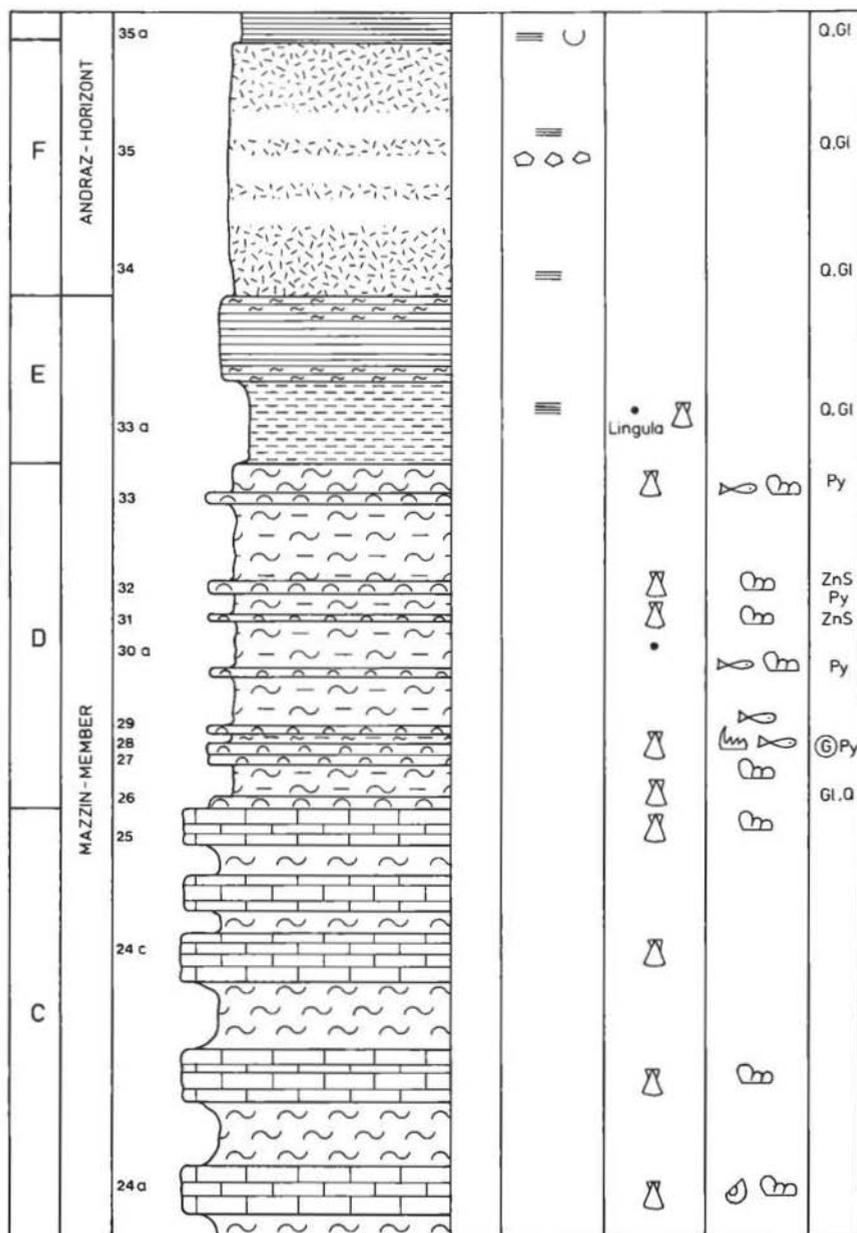
Im unlöslichen Rückstand fielen neben zahlreichen Fischzähnen und -schuppen auch Conodonten an (*Hindeodus parvus*; über die stratigraphische Position vermittelt die im Anhang aufgrund von Conodonten erstellte Tabelle).

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.

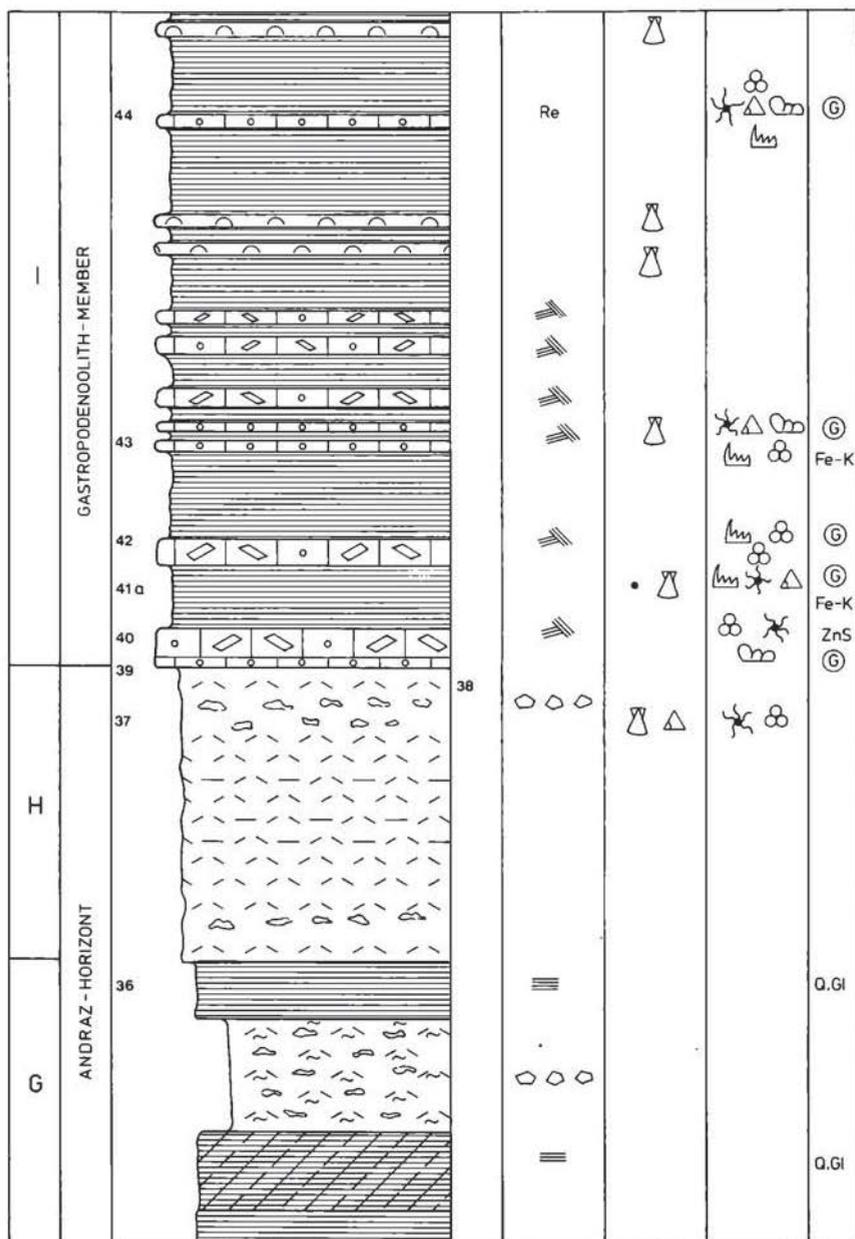
Weit verbreitet ist *Spirorbis phlyctaena*, die in den Schillkalken stets vertreten ist, wobei nur einmal ein Aufwuchs auf einer Lamellibranchiatenschale zu beobachten war. Von *Spirorbis* ist bekannt, daß sie auf organischem Substrat siedelt. Relativ häufig sind Fischreste, vornehmlich Zähne, seltener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

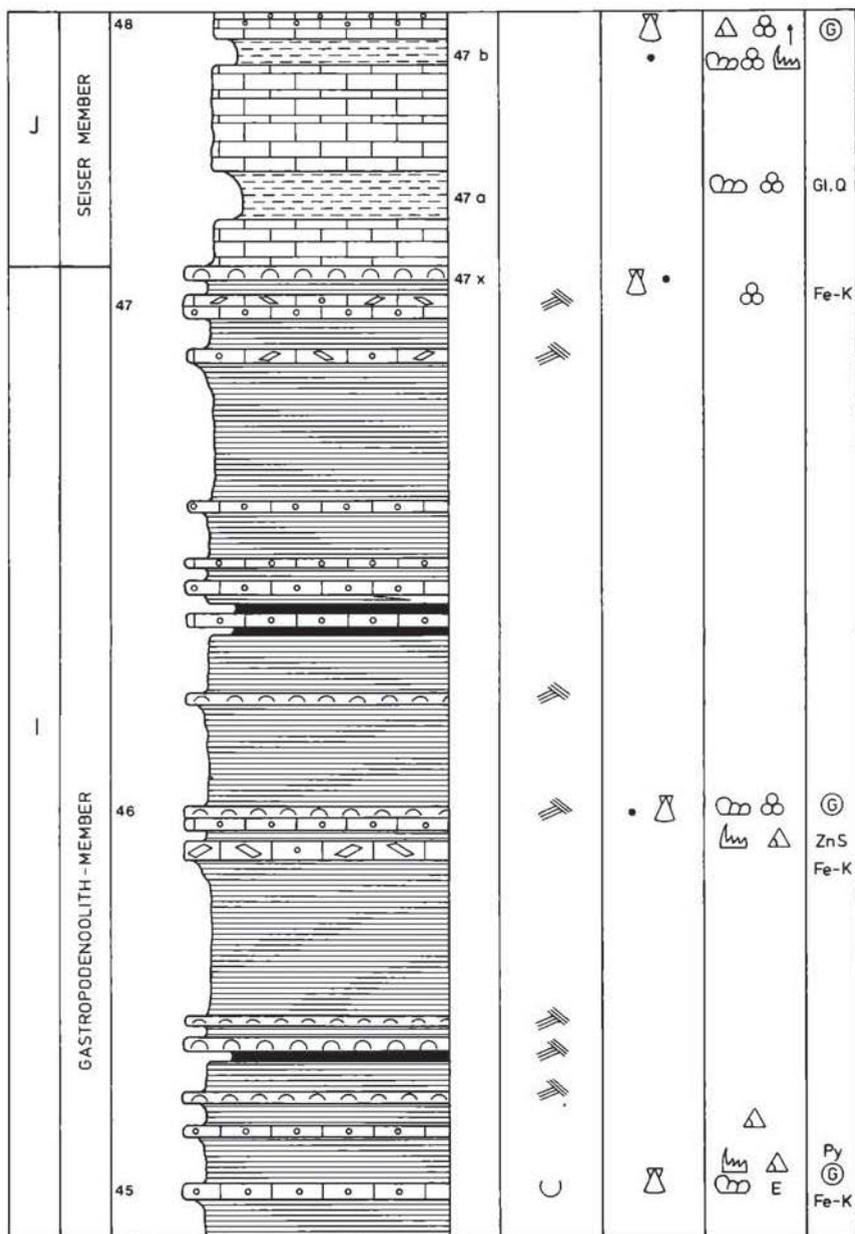
Die unter H zusammengefaßten Schichten sind als gelbe kavernöse Dolomite und Dolomitmergel anzusprechen, die im höchsten Abschnitt bereits aus dem evaporitischen Milieu herausführen, d.h. die Lebensbedingungen für eine Organismenentfaltung nehmen allmählich zu, jedoch wurden diese Sedimente im unteren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

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.

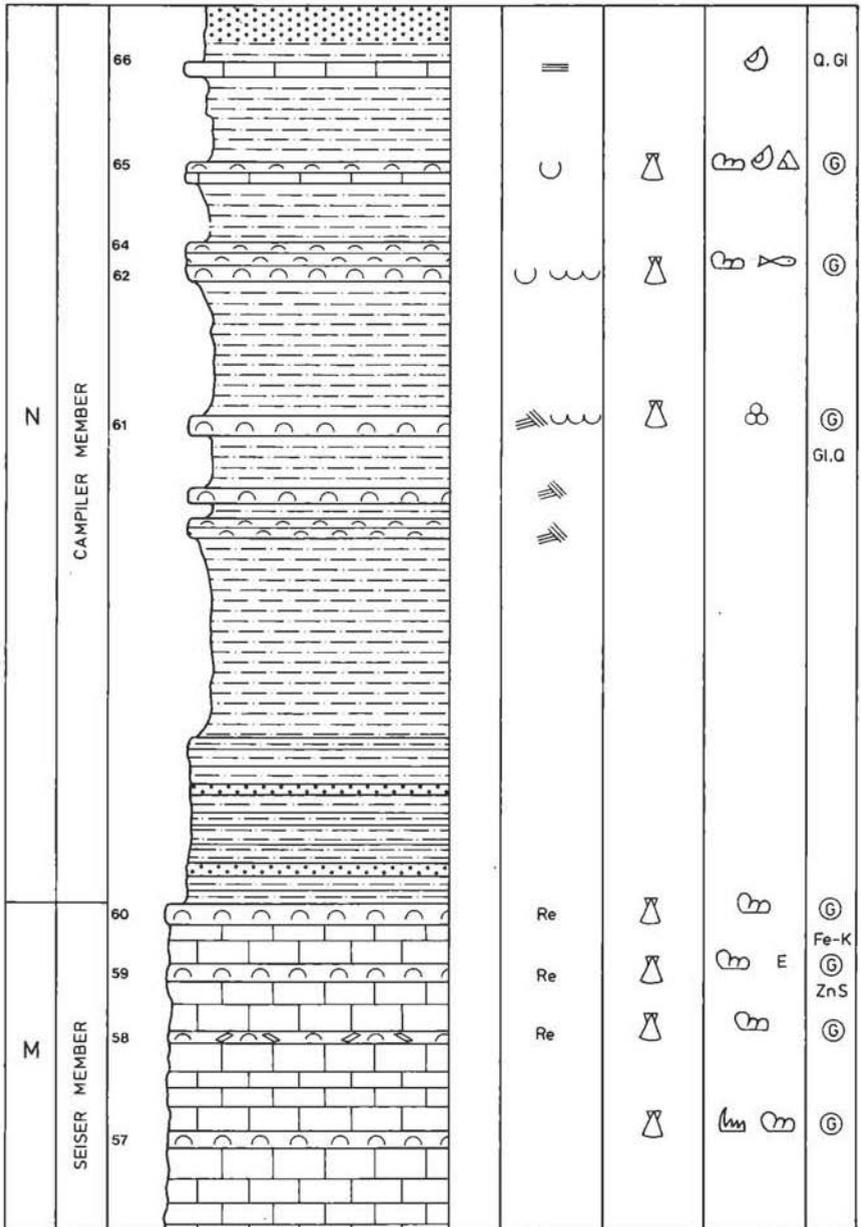
Paläontologische Untersuchungsergebnisse: Gerade in den Kalkmergeln und Mergeln treten reiche Lamellibranchiatenfaunen auf, wobei vor allem *Claraia clarae*, *Claraia cf. tridentina*, *Neoschizodus laevigatus* und als Gastropode *Holopella gracilior* hervorzuheben sind. Foraminiferen treten praktisch 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*.

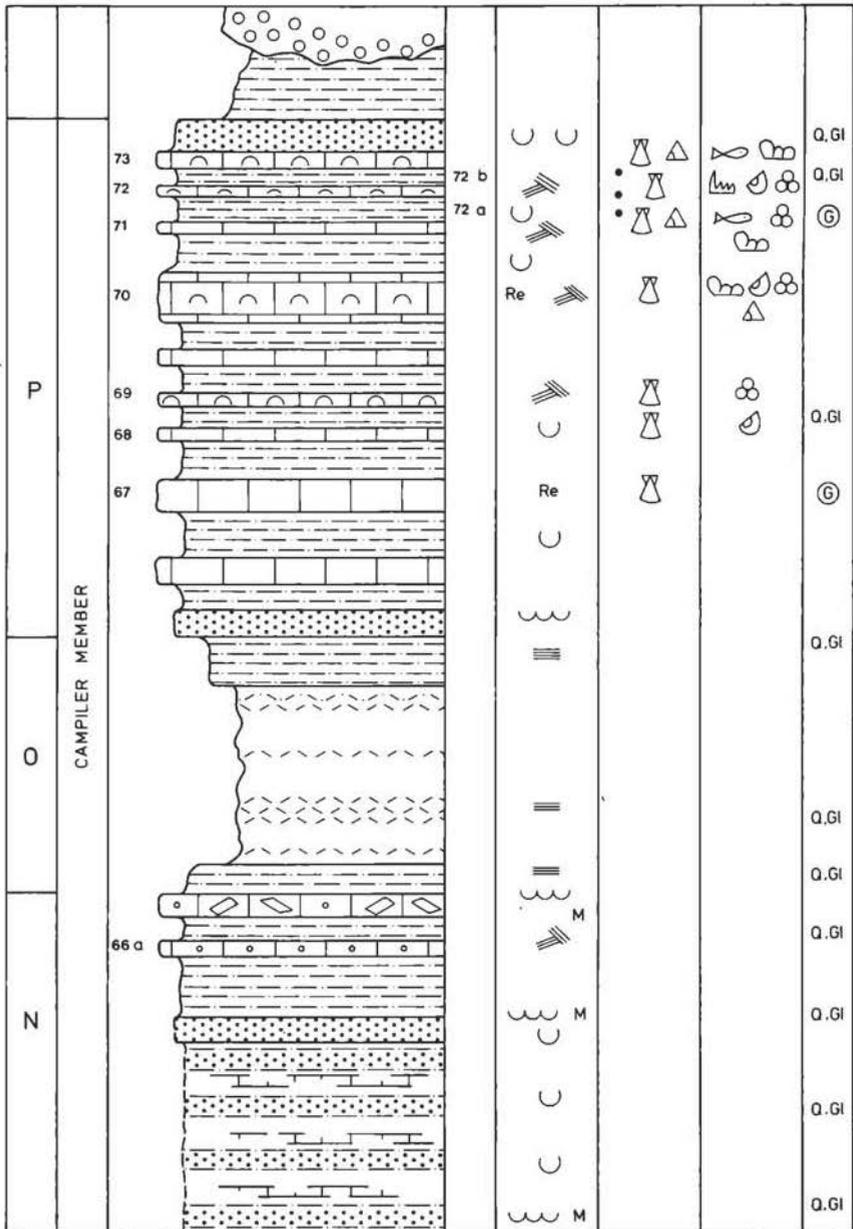
Campiler Member (40 m)

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 Slumpinkörpers 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 Hangendstgliedern 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.

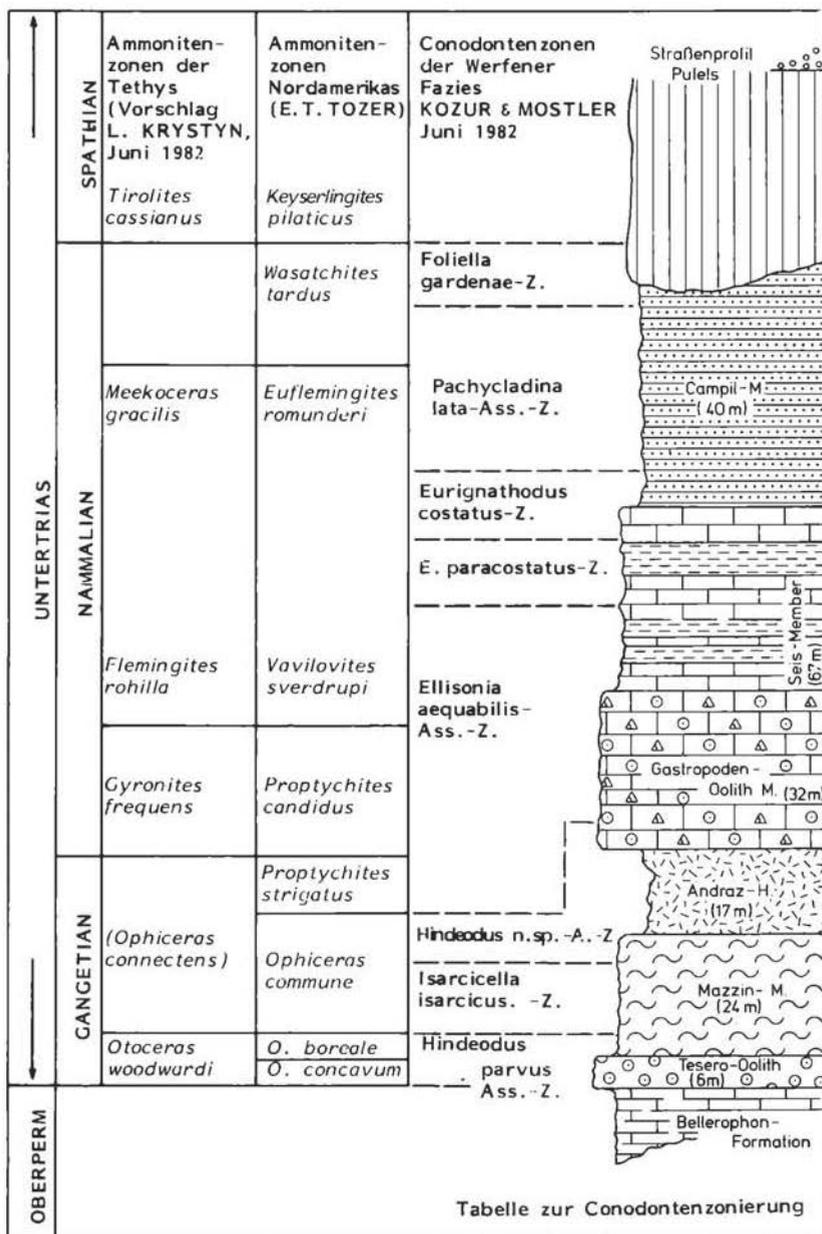


Abb. 14

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)

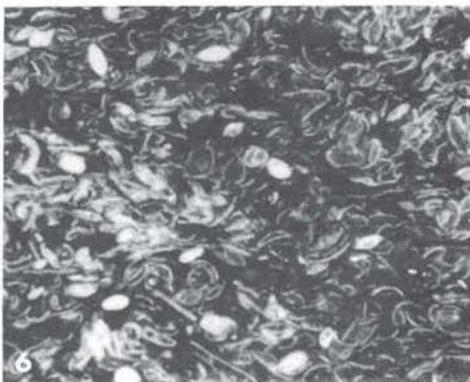
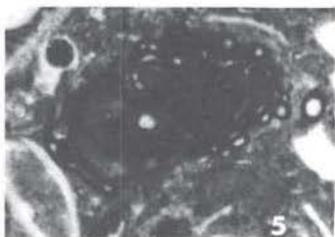
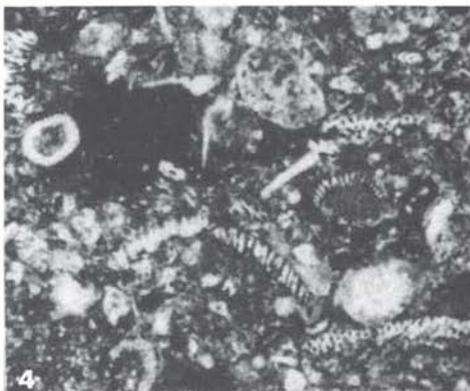
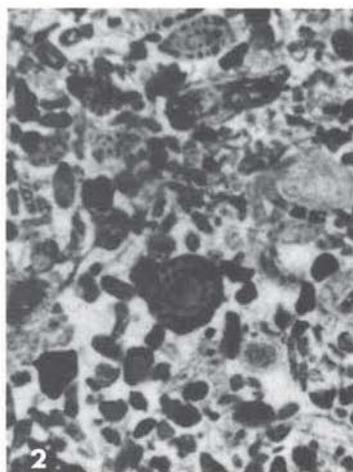
TAFEL 6

- 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)

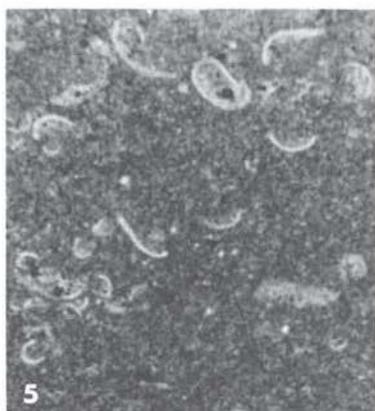
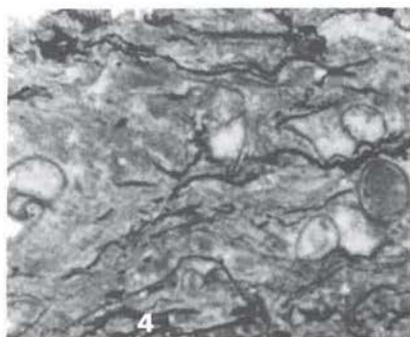
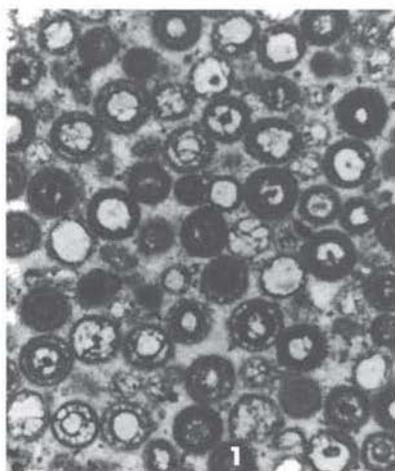
TAFEL 7 (Gastropodenoolith-Member)

- 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)

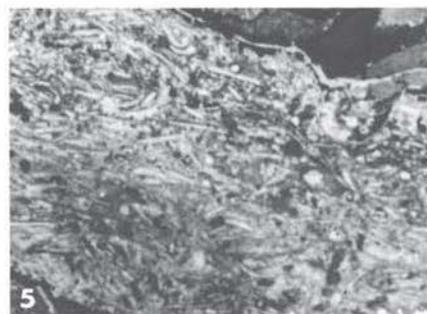
Tafel 5



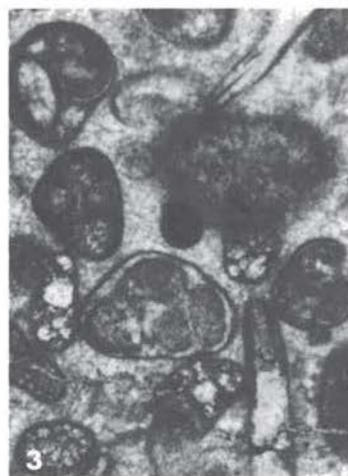
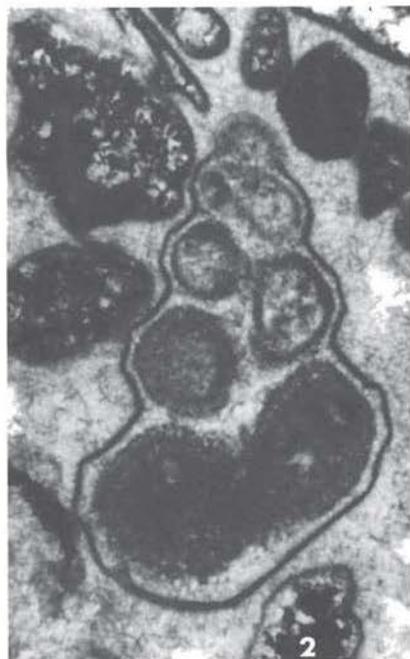
Tafel 6



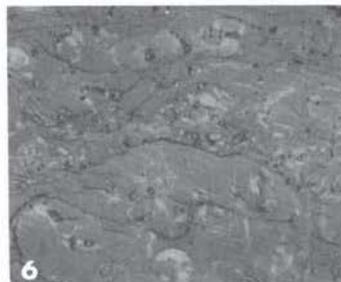
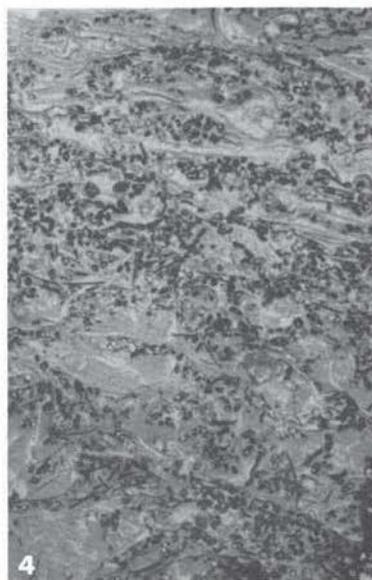
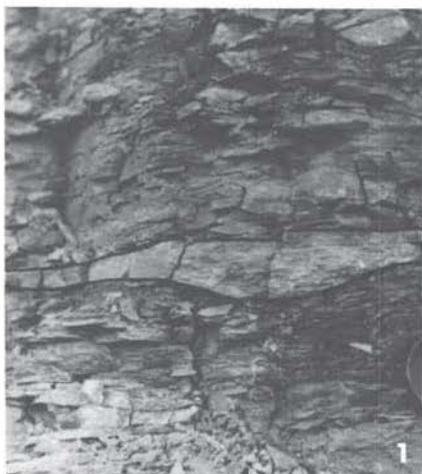
Tafel 7



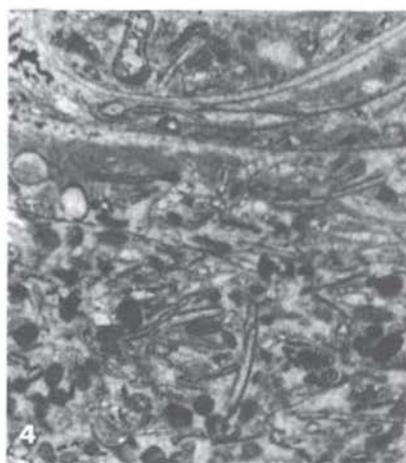
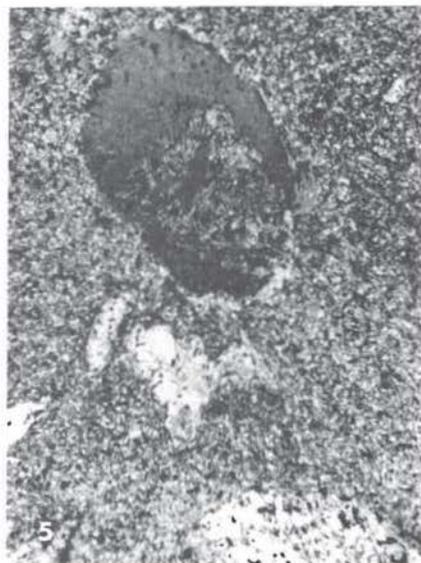
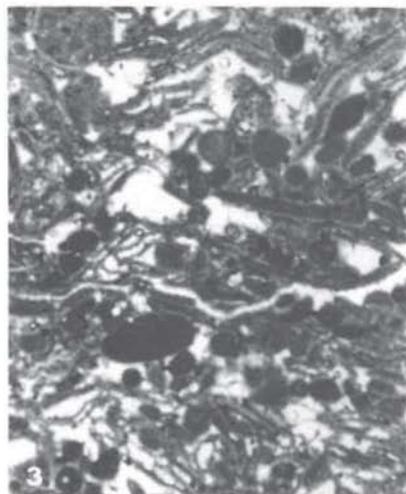
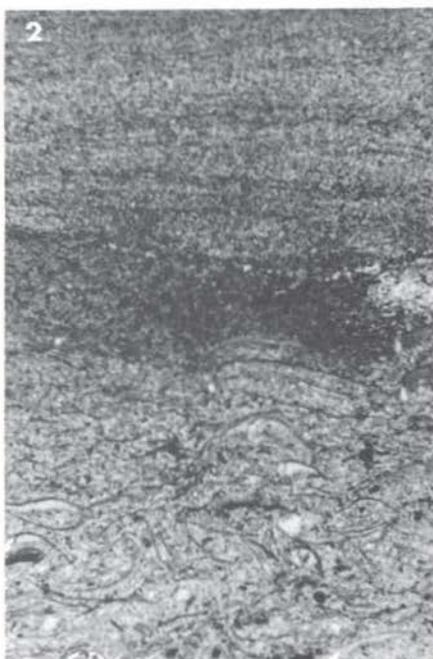
Tafel 8



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 bestimmtem 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)