

Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der "unteren Schichtenfolge" von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A)

von H. Kozur, R. Mock & H. Mostler⁺

Zusammenfassung

Zum ersten Mal wurden Conodonten, Holothuriensklerite und Ostracoden im Karbon von Ochtiná (Gemeriden, Slowakei) gefunden. *Paragnathodus commutatus* und *P. nodosus* wurden im unteren Teil und "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* im oberen Teil der Karbonate im höheren Abschnitt der "unteren Schichtenfolge" des Karbons von Ochtiná nachgewiesen. Mit Hilfe dieser Conodonten konnte das Alter der Karbonate als oberstes Visé (V 3c) und Serpukhovian (Namur A) bestimmt werden. Sowohl die Conodonten als auch die Holothuriensklerite zeigen ein Mississippian-Alter für diese Schichten an (nach Conodonten mittleres bis oberes Chesterian). Die Karbonate der "unteren Schichtenfolge" des Karbons von Ochtiná sind daher beträchtlich älter als bisher angenommen wurde. Die varistische Faltung der Metamorphose der Gemeriden war daher bretonisch und nicht sudetisch.

⁺) Anschriften der Verfasser: Dipl.Geol.Dr.sc. Heinz Kozur, Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen; Dr. Rudolf Mock, Department of Geology, J.A. Comenius University, Gottwaldovo Nam. 2, Bratislava, Czechoslovakia; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

Summary

For the first time conodonts, holothurian sclerites and ostracodes were found in the Carboniferous of Ochtiná (Gemerides, Slovakia). *Paragnathodus commutatus* and *P. nodosus* could be determined in the lower part and "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* in the upper part of the carbonates in the higher parts of the "Lower Sequence" of the Carboniferous of Ochtiná. By the aid of these conodonts the age of the carbonates could be determined as uppermost Viséan (V 3c) and Serpukhovian (Namurian A). Both, conodonts and holothurian sclerites indicate a Mississippian age (after conodonts Middle to Upper Chesterian) for these beds. The carbonates of the "Lower Sequence" of the Carboniferous of Ochtiná are therefore considerably older than hitherto determined. The Hercynian folding and metamorphosis of the Gemerides was therefore Bretonic and not Sudetic.

Inhalt

1. Einleitung
2. Bemerkungen zur bisherigen stratigraphischen Einordnung der Schichtfolgen von Dobšiná und Ochtiná
3. Zur Mikrofazies
4. Paläontologische Auswertung
5. Bemerkungen zum Magnesitvorkommen Ochtiná
6. Tektonische Auswertung

Literatur

Tafelerläuterungen

1. Einleitung

Im Zuge der mikropaläontologischen Untersuchungen des Paläozoikums der Gemeriden konnten erstmalig Conodonten, Holothuriensklerite und Ostracoden im Paläozoikum der Westkarpaten nachgewiesen werden. Sie stammen aus epimetamorphen Dolomiten, die im Liegenden der Magnesitlagerstätte von Ochtiná (siehe Abb. 1) aufgeschlossen sind.

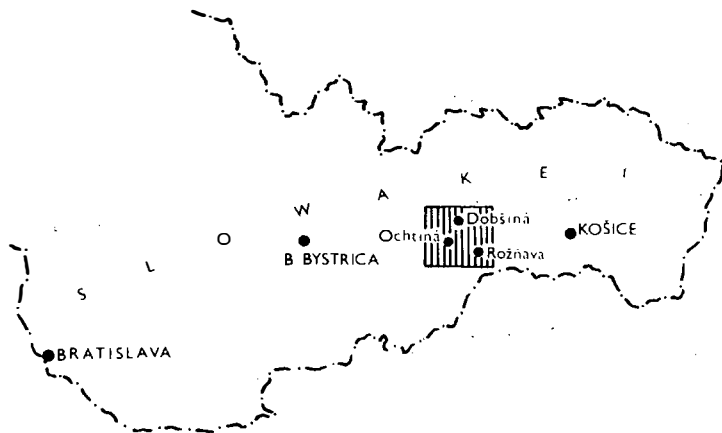


Abb. 1: Lageskizze des Arbeitsgebietes

Die Dolomite sind metasomatisch aus biogenen Kalken entstanden. Sie lieferten eine reiche Mikrofauna, die vor allem aus Echinodermenresten (Holothuriensklerite, Crinoiden- und Echinidenreste) besteht. Conodonten sind sehr selten, aber stratigraphisch recht bedeutsam. Ostracoden sind ebenfalls selten. Foraminiferen sind in unterschiedlicher Häufigkeit anzutreffen. Im folgenden soll einleitend ein kurzer Überblick über die Ausbildung und die bisherige Alterseinstufung des Paläozoikums (außer Perm) in den Gemeriden gegeben werden.

Das ältere Paläozoikum der Gemeriden

Die Gemeriden stellen eine der tektonischen Haupteinheiten der Westkarpaten dar. Sie bilden ein ausgedehntes Gebiet des Spiš-Gemer-Erzgebirges. Die Gemeriden bestehen vornehmlich aus mächtigem Paläozoikum und Trias. Nach ANDRUSOV (1960) und TOLLMANN (1960) bilden sie die Fortsetzung des Oberostalpins. TOLLMANN (1963) vergleicht das Paläozoikum der Gemeriden mit dem der Grauwackenzone bzw. der "Gurktaler Decke". Die Ansichten hinsichtlich der Stratigraphie des Spiš-Gemer-Erzgebirges gehen weit auseinander, häufig widersprechen sie einander (vergl. z.B. D. ANDRUSOV 1958, 1968; FUSÁN in: MAHEĽ & BUDAY 1968, und seine früheren Arbeiten; GRECULA 1970-1973; ABONYI 1970, 1971; KOZUR & MOCK 1973; MAHEĽ 1975). Einen wesentlichen Teil des gemeridischen Paläozoikums bildet die Gelnica-Serie (ZELENKA & MATĚJKA in MATĚJKA & ANDRUSOV 1931), die auch als

Porphyroid-Serie bezeichnet wird. Dabei handelt es sich um einen (bis 5000 m) mächtigen Komplex verhältnismäßig monotoner pelitischer und psammitischer Sedimente und überwiegend saurer Vulkanite. Untergeordnet treten auch Lydite, basische Effusiva und Karbonatgesteine auf. Die ganze Serie ist epizonal metamorphisiert. Die stratigraphische Stellung der Gelnica-Serie ist ungewiß und wird verschiedenartig interpretiert. Fossilien - mit Ausnahme von Polymorpha, die in ihrem basalen Teil gefunden wurden, und welche auf kambrisches Alter hinweisen sollen (SNOPKOVÁ 1964) - sind nicht bekannt. Meistens wird die Gelnica-Serie ins Kambrium-Silur eingestuft (z.B. FUSAN in: MAHEL & BUDAY 1968, S. 232; ANDRUSOV 1968, S. 85), andere halten sie für kambrisch bis ordovizisch (FLÜGEL 1975, S. 39), oder für kambrisch bis devonisch (GRECULA 1970a, b). Eine weitere Serie ist die sogenannte Rakovec-Serie (ANDRUSOV 1958) oder Phyllit-Diabas-Serie, die sich von der Gelnica-Serie insbesondere durch reiches Vorkommen von basischen Vulkaniten unterscheidet. Sie ist vornehmlich am Nordrand des Spis-Gemer Erzgebirges entwickelt und besteht aus epimetamorphen Sedimenten, vorwiegend psammitisch-pelitischen, flyschoiden Charakters, die mit Diabasen und ihren Tuffen wechsellagern. Örtlich treten auch weiße, kristalline Kalke hinzu. Der Grad der Metamorphose ist ähnlich dem der Gelnica-Serie. Die Gesamtmächtigkeit der Rakovec-Serie wird auf 1500-2500 m geschätzt.

Die Stratigraphie stützt sich auch in diesem Fall nicht auf paläontologische Angaben, weshalb nicht überrascht, daß auch diese Serie in ihrer altersmäßigen und tektonischen Stellung sehr unterschiedlich bewertet wird. Einige Autoren sehen zwischen der Gelnica und der Rakovec-Serie eine durch die "Spis-Phase" bedingte Diskordanz (MÁSKA in: FUSAN, MÁSKA & ZOUBEK 1955), die irgendeiner Phase der kaledonischen Orogenese entsprechen soll. Die Alterseinstufung der Rakovec-Serie variiert zwischen Ordovizium, Silur-Devon, Devon, Devon-Unterkarbon, Unterkarbon. GRECULA (1970a, b) hält die Gelnica- und die Rakovec-Serie für synchrone, heteropische Entwicklungen, die sich hauptsächlich durch den Charakter ihres Vulkanismus voneinander unterscheiden. Er betrachtet die kambrische bis devonische Gelnica-Serie als den einzigen Vertreter des älteren Paläozoikums der Gemeriden; die "Spis-Phase" negiert er (GRECULA 1971). ABONYI (1970) parallelisiert die Rakovec-Serie im Gebiet von Dobšiná mit seiner "unteren Schichtenfolge" des Karbon im Gebiet von Jelsava und Ochtiná.

Das Karbon

Das Karbon ist in den Gemeriden mächtig entwickelt (siehe Abb. 2). Stellenweise dürfe es bis 1000 m stark sein. Es beginnt nach einer starken Phase der varistischen Verfaltung und leitet eine neue Entwicklungsetappe ein. Es transgrediert diskordant auf dem älteren, gefalteten, metamorphisierten und stark erodierten Untergrund. Die Transgression erfolgte von S nach N; ihre Reichweite nach Norden ist unbekannt. Grobe Konglomerate und pflanzenführende Schichten im Norden der Gemeriden zeugen von der Nähe des Festlandes.

Das Karbon der Gemeriden ist durch eine große fazielle Mannigfaltigkeit, Anwesenheit von Karbonatgesteinen (hauptsächlich

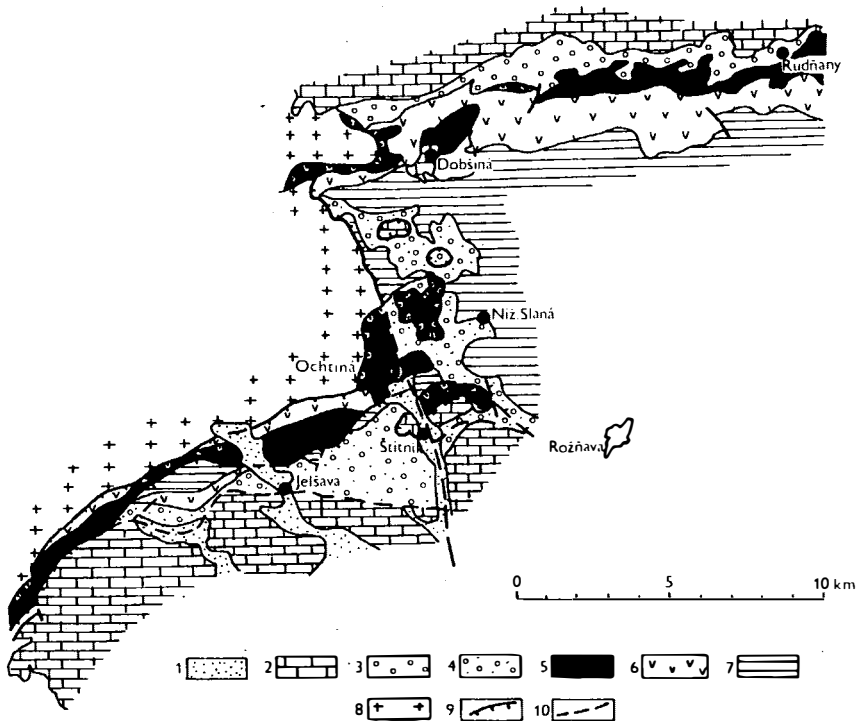


Abb 2: Schematische Karte des Karbons in der Umgebung von Jelšava und Ochtiná.

- 1 - Tertiär, 2 - Mesozoikum, 3 - Kontinentales Perm,
- 4 - Rožňava-Železník-Serie und Meliata-Serie, 5 - Karbon,
- 6 - Rakovec-Serie, 7 - Gelnica-Serie, 8 - Veporiden,
- 9 - Aufschiebungslinien, 10 - Dislokationen

metasomatischer Magnesit und Siderit-Ankerit) und durch diabasischen Vulkanismus charakterisiert. FUSAN (1957) gliedert das Karbon in einen "nördlichen" und "südlichen" Streifen. Im "nördlichen" Streifen wurde das karbonische Alter an vielen Lokalitäten paläontologisch bewiesen (Dobšiná, Ochtiná, Jelšava, Lubeník, Ratkovská, Suchá, Bankov, Rudňany usw.). Das Karbon stellte das älteste, gut belegte System in den Gemeriden und gleichzeitig auch in den ganzen Westkarpaten dar. Trotz der gefundenen großen Menge von Fossilien gehen die Meinungen hinsichtlich Alter der Fauna und Flora nach wie vor erheblich auseinander. Im "südlichen" Streifen wurden bisher keine bestimmbareren Fossilien gefunden, durch die sich das karbonische Alter nachweisen ließe. Die Ansichten über die Stratigraphie dieses Streifens gehen auseinander, einige Autoren stellen diese Schichten zum Karbon, andere zum Perm und zur Trias.

Das Karbon der Gemeriden wurde bisher meistens als Moskovian

s.l. (Westfal) angesehen. BOUČEK & PŘIBYL (1960) halten das Alter des "Magnesit-Karbons" bei Ochtiná für Namur B-C, das Karbon in Dobšíná für Westfal A-B. Diese Ansicht wurde nicht allgemein akzeptiert. Mehrere Autoren betrachten das Westfal nach wie vor als die älteste Stufe des Karbons der Gemeriden bzw. halten das Karbon in Dobšíná und Ochtiná für gleichaltrig. Vor allem aufgrund des Auftretens von Magnesit im "nördlichen" Streifen des Karbons der Gemeriden wurde letzteres mit der Veitscher Decke in Zusammenhang gebracht. Der wichtigste Einwand gegen eine solche Parallelisierung (nebst dem Fehlen von Vulkaniten in der Veitscher Decke) war vornehmlich das mutmaßlich unterschiedliche Alter der Magnesite in den Gemeriden und der Veitscher Decke, wo diese zum Obervisé zu stellen sind (siehe z.B. FLÜGEL 1975, S. 39).

Auf die obige stratigraphische Einstufung des Karbons der Gemeriden stützen sich auch die Ansichten über das Alter der Verfallung und Metamorphose der vorkarbonischen Formationen. Es konnte bisher nicht entschieden werden, ob hier die bretonische oder die sudetische Phase zur Geltung kam (siehe z.B. FUSAN in: MAHEĽ & BUDAY 1968, ANDRUSOV 1958, 1968). ANDRUSOV (1968: S. 126) nimmt an, daß die Hauptphase der varistischen Verfallung in den Gemeriden und gleichzeitig auch im ganzen Gebiet der Westkarpaten sudetisch war. Das Karbon der Gemeriden ist offensichtlich weniger metamorphisiert als sein Liegendes. MAŠKÁ (1959: S. 14) führt an, daß das Karbon in der Umgebung von Dobšíná alpidisch metamorphisiert ist. Dafür spricht, daß auch die Perm-Folgen und die triassische Meliata-Serie einen ähnlichen Metamorphosegrad aufweisen wie das Karbon von Dobšíná und Ochtiná.

2. Bemerkungen zur bisherigen stratigraphischen Einordnung der Schichtfolgen von Dobšíná und Ochtiná

Dobšíná

stellt die bekannteste Karbon-Lokalität in den Gemeriden dar. Ungeachtet der Tatsache, daß von hier eine große Menge von Fauna und Flora bekannt ist, wurden diese Schichten stratigraphisch unterschiedlich beurteilt.

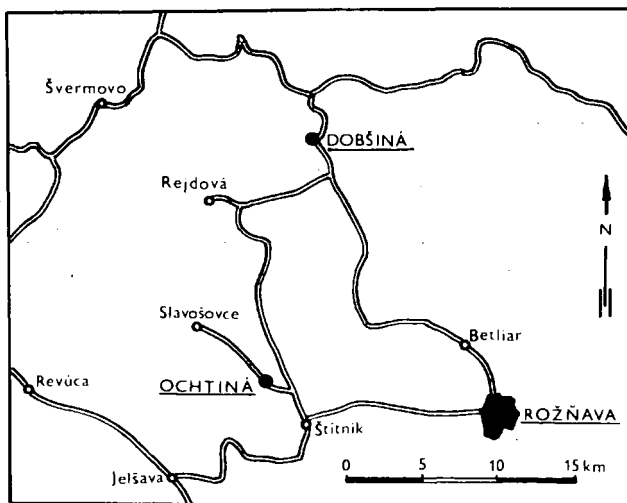


Abb. 3: Geographische Lage von Dobšíná und Ochtiná

Das Karbon in der Umgebung von Dobšiná (Abb. 3) ist folgendermaßen entwickelt (s. RAKUSZ 1932, ROZLOŽNÍK 1963): Es liegt entweder auf der "Dobšiná-Diorit"- oder auf der Rakovec-Serie und beginnt mit einem basalen Konglomerat (3-8 m), gefolgt von Karbonatgesteinen (5-20 m); weiter oben sind dunkle Schiefer und Sandsteine, Diabase, dünne Lagen von Kalken (200-250 m) anzutreffen und den obersten Teil bilden wieder Konglomerate (250-300 m). Fossilien sind aus mehreren Horizonten bekannt. Von ihrer großen Anzahl führen wir hier wenigstens einige auf (RAKUSZ 1932, PRANTL 1934, NĚMEJC 1946): Aus den basalen Konglomeraten: *Productus gruenewaldti*, *P. aff. cora*, *Pustula punctata*, *Chonetes carbonifera*, *Spirifer cameratus*, *Zaphrentis sp.*, *Griffithides (?) sp.* etc.

In den hangenden Karbonaten, insbesondere in den Zwischenlagen dunkler Schiefer, ist die meiste Fauna und Flora vorhanden: *Edmondia unioniformis*, *Bellerophon (Euphemus) urei*, *Orbiculoidea nitida*, *Productus pusillus*, *Chonetes carbonifera*, *Spirifer cameratus*, *Orthoceras asciculare*, *Gastrioceras nopcsai*, *Griffithides rozlozsniki*, *Calamites sp.*, *Neuropteris gigantea* etc.

In den darüber befindlichen dunklen Schiefern und Sandsteinen: *Zaphrentis sp.*, *Fenestella michaeli*, *Polypora kolvae*, *Productus gruenewaldti*, *P. pusillus*, *Pustula punctata*, *P. elegans*, *Griffithides dobsinensis*, *Calamites suckowi*, *Rhacopteris sp.*, *Neuropteris cf. gigantea* etc.

BOUČEK & PRIBYL (1953) führen von alten und neuentdeckten Lokalitäten auf: *Neospirifer pavlovi*, *Brachythyrina strangwaysi lata*, *Chonetes variolata*, *Derbyia crassa ?*, *Rhipidomella carbonaria*, *Rhynchopora cf. nikitini* etc.

Aus höheren Horizonten *Carbonarca semseyi*, *Neuropteris linguefolia*, *Annularia stellata*.

Die ersten Fossilien in Dobšiná wurden von KISS (1858)⁺ entdeckt. Er stellte die Fundschichten zum Silur (SUESS in: KISS zum Karbon). ANDRIAN (1859) hielt Dobšiná für Unterkarbon, wie auch FRECH (1906). PAPP (1919) äußerte als erster die Ansicht, daß hier Oberkarbon im westeuropäischen Sinne vorliegt. WOLDRICH (1927, 1928) unterschied in Dobšiná marines Unterkarbon und terrestrisches Oberkarbon. RAKUSZ (1930) beschrieb die Dobšinaer Fauna und Flora in einer Monographie und stellte sie zum Moskovian s.l. (Westfal). Er verwies auf die erheblichen faunistischen Übereinstimmungen zwischen dem Karbon von Dobšiná und dem der Russischen Plattform, besonders mit dem Mjachkovian-Horizont des obersten Moskovian (Westfal D. in Westeuropa) und gleichzeitig auf die beträchtliche Übereinstimmung mit dem Karbon des Donetz-Beckens (Westfal B). ULRICH & BOUČEK (1931) stufte die Dobšinaer Schichten mit mariner Fauna in das Uralian ein. PRANTL (1934, 1938) rechnete aufgrund von Bryozoen den oberen Teil des Dobšinaer Profils zum Obermoskovian. Aufgrund der Flora stufte ŠUSTA (1931) Dobšiná ins Westfal A-B, NĚMEJC (1946) in den Westfal A-B-Grenzbereich ein.

⁺ Wegen Zitate in diesem Absatz siehe ANDRUSOV (1958)

Nach Revision der Fauna und Flora halten BOUČEK & PŘIBYL (1960) die Abfolge von Dobšiná bzw. deren untere Teile für Westfal A-B. Demzufolge stellen die meisten Autoren Dobšiná zum Westfal (Moskovian)

Ochtiná

ist die zweitbekannteste karbonische Lokalität in den Gemeriden, aus welcher eine reiche Fauna bekannt ist. Das Karbon ist hier anders als in der Umgebung von Dobšiná entwickelt. Diese Entwicklung (die sogenannte "Ochtiná-Prodrecany"-Ausbildung) ist vor allem durch mächtige Lagen von Magnesiten (von einer Metasomatose erfaßte "biotherme" Kalke) charakterisiert. Die weitere Umgebung von Ochtiná wurde in der letzten Zeit vornehmlich von ABONYI (1970, 1971) und ABONYI & ABONYIOVÁ (1962) studiert. ABONYI (1971) führt an, daß das "Oberkarbon" in diesem Gebiet auf der Rakovec-Serie liegt; es wird in "untere", "mittlere" und "obere" Schichtenfolge eingeteilt: Die "untere" Schichtenfolge beginnt mit basischen Effusiva, vornehmlich mit Diabasen, daneben treten Gabbrodiorit und Tuffe/Tuffite auf.

Darüber folgen verschiedene Schiefer bis Phyllite, hauptsächlich graue bis schwarze, die allmählich in karbonatische Gesteine übergehen, vornehmlich in Dolomite und Magnesite. Die "mittlere" Schichtenfolge" beginnt mit Konglomeraten, die im Hangenden in sandige, serizitische und chloritische Schiefer übergehen. Weiter oben sind Diabas-Tuffe und weiße, kristalline Kalke ("Dubrava-Schichten" von FUSAN 1959) anzutreffen. Die "obere" Schichtenfolge" wird durch verschiedene Phyllite, Sandsteine und Konglomerate gebildet. Diese erinnern an den obersten Teil des Dobšiná-Karbons, die sogenannten "Hámor-Schichten".

Die Lokalität Ochtiná-Magnesitbruch liegt in einer seichten Synklinale. Die allgemeine Lagerung des Karbons ist horizontal. Die untersten Glieder, die hier an der Oberfläche auftreten, sind graue bis dunkelgraue Tonschiefer. In diesen wurde der Großteil der Makrofossilien gefunden. In Richtung zum Hangenden gehen die Schiefer in dolomitische Schiefer und schieferige Dolomite über (ursprünglich Mergel). Darüber folgen ausgeprägt bankige Dolomite, die reich an Organismenresten sind. In diesem Bereich befindet sich unser Profil. Die Dolomite sind durch geringmächtige, schieferige Zwischenlagen getrennt, die manchmal phyllitischen Charakter aufweisen. Die Mächtigkeit der Dolomite beträgt 20-50 m. Diese gehen im Hangenden in Magnesite über, die stellenweise über 100 m mächtig sind. Die Magnesite treten auch früher in Erscheinung, lateral vertreten sie einige Dolomitbänke. Das Hangende dieser Magnesitlagerstätte ist denudiert.

Die Fauna aus Ochtiná und bisherige Ansichten über das Alter

Die ersten Fossilien in Ochtiná wurden von AHLBURG (1913, S.403) gefunden. Bis dahin waren Fossilien nur aus Dobšiná bekannt. ULRICH & BOUČEK (1931) führen die Korallen *Lithostrotion* n.sp., *Koninckophyllum* sp., *Canina* ? sp. und die Crinoiden *Poteriocrinus* ? sp. an. Ochtiná und die anderen Lokalitäten des "Magnesitkarbons" sind nach ihrer Ansicht (S. 209) oberes Uralian. Für Uralian soll vornehmlich *Spirifer rectangulatus* KUT., der an der Lokalität Ratkovská Suchá gefunden wurde, sprechen.

Die Korallen des "Magnesitkarbons" wurden von HERITSCH (1934) bearbeitet. Aus Ochtiná führt er an: *Lithostrotion carpathicum* HERITSCH, *Koninckophyllum grabau* CHI, *Dibunophyllum muelleri* HERITSCH und *D. yuei* CHI. HERITSCH (S. 154) stellt diese Fauna in das Moskovian (Mjachkovian). Er nimmt an, daß die Transgression des Karbons in den Karpaten früher als in den Karnischen Alpen ihren Anfang nahm. MIŠÍK (1953) fand in Ochtiná *Pustula punctata* MART., *Aviculopecten* sp., *Spirifer* sp., *Productus* sp., *Lithostrotion* sp. In seiner Arbeit sind einige weitere Korallen angeführt, die von S. SMITH (S. 565) bestimmt wurden: *Lithostrotion* cf. *irregulare* (PHIL.), *L.* cf. *junceum* (FLEM.), *Dibunophyllum* cf. *turginatum* (McCOY), *Clisiophyllum* cf. *keyserlincki* (McCOY). Diese Korallen-Assoziation hält SMITH für oberstes Visé, bemerkt aber, daß ein ähnlicher Charakter der Fauna bis in das Oberkarbon erhalten geblieben war.

BOUČEK & PŘIBYL (1958) führen in einem vorläufigen Bericht über die paläontologische und stratigraphische Erforschung von Ochtiná folgende Fauna an: *Phillipsia margaritifera* ROEM., *Paladin* cf. *eichwaldi* (FISCHER), *Nautiloid* sp. ind., *orthocone Nautiloiden* ind., *Bellerophon (Euphemus) urei*, *Pleurotomaria* sp., *Loxonema* sp., *Zygopleura* sp., *Pernopecten* sp., *Brachythyryna strangwaysi* (VERN.), *Spirifer* sp., aff. *Punctospirifer pectinoides* (KON.), *Schizophoria resupinata* (MART.), *Chonetes carboniferus* KEYS., *Gigantoproductus* sp., Crinoidenreste, kleine rugose Korallen und Wurmsspuren. Auf S. 120 schreiben sie, daß *Bellerophon (E.) urei* und *Gigantoproductus* sp. auf ein älteres Alter der Fauna als in Dobšíná hinweisen. Sie führen an, daß die Trilobiten *Phillipsia margaritifera* und *Paladin eichwaldi* im britischen, polnischen, russischen und vielleicht auch im australischen Karbon nur im Visé vorkommen. Demgegenüber sind z.B. *Chonetes carboniferus* und *Brachythyryna strangwaysi* nur aus dem Moskovian bekannt.

Aufgrund dieser Fauna setzen BOUČEK & PŘIBYL (1958) voraus, daß die Schichten von Ochtiná, und damit gleichzeitig der ganze "Magnesitstreifen" des Karbons, wahrscheinlich zu Westfal A oder zum Namur/Westfal-Grenzbereich zu stellen sind. Das Karbon von Ochtiná halten sie demnach für älter als dasjenige von Dobšíná (Westfal B).

BOUČEK & PŘIBYL (1960) führten eine Revision der Trilobiten des gemerischen Karbons durch. Die von ihnen aus Ochtiná beschriebene Fauna wurde nicht in situ gefunden und deshalb ist es nicht klar, ob die Lage mit Trilobiten aus dem Liegenden oder dem Hangenden der Magnesite stammt. Nach den Angaben der Bergleute stammt ihre Fauna aus einer Schieferzwischenlage im Innern der Magnesite. Sie bestimmten hier zwei Trilobitenarten: *Phillipsia margaritifera* ROEMER und *Paladin eichwaldi* (FISCHER). Sie führen an, daß die Trilobitenfauna aus Dobšíná und Ochtiná gänzlich verschieden ist. Das Karbon bei Dobšíná stellen sie zum Westfal B-C, bei Ochtiná zum Namur B-C. Sie führen an, daß *Phillipsia margaritifera* aus dem obersten Namur A des Oberschlesischen Beckens bekannt ist; *Paladin eichwaldi* kommt vom Visé bis zum Westfal A vor.

3. Zur Mikrofazies

Insgesamt gelangten 23 Dünnschliffe (Großschliffe 8x10 cm) zur Untersuchung. Die Großschliffe haben den Vorteil, daß man in einer Reihe von Fällen den Querschnitt durch eine ganze Bank vom Liegenden zum Hangenden überblicken kann. Da es sich bei dem ca. 5 m mächtigen Profil (Abb. 4) um recht ähnliche Gesteine handelt, sollen die mikrofazialen Merkmale wie folgt zusammengefaßt besprochen werden.

Die Matrix ist in den meisten Fällen als Sparit entwickelt. Reliktstrukturen von Mikrit konnten des öfteren erkannt werden. Das heißt mit anderen Worten, ein Großteil des Mikrits wurde ausgewaschen. Bei einigen Echinodermaten-Biospariten (Anlieferung bzw. Schüttung von vorwiegend Echinodermaten-Detritus arenitischer bis ruditischer Korngröße) bildet der Sparit sicher die primäre Grundmasse. Hin und wieder ist der Sparit aber auch als Produkt der Umkristallisation nachweisbar (Pseudosparit). Nur in wenigen Schliffen ist noch relativ viel Mikrit vorhanden.

Die Komponenten setzen sich aus Pellets, Intraklasten und Biogenen zusammen. Die Pellets gehen wohl in den seltensten Fällen auf faecal Pellets zurück, sondern es handelt sich hierbei um abgerundete bis gut gerundete Biogene.

Intraklaste: In einigen Schliffen sind Resedimente recht häufig. Meist sind es subangular begrenzte Körperchen von mikritischem Aufbau, zum Teil ist das Herkunftsgebiet nicht mehr eruierbar, wie z.B. bei Intraklasten bestehend aus Mikriten mit vielen Poriferennadeln (Baumaterial: SiO_2).

Biogene: Am häufigsten sind Echinodermaten, weshalb man generell von Echinodermaten-Biospariten sprechen kann. Es sind neben den vielen Crinoiden vor allem Echiniden, und zwar Ambulacral- und Interambulacralplatten bzw. Stacheln; nicht unbedeutend sind die Ophiuren und Holothurien (siehe Lösungsrückstand). An den Echinodermaten-Skelettelementen konnten weder Anbohrungen noch Besiedelungen festgestellt werden. Zum Teil handelt es sich bei den Echinodermatenanhäufungen um Schüttungen, wie man an einzelnen gradierten Bänken sehen kann.

Foraminiferen treten selten auf. Es handelt sich um Vertreter der Familie Endothyridae (det. Dr. W. RESCH, Innsbruck). Von Poriferen konnten nur SiO_2 -Spiculae aus den mikritischen Sedimenten beobachtet werden. Von den megaskopisch öfters beobachteten Korallen wurde nur ein Querschnitt in den Schliffen angetroffen. Bryozoen treten öfters auf, meist als cryptostome Formen, seltener in ramoser Wuchsform.

Brachiopoden sind nicht selten, vor allem sind es in punctate Schalen; oft wurden Schnitte durch Stacheln gefunden.

Gastropoden sind relativ häufig, und zwar als kleine planspirale Formen, seltener trochyspirale Gehäuse.

Lamellibranchiaten treten relativ häufig auf. Allerdings zeigen viele Schalen einen mikritischen Saum. Zum Teil ist noch "peletal mud" vorhanden. Diese schlammgefüllten Biogene sprechen auch für Aufarbeitung. Die Lamellibranchiatenschalen sind des öfteren umkrustet (einfache Umkrustung oder sie weisen ein Geflecht von

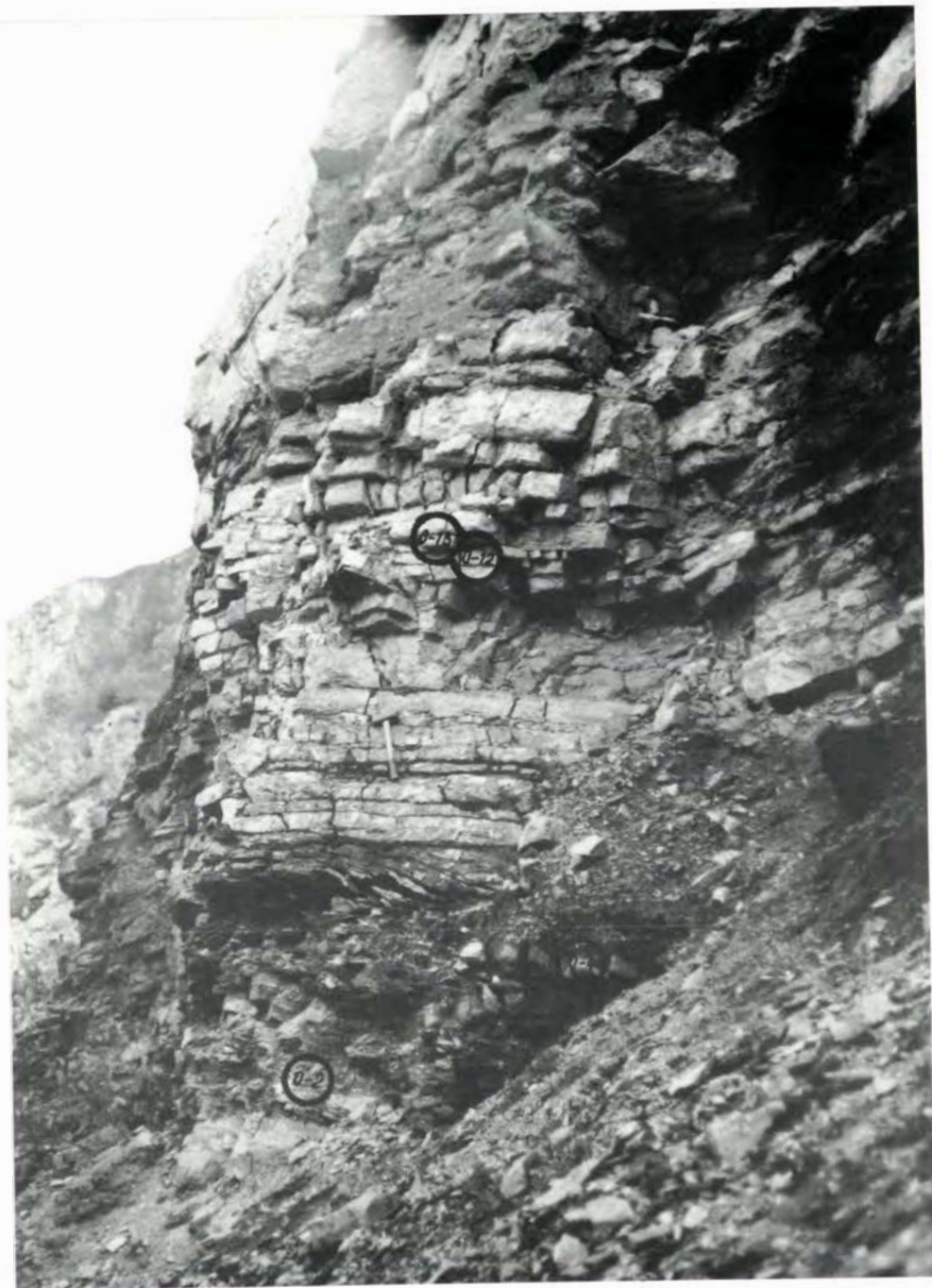


Abb. 4: Profil im Magnesitbruch Ochtiná mit den Conodontenfundpunkten (O-2, O-4, O-12, O-13)

Girvanellen auf). Die Ostracoden sind sehr schlecht erhalten. Es handelt sich um glattschalige Formen. Schnitte durch Trilobiten-Skelettelemente sind äußerst selten (Querschnitte von Pleuralstacheln und Thoraxfragmenten). Mikroproblematika treten des öfteren auf; an erster Stelle ist *Tubiphytes* MASLOV zu nennen; daneben treten auch röhrenförmige Gebilde auf, die aeolisaccusähnlich sind.

Recht häufig sind Algen vertreten: Blau-, Grünalgen als Umkrustungen größerer Schalenreste (Onkoide). Daneben treten Girvanellenknäuel auf, die meist Lamellibranchiatenschalen zum Kern haben. Weiters konnten Bruchstücke von Dasycladaceen gefunden werden, während Rhodophyceen sehr selten auftreten.

Die Karbonatgesteine von Ochtiná sind Ablagerungen des Flachwassers, dafür sprechen vor allem die Algen. Ausgewaschene Matrix, Onkoide sowie Resedimente weisen auf stärkere Wasserturbulenz hin und demnach sind diese Gesteine nach dem Faziesmodell von WILSON 1975 dem Typus 7 (Shelf Lagoon, open circulation) zuzuordnen.

4. Paläontologische Auswertung

Makrofauna

Die reiche Makrofauna, die hauptsächlich aus Crinoidenresten und unbestimmbarem Schill von Brachiopoden und Lamellibranchiaten besteht, wurde noch nicht neu bearbeitet. Neben Crinoidenresten konnten unterschiedlich gut erhaltene Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden und Korallen aufgesammelt werden. Bestimmt wurden *Parallelodon* ? *expansus* KONINCK und *Neospirifer* cf. *derjawini* JANISCHEWSKY, die u.a. aus dem Obervisé des Fergana-Gebietes bekannt sind. Beide Arten wurden aus den leicht epimetamorphen Schieferen unmittelbar unterhalb des Karbonathorizontes gefunden.

Mikrofauna

Die sehr reiche Mikrofauna des Karbonathorizontes von Ochtiná wird in einer separaten Arbeit ausführlich behandelt. Hier werden nur die stratigraphisch wichtigsten Formen aufgeführt.

Holothuriensklerite

Den bei weitem dominierenden Anteil der Mikrofaunen in der untersuchten Schichtenfolge stellen die Echinodermaten; vorherrschend Stielglieder und Brachialia von Crinoiden, relativ häufig Skelettelemente von Echiniden (Stacheln, Elemente der Laterne, Ambulacralia und Interambulacralia, untergeordnet Pedicellarien); nicht unbedeutend sind Stacheln, Wirbel und Lateralia von Ophiuren. Dazu kommen noch die vielen, z.T. auch stratigraphisch wichtigen Holothuriensklerite, die in allen untersuchten Proben auftreten. Folgende Arten wurden bestimmt:

Eocaudina marginata (LANGENHEIM & EPIS)

Eocaudina mccormacki FRIZZELL & EXLINE

Eocaudina septaforaminalis MARTIN

Eocaudina subhexagona GUTSCHICK, CANIS & BRILL

Eocaudina n. sp.

Microantyx botoni GUTSCHICK

Microantyx permiana KORNICKER & IMBRIE

Priscopodatus n. sp.

Protocaudina hannai CRONEIS

Protocaudina hexagonaria MARTIN

Theelia hexacneme SUMMERSON & CAMPBELL

Theelia ? *imperforata* (GUTSCHICK, CANIS & BRILL)

Theelia n. sp.

Davon sind *Protocaudina hannai*, *Theelia hexacneme* und *Theelia* ? *imperforata* auf das Mississippian beschränkt oder kommen dort letztmalig vor. Das Vorkommen einiger dieser Arten, wie *Protocaudina hannai* im Namur A von Mittel- und Westeuropa spricht nicht gegen die hier aufgezeigte obere Reichweite, da das Mississippian außer dem Unterkarbon im Sinne der westeuropäischen Karbongliederung auch noch das Namur A (außer dessen obersten Teil) mit umfaßt. Für das Namur A wurde in der Sowjetunion eine neue Stufe, das Serpukhovian, ausgeschieden, das dort analog zu Nordamerika ebenfalls noch zum Unterkarbon gestellt wird. Hier wird im folgenden das Unterkarbon stets im Sinne des Unterkarbons der sowjetischen Dreigliederung verwendet, also einschließlich des Namur A. Die Reichweite der Holothuriensklerite innerhalb des Mississippians wurde bisher noch nicht untersucht, doch spricht die vorliegende Assoziation nach der Auswertung der Literatur für oberes Mississippian (Chesterian). Auf jeden Fall lassen die Holothuriensklerite aber den Schluß zu, daß der Karbonathorizont im oberen Teil der "unteren Schichtenfolge" von Ochtiná nicht jünger als das oberste Mississippian und damit nicht jünger als das Serpukhovian (Namur A) ist.

Foraminiferen

Foraminiferen treten selten bis häufig auf, wobei die Erhaltung recht unterschiedlich ist, häufig sind sie mehr oder weniger stark angelöst. Aus einem Lesestein, der nach den auftretenden Conodonten aus dem höheren Teil des Profils stammt, wurden von Dr. N. BRÜGGE, Berlin, 15 Schliffe untersucht, welche die folgenden Gattungen enthielten:

Glomospira

Neoarchaediscus

Planospirodiscus

? *Asteroarchaediscus*

"*Eostaffella*"

Howchinia oder *Geinitzina*

Durch den Nachweis von *Neoarchaediscus* und *Planospirodiscus* ist V 3c als Untergrenze sicher. *Asteroarchaediscus*, dessen Bestimmung wegen schlechter Erhaltung unsicher ist, würde sogar für oberes V 3c als Untergrenze sprechen. Eine genaue Obergrenze der Fauna läßt sich nach Foraminiferen nicht festlegen. Die taxonomischen Bestimmungen und die Alterseinstufung der Foraminiferen wurden von Dr. N. BRÜGGE, Berlin, vorgenommen, wofür wir uns recht herzlich bedanken möchten.

Ostracoden

Die sehr individuenarme, aber artenreiche Ostracodenfauna wurde noch nicht eingehend bearbeitet. Es konnten *Bairdia* spp. *Amphis-*

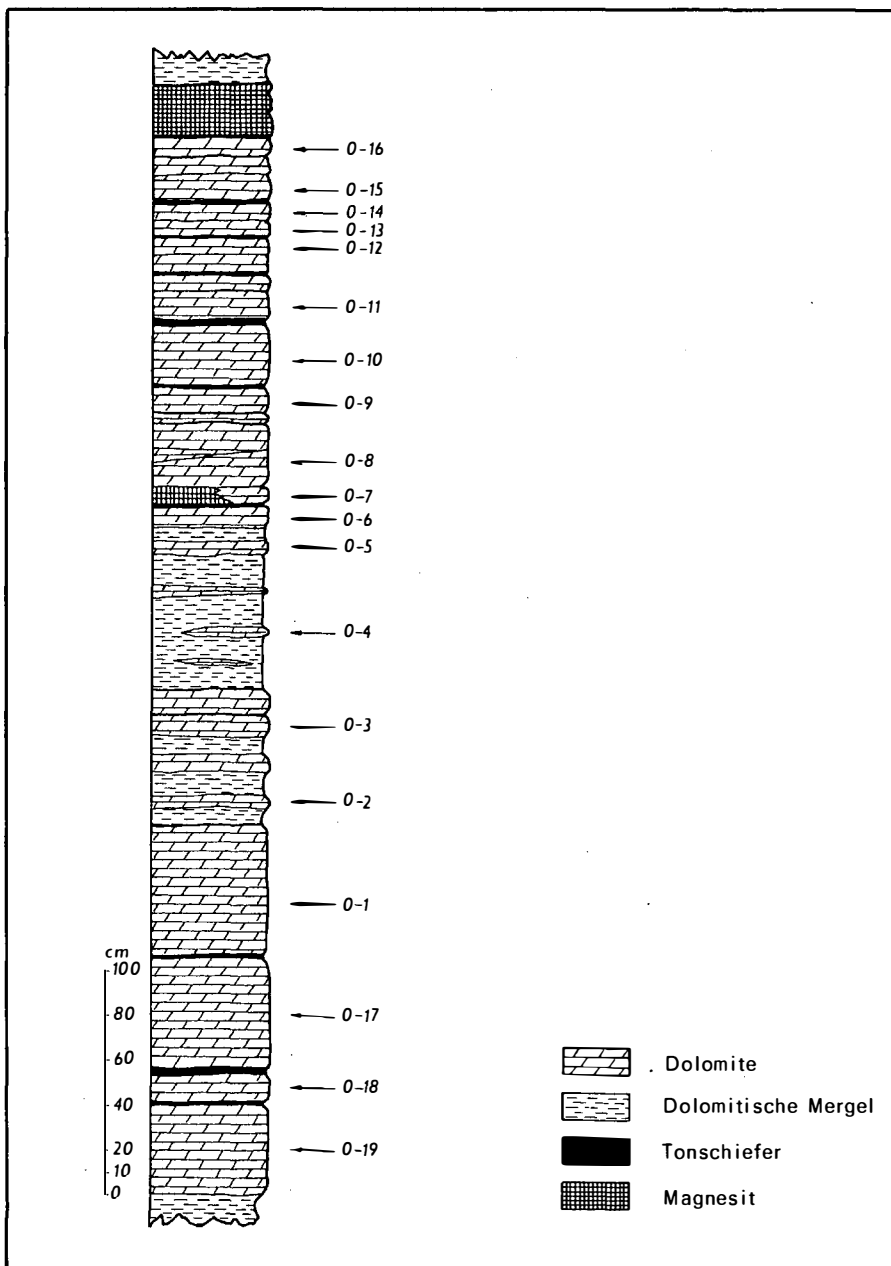


Abb. 5 :

sites aff. *similaris* MOREY 1936 (im Sinne von BECKER & BLESS 1974), *Kirkbya* ssp., verschiedene Hollinacea und Kloedenellacea nachgewiesen werden. Für die Alterseinstufung liefert die Ostracodenfauna wenig Anhaltspunkte; immerhin zeigt sie einen unterkarbonischen Aspekt (Unterkarbon im Sinne der sowjetischen Dreigliederung). Dagegen erlauben die Ostracoden Aussagen über die Ablagerungsbedingungen. Es handelt sich durchwegs um Flachwasserablagerungen mit Wassertiefen nicht unter 50 m, wahrscheinlich nicht einmal unter 30 m.

Conodonten

Conodonten wurden in den Proben O-2, O-4, O-12, O-13 und OK (Lesestein, nach der Conodontenfauna mit ähnlicher stratigraphischer Lage wie die Proben O-12 und O-13) gefunden. Folgende Arten wurden bestimmt:

Probe O-2

Hindeodella sp.

Neoprioniodus cf. *alatoideus* (COOPER 1931)

Ozarkodina ? sp.

Paragnathodus commutatus (BRANSON & MEHL 1957)

Paragnathodus nodosus (BISCHOFF 1957)

Diese Fauna repräsentiert die von verschiedenen Autoren ausgeschiedene und z.T. etwas unterschiedlich benannte "Gnathodus" nodosus-Zone, die eine stratigraphische Reichweite von V 3b₂-E 1, also oberstes Visé bis unteres Serpukhovian hat. Da die primitiven Vertreter von *Paragnathodus nodosus* nur einfache Knoten auf der Plattform aufweisen, die vorliegenden Formen aber höher entwickelt sind, kann man als untere stratigraphische Reichweite der Probe O-2 Visé 3c angeben. Die obere stratigraphische Reichweite von *P. commutatus* wird ziemlich übereinstimmend mit E 2b₂ bzw. unteres E2 (unteres Serpukhovian, unteres Namur A) angegeben (vgl. u.a. MEISCHNER 1970 und BOUCKAERT & HIGGINS 1970). Daraus ergibt sich eine Einstufung der Probe O-2 von V 3c-E 2b₂, d.h. in den Visé/Serpukhovian-Grenzbereich bzw. in der westeuropäischen Gliederung in den Visé/Namur-Grenzbereich oder in das mittlere Chesterian Nordamerikas (vgl. KOIKE 1967 u.a.). Eine identische Fauna (hier tritt noch zusätzlich "*Gnathodus*"[†]) *girtyi collisoni* auf) aus dem jugoslawischen Anteil der Karawanken wurde von SCHÖNLAUB (1971) in das cu III₂ (oberstes Visé) eingestuft.

[†]) Auf dem Conodontensymposium anlässlich des Karbonkongresses in Moskau 1975 wurde von ALEKSEEV dargelegt, daß *Gnathodus mosquensis*, die Typusart von *Gnathodus*, aus dem Kasimovian stammt, und daß am Locus typicus dieser Art nur *Streptognathodus* und untergeordnet *Idiognathodus*, der in der Multielement-Taxonomie wahrscheinlich mit *Streptognathodus* identisch ist, vorkommen. *Gnathodus mosquensis* ist möglicherweise das ältere Synonym von *Streptognathodus cancellosus*. *Gnathodus girtyi*, die einzige *Gnathodus*-Art der bisherigen Fassung, für die die Diagnose von *Gnathodus* PANDER 1856 auch zutreffen könnte, kommt im Kasimovian nicht mehr vor und wurde am Locus typicus von

Probe O-4

Neoprioniodus alatoideus (COOPER 1931)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF 1957) ?

Von *P. nodosus* liegt nur ein Bruchstück vor, das keine exakte taxonomische Einstufung erlaubt. Für die altersmäßige Einstufung gilt das gleiche wie unter Probe O-2.

Probe O-12, O-13, OK

"Gnathodus" bilineatus bollandensis HIGGINS & BOUCKAERT 1968
LANE & STRAKA (1974) zählen *"Gnathodus" bilineatus bollandensis* zu ihrem Morphotyp , der dem Holotypus von *"Gnathodus" bilineatus* entspricht. Sie verwenden diesen Morphotyp allerdings in einem ganz anderen Umfang als HIGGINS & BOUCKAERT (1968) und zählen dazu auch Formen aus dem cu III α , die nach HIGGINS & BOUCKAERT zu *"Gnathodus" bilineatus bilineatus* zu stellen sind. In einem stratigraphisch so tiefen Niveau wurde *"G." bilineatus bollandensis* im Sinne von HIGGINS & BOUCKAERT (1968) oder im Sinne von MEISCHNER (1970) für seinen mit *"G." bilineatus bollandensis* identischen *"G." bilineatus schmidti* noch niemals gefunden. *"Gnathodus" bilineatus bollandensis* wird hier daher als selbständige Unterart in dem taxonomischen Umfang geführt, wie er bei HIGGINS & BOUCKAERT (1968) festgelegt wurde. Über die obere stratigraphische Reichweite dieser Unterart und von *"Gnathodus" bilineatus* überhaupt besteht volle Einmütigkeit. *"Gnathodus" bilineatus bollandensis* wurde nirgends oberhalb des unteren H 1 (untere Homoceras beyrichianum-Zone) gefunden. Nach einigen Autoren setzt er bereits geringfügig tiefer, an der Obergrenze des E 2 aus. Über das Einsetzen von *"Gnathodus" bilineatus bollandensis* liegen etwas widersprüchliche Auffassungen vor. Während HIGGINS & BOUCKAERT (1968) diese Form analog zu MEISCHNER (1970, hier als *"G." bilineatus schmidti* bezeichnet) erst im E 2b2 einsetzen lassen und auch nach NEMIROVSKAJA (1974) *"G." bilineatus bollandensis* erst oberhalb der Namurbasis des Donbass (D₁) einsetzt, kommt diese Unterart nach BOUCKAERT & HIGGINS (1970) bereits vom V 3c an vor und auch GROESSENS (in Druck) läßt *"G." bilineatus bollandensis* im V 3c supérieur einsetzen.

Fortsetzung der Fußnote von S. 15:

Gnathodus mosquensis ebenso wenig nachgewiesen wie *Neognathodus*, für den die Diagnose von *Gnathodus* bei PANDER 1856 allenfalls auch noch zutreffen könnte. Aus diesem Grunde ist *Streptognathodus* (? + *Idiognathodus*) ein jüngeres Synonym von *Gnathodus*. In Anbetracht der Pionierarbeit PANDERS sollte *Gnathodus* in dem Umfang verwertet werden, wie es PANDER (1856) vorschlug. Da der Holotypus von *Gnathodus mosquensis* verloren gegangen ist, empfiehlt es sich, dem Vorschlag von Prof. VJALOV auf dem Conodontensymposium zu folgen, einen Neotypus am *Locus typicus* auszuwählen. Dies würde bedeuten, daß die Gattung *Streptognathodus* (? + *Idiognathodus*) in *Gnathodus* umbenannt werden müßte. Für *Gnathodus* im heute verwendeten Sinne müßten dann neue Gattungsbezeichnungen eingeführt werden, ein Weg, der bei dieser polyphyletischen Gruppe ohnehin schon beschritten wurde (vgl. u.a. MEISCHNER 1970).

Trotzdem kann man Faunen, in denen "*G. bilineatus bollandensis*" eindeutig überwiegt bzw. häufig ist, ohne weiteres Leitcharakter für das Serpukhovian (Namur A, ausgenommen das oberste Namur A) zusprechen. Dabei kann man wohl noch das tiefere Serpukhovian bzw. das tiefere Namur A (E 1 = Eumorphoceras pseudobilingue-Zone) abtrennen, wo *Paragnathodus commutatus* und *P. nodosus* zusammen häufiger als "*G. bilineatus bollandensis*" sind. Wir stufen daher die Proben O-12, O-13 und OK in das E2 (Eumorphoceras bisulcatum-Zone) bis untere H 1 (untere Homoceras beyrichianum-Zone) und damit in das mittlere bis obere Serpukhovian (= mittleres bis oberes Namur A) ein.

Nach Conodonten ergibt sich damit eine Gesamtreichweite der Karbonatfolge im oberen Teil der "unteren Schichtenfolge" von Ochtiná von Visé 3c bis oberes Serpukhovian (untere Homoceras beyrichianum-Zone, oberes Namur A). Nach der sowjetischen Dreigliederung des Karbon entspricht die Karbonatfolge damit dem oberen Unterkarbon, nach der amerikanischen Gliederung dem mittleren und oberen Chesterian (oberstes Mississippian). Betrachtet man alle Faunenelemente zusammen, so ergibt sich folgende Alterseinstufung für die Karbonatfolge von Ochtiná: Die Basis liegt im Visé 3c oder an der Serpukhovian (Namur A)-Basis. Die Obergrenze der Karbonatfolge liegt an der Obergrenze des Serpukhovians (= Obergrenze des Mississippians = höheres Namur A).

Für die Schiefer unterhalb der Karbonatfolge ergibt sich dann zwangsläufig ein Visé-Alter bzw. diese Schiefer können nicht höher als das obere Visé, vermutlich nicht höher als das V 3b hinaufreichen. Für dieses Alter sprechen auch die Korallen-Assoziationen aus den Schiefen (vgl. MIŠÍK 1953) und auch die Trilobiten *Phillipsia margaritifera* und *Paladin eichwaldi* haben ihre Hauptverbreitung im Visé, wengleich auch *Paladin eichwaldi* vereinzelt bis zum Westfal A reicht und *Phillipsia margaritifera* noch im Namur A vorkommt.

Diese Einstufung weicht beträchtlich von der bisherigen Altersdatierung der "unteren Schichtenfolge" des Karbons von Ochtiná ab, deren tiefste Einstufung bisher Namur B/C war. Daraus ergeben sich erhebliche tektonische Konsequenzen, die im folgenden Abschnitt kurz gestreift werden sollen.

5. Bemerkungen zum Magnesitvorkommen Ochtiná

Die auffallende Ähnlichkeit des Magnesitvorkommens von Ochtiná mit dem der Veitsch (Nördliche Grauwackenzone, Veitscher Decke macht es reizvoll, diese beiden Vorkommen zu vergleichen.

Zunächst wollen wir die Gemeinsamkeiten der beiden Magnesitlagerstätten herausstellen, die im folgenden zusammengestellt sind:

- 1) Gebundenheit an Flachwasserkalke
- 2) Besonderer Echinodermatenreichtum
- 3) Stark authigene Quarzföhrung
- 4) Spätdiagenetische Dolomitisierung
- 5) Auffallende Stylolithenbildung (Drucksuturen)

Die Unterschiede dagegen liegen im Alter der Karbonatgesteine, im Aufbau und in der Zusammensetzung der karbonischen Gesteinsserien sowie im Grad der Metamorphose.

Verfolgen wir nun die Karbonatgesteine von Ochtiná vom Beginn ihrer Ablagerung bis zur Magnesitwerdung, dann können wir kurz folgende Stationen festhalten. Ursprünglich wurden sie als Flachwasserkalke (siehe Kapitel Mikrofazies und Bemerkungen zur Mikrofauna), die sehr reich an Echinodermaten sind, abgelagert, wodurch sie schon primär durch einen hohen Magnesiumgehalt ausgezeichnet sind (MgCO₃-Gehalt der Echinodermaten kann bis zu 22% betragen). Im Zuge der Diagenese wurden die Echinodermenkalke einer Drucklösung ausgesetzt, die infolge der Matrixreduzierung zu einer weiteren Magnesiumkonzentrierung (MOSTLER 1973) führte (Anreicherung der schwer löslichen, Mg-führenden Biogene).

Die spätdiagenetische Dolomitisierung, z.T. quergreifend, führte zu Dolomitbildung, dessen CaMg(CO₃)₂-Gehalt in den meisten Fällen über 40% liegt. Mit der letzten Feststellung treten allerdings bereits die ersten Probleme auf, zumal der Dolomit auch das Produkt einer Metasomatose, entstanden in engem Konnex mit der Metamorphose, sein kann. Gehen wir vom ersteren Fall aus, nämlich daß der meiste Dolomit ein Produkt der Diagenese ist, und dieser, wie bereits erwähnt, über 40% Calcium-Magnesium-Karbonat eingebaut hat, so kommt man im ungünstigsten Fall nach JOHANNES (1970: Abb. 9) auf ein Mol-Verhältnis von 0,7, was bedeuten würde, daß eine Metamorphose mit einer Temperatur um 300°C bereits ausreichen würde, um eine Magnesitbildung hervorzurufen. Diese Temperatur dürfte bei der Metamorphose, die auch die Triasgesteine inklusive Nor erfaßt hat (MELLO & MOCK, in Druck), erreicht worden sein. Diese Art der Magnesitbildung setzt voraus, daß stark verdünnte chloridische Lösungen beim Bildungsprozeß gegenwärtig waren. Die Anwesenheit solcher verdünnter Cl₂-Lösungen ist durchaus denkbar, zumal im unlöslichen Rückstand der Dolomite und Magnesite bis 4,6% Tonminerale anfallen (Filterung der Salzlösungen in Tonmembranen, die im Zuge der Metamorphose bei Umbau der Tonminerale freigegeben werden); dafür würden auch die vielen authigenen Quarze (Salinarquarze nach GRIMM 1962) sprechen.

Ob nun die Mg-Metasomatose so abgelaufen ist, wie wir sie hier in Erwägung gezogen haben, muß offen bleiben, zumal im Gegensatz zum "Veitscher Karbon" das von Ochtiná in den basalen Anteilen basische Eruptiva führt, die als potentielle Mg-Spender auch in Betracht zu ziehen wären.

6. Tektonische Auswertung

Das Alter der Dolomite der Magnesitlagerstätte von Ochtiná schließt sudetische orogenetische Bewegungen, denen man bisher in den Gemeriden eine große Bedeutung zugebilligt hat, aus. Da die tektonische Beanspruchung des Karbons von Ochtiná einschließlich der epimetamorphen Überprägung das gleiche Ausmaß zeigt wie in den nahegelegenen Triasablagerungen, muß die tektonische Beanspruchung des Karbons von Ochtiná alpidisch (jünger als norisch, da noch norische Ablagerungen von gleichem Metamorphosegrad bekannt sind, die bisher ins Karbon eingestuft wurden, vgl. MELLO & MOCK, in Druck) gewesen sein. Das schließt auch eine asturische Faltung aus bzw. die asturischen Bewegungen können nicht sehr bedeutend gewesen sein. Die vielfach grobklastischen

Ablagerungen im Hangenden der Karbonatfolge von Ochtiná mit Konglomeratlagen sprechen lediglich für germanotype oder epirogenetische Bewegungen während des Mittelkarbons (analog den "erzgebirgischen" Bewegungen im Saxothuringikum).

Die unterhalb des Karbons von Ochtiná liegenden Schichten der Rakovec-Serie zeigen einen etwas höheren Metamorphosegrad und starke Verfaltung. Sie werden vom Ochtiná-Karbon transgressiv überlagert. Paläontologische Einstufungen dieser Schichten stehen bisher aus, doch läßt sich nach lithofaziellen Kriterien neben älteren Ablagerungen ein silurischer und ein devonischer Anteil mit einiger Sicherheit ausscheiden. Dies würde für beträchtliche frühvaristische (bretonische) Bewegungen sprechen.

Die regionalgeologische Stellung des Karbons von Ochtiná und des Gemeriden-Paläozoikums im allgemeinen

Bei der Bewertung der regionalgeologischen Stellung des Gemeriden-Paläozoikums kann man nicht nur von der Ausbildung im Unterkarbon oder vielleicht gar von den metasomatischen Magnesiten im Unterkarbon (das Unterkarbon wird hier im Sinne der sowjetischen Dreigliederung des Karbons, also einschließlich des Namur A, der Serpukhovian-Stufe, gebraucht) ausgehen. Dies könnte zu beträchtlichen Fehlschlüssen führen. Zum Beispiel könnte man eine Gleichsetzung mit der Veitscher Decke der Nördlichen Grauwackenzone erwägen, wo ebenfalls metasomatische Magnesite auftreten, deren Ausgangsgesteine Kalke des höheren Visé sind. Selbst den fehlenden Vulkanismus in der Veitscher Decke könnte man damit erklären, daß dort tiefere Schichtglieder des Unterkarbons fehlen und auch in den Gemeriden der Vulkanismus vor allem an den Bereich unterhalb der fossilführenden Obervisé-Schiefer gebunden ist. Ein grundlegender Unterschied zur Veitscher Decke besteht jedoch darin, daß die Karbonate der "unteren Schichtenfolge" des Karbons von Ochtiná, an welche die Magnesite gebunden sind, zum größten Teil oder sogar vollständig in das Serpukhovian (Namur A) einzu-stufen sind. Dagegen sind aus der gesamten Nördlichen Grauwackenzone einschließlich der Veitscher Decke keine Kalke bekannt, die jünger als Visé sind. Weit bedeutsamer aber ist die Tatsache, daß in den Gemeriden auch noch marine karbonische Kalksteine wesentlich jüngeren Alters bekannt sind. So konnte mit Conodonten die Einstufung des Karbons von Dobšíná in das Westfal A (höheres Morrowian in der amerikanischen, Bashkirian in der sowjetischen Karbongliederung) bestätigt werden (vgl. KOZUR & MOCK, in Druck). Hier ist also eine weitgehende Identität mit dem Paläozoikum des Bükk-Gebirges zu erkennen, wo ebenfalls marines Mittel- und Oberkarbon mit fossilführenden Kalken vorkommt, das dann von teilweise marinem Perm und "südalpiner" Trias mit starkem mitteltriassischem Vulkanismus überlagert wird, eine ganz analoge Ausbildung wie in den Gemeriden, wobei hier allerdings marines Perm noch nicht fossilmäßig belegt, aber wohl doch vorhanden ist. Ganz im Gegensatz zum Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone sind aus den Südalpen marine paläozoische Schichten mit Kalken bekannt, die sicher jünger als das Visé sind und auch Karbonatgesteine, die eine ähnlich hohe Lage im Unterkarbon aufweisen wie in Ochtiná, kommen dort vor. So erwähnt SCHÖNLAUB (1971) aus den Karawanken unterkarbonische Kalke, u.a. mit *Paragnathodus nodosus*

und *P. commutatus*, die er ins cu III₁ einstuft, die aber ebenso gut auch zum E 1 (unteres Serpukhovian, unteres Namur A) gehören könnten und auf jeden Fall gleichaltrig mit dem unteren Teil der Karbonatgesteinsfolge von Ochtiná sind. In den Karnischen Alpen wurden Kalke im basalen Teil des Hochwipfelkarbons angetroffen, die in das oberste Visé eingestuft wurden, aber wohl doch geringfügig älter als der untere Teil der Karbonatfolge von Ochtiná sind (in der Tabelle bei FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972 wurden die klastischen Schichten mit diesen Kalkeinlagerungen vom Hochwipfelkarbon abgetrennt). Auch im Grazer Bergland kommen marine Kalke in einer vergleichsweise hohen stratigraphischen Position im Unterkarbon vor. So reicht der "Gnathodus-Kalk" nach FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1972) bis zum obersten Visé und der darüber liegende Cladochonus-Kalk und Schiefer wird in das Namur eingestuft. Von diesem Zeitpunkt an kann man im höheren Paläozoikum immer wieder die Beobachtung machen, daß die marine Ausbildung auf die Südalpen beschränkt ist. Das Gemeriden-Paläozoikum mit seinem marinen Mittelkarbon kann man daher nicht mit der Nördlichen Grauwackenzone vergleichen, sondern allenfalls mit einigen Ausbildungen in den Südalpen. Weit größer sind allerdings die Übereinstimmungen mit dem Paläozoikum der Dinariiden, wo in Westserbien namurische Goniatitenkalke auftreten und auch Fusuliniden/Brachiopodenkalke des Bashkirians, also von gleicher stratigraphischer Lage wie in Dobšiná, vorkommen.

Regionalgeologische Literatur

- ABONYI, A. & M. ABONYIOVÁ (1962): Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská. - Geol.práce, Spr.24, S.71-95, Bratislava.
- ABONYI, A. (1970): Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemeríd z oblasti Jelšavy a Dobšinej. - Min.Slov., 2 (7), S.217-230, Sp.Nová Ves.
- ABONYI, A. (1971): Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd západne od štítneho. - Geol.práce, Spr.57,S.339-348, Bratislava.
- AHLBURG, J. (1913): Über die Natur und das Alter der Erzlagerrstätten des Oberungarischen Erzgebietes. - Mitt.aus dem Jahrb. d.Kgl.Ung.Geol.Reichsanst., 20 (7), Wien.
- ANDRUSOV, D. (1958): Geológia Československých Karpát. I. - 304 S., Bratislava.
- ANDRUSOV, D. (1960): Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. - Geol.Rundsch., 50, S.404-415, Stuttgart.
- ANDRUSOV, D. (1968): Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. - 188 S., Bratislava.
- BOUČEK, B. & A. PŘIBYL (1953): Stratigrafický a paleontologický výzkum slovenského karbónu v okolí Dobšine. - Geol.Zborn. Geol.Carp., 4 (3-4), S.875-877, Bratislava.
- BOUČEK, B. & A. PŘIBYL (1958): Předběžná zpráva o paleontologickém výzkumu mořského karbónu ve Spišsko-gemerském rudohoří. - Geol.práce, Zpr. 14, S.118-123, Bratislava.
- BOUČEK, B. & A. PŘIBYL (1960): Revise trilobitu slovenského vrch. karbónu. - Geol.práce, Zpr.20, S.5-59, Bratislava.
- FLÜGEL, H.W. (1975): Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. - Geol.Rdsch., 64 (1), S.1-62, Stuttgart (mit ausführlichem Literaturverzeichnis).
- FUSÁN, O.; MÁSKA, M. & V. ZOUBEK (1955): Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. - Geol.práce, Spr. 2, S.3-15, Bratislava.
- FUSÁN, O. (1957): Paleozoikum gemeríd. - Geol.práce, Zošit 46, S.17-37, Bratislava.
- FUSÁN, O. (1959): Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. - Geol.práce, Zošit 55, S.171-180, Bratislava.
- GRECULA, P. (1970a): Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. - Min.slovaca, 2 (7), S.181-190, Sp.Nová Ves.
- GRECULA, P. (1970b): K stratigrafii staršieho paleozoika SGR. - Min.slovaca, 2, (7), S.191-216, Sp.Nová Ves.
- GRECULA, P. (1971): K problematike kaledónskeho vrásnenia v Spišsko-gemerskom rudohoří. - Geol.práce, Spr.57, S.331-338, Bratislava.
- GRECULA, P. (1973): Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. - Min.slovaca, 5 (3), S.221-245, Sp.Nová Ves.
- HERITSCH, F. (1934): Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslowakischen Karpathen. - Věst.Stát.geol.ústavu, 10, S.138-154, Praha.
- KOZUR, H. & H. MOCK (1973): Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. - Geol.Zborn.Geol.Carp., 24 (2), S.365-374, Bratislava.

- MAHEL, M. (1975): Position of the Gemeric. - Mineralia Slovaca, 7, 3, S.33-52, Spišská Nová Ves.
- MAHEL, M. & T. BUDAY et al. (1968): Regional geology of Czechoslovakia. II. The West Carpathians. - 723 S., Praha.
- MÁSKA, M. (1959): Zprava o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí. - Zpr.geol.výzk.v.r.1957, S.136-146, Praha.
- MATEJKA, A. & D. ANDRUSOV (1931): Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. - Knih.St.geol.úst., 13A, S.19-163, Praha.
- MISÍK, M. (1953): Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. - Geol.Zborn.Geol.Carp., 4 (3-4), S.557-587, Bratislava.
- NĚMEJC, F. (1946): Příspěvek k poznání rostlinných nalézů a stratigrafických poměru v permokarbonu na Slovensku. - Rozpr. 2.tř.Čes.akad.věd.um. 56 (15), S.1-37, Praha.
- PRANTL, F. (1934): O mechovkách dobšinského karbonu. - Rozpr. 2.tř.Čes.akad.věd.um., 44 (31), S.1-21, Praha.
- RAKUSZ, G. (1932): Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyő. - Geol.Hung. (ser.paleont.) 8, S.1-223, Budapest.
- ROZLOŽNÍK, L. (1963): Bázické vulkanity v karbone dobšinského vývinu. - Geol.práce, Zpr.27, S.35-48, Bratislava.
- SNOPKOVA, P. (1964): Zpráva o palynologickom výskume staropaleozoických vzoriek Spišsko-gemerského rudohoria. - Zpr.geol.výsk.v.r. 1963 (2), S.63-64, Bratislava.
- ULRICH, F. & B. BOUČEK (1931): Výskyty zkamenelin v magnetitové zone Slovenského Rudohorí. - Věst.St.geol.ústavu, 7, S.203-222, Praha.

Paläontologische Literatur

- ALEXANDROWICZ, Z. (1971): Carboniferous Holothuroidea sclerites in the Upper Silesia coal basin (southern Poland). - Roczn. polsk.tow.geol., 41 (2), S.281-291, 2 Abb., Krakow.
- AUSTIN, R.L. (1974): The biostratigraphic distribution of conodonts in Great Britain and the Republic of Ireland. - Intern. symp.Belgian micropaleont.limits, publ. 3, S.1-17, 3 Abb., 1 Taf., Brüssel.
- AUSTIN, R.L. & R.J. ALDRIDGE (1973): Conodonts from horizons with *Goniatites crenistria* PHILLIPS in North Wales and the Isle of Man. - Geol.Mag. 110 (1), S.37-42, 1 Abb., 2 Taf.
- AUSTIN, R.L. & S. HUSRY (1974): Dinantian conodont faunas of County Clare, Limerick and Leitrim. - Intern.symp.Belgian micropaleont.limits, publ.3, S.18-69, 21 Abb., 15 Taf., Brüssel.
- BAILEY, W.E. (1935): Micropaleontology and stratigraphy of the Lower Pennsylvanian of central Missouri. - J.Paleont., 9 (6), S.483-502, 3 Abb., 1 Taf.
- BARSKOV, I.S.; ALEKSEEV, A.S. & N.V. GOREVA (1970): O konodontach steševskich sloev nižego karbona rajona Serpuchova. - Dokl. Akad.nauk.SSSR, 201 (6), S.1421-1425, 1 Tab., Moskva.
- BECKER, G. & M.J.M. BLESS (1974): Ostracode stratigraphy of the Ardenno-Rhenisch Devonian and Dinantian. - Intern.symp. Belgian micropaleont.limits, Namur 1974 publ.1, 52 S., 21 Abb., 50 Taf., Brüssel.

- BLASZYK, J. & D. NATUSIEWICZ (1973): Carboniferous ostracods from the borings in north-western Poland. - *Acta Paleont. Polonica*, 18 (1), S.117-151, 2 Abb., 8 Taf., Warszawa.
- BLUMENSTENGEL, H. (1975): Zur biostratigraphischen und faziellen Bedeutung der Ostracoden des Dinant von Rügen und Hiddensee. - *Z.geol.Wiss.* 3 (7), S.951-969, 1 Tab., 2 Taf., Berlin.
- BOUCKAERT, J. & A.C. HIGGINS (1970): The position of the Mississippian-Pennsylvanian boundary in the Namurian of Belgium. In: *Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère*. - Congr. Coll.Univ.Liège, 55, S.197-204, Liège.
- BUŠMINA, L.S. (1968): Rannekamennougolnye ostracody kuzneckogo bassejna. - *AN SSSR, sibirskoe otd., inst.geol.geof.*, S.3-128, 1 Tab., 25 Taf., Moskva.
- BUŠMINA, L.S. (1970): Kamennougolnye ostracody nižovev r.Lenj. - *AN SSSR, sib.otd., trudy inst.geol.geof.*, 125, S.3-80, 15 Taf., Moskva.
- BUŠMINA, L.S. (1975): Rannekamennougolnye ostracody Kolymenskogo massiva. - *Trudy inst.geol.geofiz.* 219, S.5-104, 3 Abb., 15 Taf., Moskva.
- COLLISON, Ch.; REXROAD, C.B. & T.L. THOMPSON (1971): Conodont zonation of the North American Mississippian. - *Geol.soc. America, Mem.* 127, S.353-394, 8 Abb., 1 Tab.
- COOPER, Ch.L. (1946): Pennsylvanian ostracodes of Illinois. - *Illinois State geol.surv., bull.* 70, 177 S., 36 Abb., 21 Taf., Urbana.
- CRONEIS, C. & A.S. GALE (1939): New ostracoda from the Golconda formation. - *J.sci.Lab.Denison Univ.* 33 (5), S.251-295.
- DELO, D.M. (1930): Some Upper Carboniferous Ostracoda from the Shale Basin of western Texas. - *J.Paleont.*, 4 (2), S.152-178, 2 Taf.
- DRUCE, E.C. (1974): Australian Devonian and Carboniferous conodont faunas. - *Intern.symp. Belgian micropaleont. limits, Namur 1974, publ.* 5, S.1-18, 2 Abb., Brüssel.
- DUNN, D.L. (1970): Middle Carboniferous conodonts from western United States and phylogeny of the platform group. - *J.Paleont.* 44 (2), S.312-342, 11 Abb., 4 Taf.
- ECHOLS, D.J. & W.B. CREATH (1959): Survey of Mississippian, Pennsylvanian and Permian Ostracoda record in the United States. - *Micropaleontology*, 5 (4), S.389-414, 1 Abb., 1 Tab., New York.
- ELLISON, S.P. (1972): Conodont taxonomy in the Pennsylvanian. - *Geologica et Palaeontologica*, SB 1, S.127-146, 3 Abb., 1 Tab., Marburg.
- ETHERIDGE, R. (1881): On the presence of the scattered skeletal remains of Holothuroidea in the Carboniferous limestone series of Scotland. - *Royal phys.soc.Edinburgh*, 6, S.183-198, 2 Taf., Edinburgh.
- FRIZZELL, D.L. & E. EXLINE (1956): Monograph of fossil holothurian sclerites. - *Bull.Univ.Missouri, School of Mines and Metallurgy, Techn.Ser.*, 89, S.1-204, 21 Abb., 1 Tab., 11 Taf., Rolla, Missouri 1955.
- FRIZZELL, D.L.; EXLINE, H. & D.L. PAWSON (1966): Holothurians. In: *Treatise on invertebrate paleontology part. U, Echinodermata* 3, U 641-U672, Abb., S.519-534, Kansas.

- GEDIK, I. (1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. - Abh.geol.B.A., 31, 43 S., 7 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wien.
- GEIS, H.L. (1932): Some ostracodes from the Salem Limestone, Mississippian of Indiana. - J.Paleont., 6 (2), S.149-188, 5 Taf.
- GORAK, S.B. (1971): Ostracoda. In: Atlas fauny turnejskich otloženij doneckogo bassejna. - S.100-115, 6 Taf., Kiev.
- GROESSENS, E. (1974): Hypothesis concernant l'évolution de conodontes utiles à la biostratigraphie du Dinantien. - Intern.symp.Belgian micropaleont.limits, Namur 1974, publ. 16, S.1-16, 6 Taf., Brüssel.
- GROESSENS, E. (in Druck): Preliminary range chart of conodont biozonation in the Belgian Dinantian. - Intern.symp.Belgian micropaleont.limits, Namur 1974, publ.17.
- GROMCZAKIEWICZ-ŁOMNICKA, A. (1974): Upper Visean conodont fauna from the Carboniferous limestone north of Krzeszowice (environs of Cracow, Poland). -Ann.soc.géol.Pologne, 44 (4), S.475-483, 3 Taf., Krakow.
- GRÜNDEL, J. (1975): Neue Ostracoden der Healdiaacea und Quasillitacea aus dem Dinant der Insel Rügen. - Z.geol.Wiss., 3 (7), S.971-983, 2 Abb., 2 Taf., Berlin.
- GUREVIČ, K.J. (1959): Materialy k izučeniju kamennougolnych ostrakod Lvovskoj muldy. In: Voprosy strat., litol.,paleont. neftegaz.rajon.Ukrainy.Trudy Ukr.neft.n.-i.geologorazv.in-ta, vyp.1, S.147-173.
- GUTSCHICK, R.C. (1959): Lower Mississippian sclerites from the Rockford Limestone of northern Indiana. - J.Paleont., 33, S.130-137, 6 Abb., 2 Taf., Menasha.
- GUTSCHICK, R.C. & W.F. CANIS (1971): The Holothurian sclerite genera *Cucumarites*, *Eocaudina* and *Thuroholia* - a re-study of *Eocaudina* and *Protocaudina* from the Devonian of Iowa. - J. Paleont., 45 (2), S.327-337, 4 Abb., 2 Taf.
- GUTSCHICK, R.C.; CANIS, W.F. & K.G. BRILL (1967): Kinderhook (Mississippian) holothurian sclerites from Montana and Missouri. - J.Paleont., 41 (6), S.1461-1480, 7 Abb., 3 Taf., Menasha.
- HANNA, G.D. (1930): Remains of Holothuroidea from the Carboniferous of Kansas. - J.Paleont., 4 (4), S.413-414, 7 Abb., 1 Taf.
- HARLTON, B.H. (1927): Some Pennsylvanian Ostracoda of the Glenn and Hoxbar Formations of southern Oklahoma and the upper part of the Cisco Formation of northern Texas. - J.Paleont., 1 (3), S.203-212, 2 Taf.
- HARLTON, B.H. (1929): Pennsylvanian Ostracoda from Menard County, Texas. - Univ.Texas bull., 2901, S.139-161, 2 Abb., 4 Taf., Austin.
- HIGGINS, A.C. (1974): Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. - Intern.symp.Belgian micropaleont.limits, Namur 1974, publ. 4, 17 S., 7 Abb., Brüssel.
- HIGGINS, A.C. & J. BOUCKAERT (1968): Conodont stratigraphy and paleontology of the Namurian of Belgium. - Mém.Expl.Cartes Géol.Nin.Belgiques, 10, 64 S.,5 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Bruxelles.
- IGO, H. (1973): Lower Carboniferous conodonts from the Akiyoshi

- limestone group, southwest Japan. - Trans.proc.paleont.soc. Japan, n.s., 92, S.185-199, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.
- IGO, H. & T. KOIKE (1964): Carboniferous conodonts from the Omi Limestone, Niigata prefecture, central Japan (studies of Asian conodonts, part I). - Trans.Proc.Paleont.Soc.Japan., N.S. 53, S.179-193, 1 Abb., 2 Taf.
- IGO, H. & T. KOIKE (1968): Contributions to the geology and paleontology of southeast Asia, IV. Carboniferous conodonts from Kuantan, Malaya. - Geol.paleont.southeast Asia, 5, S.26-30, 1 Abb., 1 Taf.
- JENKINS, T.B.H. (1974): Lower Carboniferous conodont biostratigraphy of New South Wales. - Paleontology, 17 (4), S.909-924, 3 Abb., 1 Taf., London.
- KOČETOVA, N.M. (1975): Razvitie ostrakod na rubeže rannego i srednego karbona. - In: Stratigrafija i biogeografija morej s suši kamennougolnogo perioda na territorii SSSR, S.90-103, 3 Tab., Kiev.
- KNIGHT, J.B. (1928a): Some Pennsylvanian ostracodes from the Henrietta Formation of Eastern Missouri Part I. - J.Paleont. 2 (3), S.229-267, 5 Taf.
- KNÜPFER, J. (1968): Einige neue Ostracoden aus dem Unterkarbon und zur Stellung der Kloedenellacea ULRICH & BASSLER, 1908. - Ber.deutsch.Ges.geol.Wiss., A, Geol.Paläont., 13 (2), S.215-223, 1 Abb., 1 Taf., Berlin.
- KOIKE, T. : A Carboniferous succession of conodont faunas from the Atetsu Limestone in southwest Japan. (Studies of Asiatic conodonts, part VI). - Sci.rep.Tokyo Kyoiku Daigaku, C, 93, S.270-318, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Bunkyo, Tokyo.
- LANE, H.R.; MERRILL, K.G. u.a. (1971): North American Pennsylvanian conodont biostratigraphy. In: SWEET, W.C. & S.M. BERGSTRÖM: Symposium on conodont biostratigraphy. - Geol.soc. America, mem. 127, S.395-414, 4 Abb.
- LANGENHEIM, R.L. & R.C. EPIS (1957): Holothurian sclerites from the Mississippian Escabrosa Limestone, Arizona. - Micropaleontology, 3 (2), S.165-170, 1 Abb., 3 Tab., 1 Taf., New York.
- MARKS, P. & H. WENSINK (1970): Conodonts and the age of the "Griotte" Limestone Formation in the upper Aragon valley (Huesca, Spain).I. - Proc.Koninkl.Nederl-Akad.Wetensch., ser. B, 73 (3), S.238-275, 7 Abb., 4 Tab., 4 Taf., Amsterdam.
- MARPLE, M.F. (1952): Ostracodes from the Pottsville series in Ohio. - J.Paleont. 26 (6), S.924-940, 4 Abb., 3 Taf.
- MARTIN, W.R. (1952): Holothuroidea from the Iowa Devonian. - J.Paleont., 26, S.728-729, 2 Abb., Menasha.
- MATYA, B.A.; MATYA, H. & M. SZULCZEWSKI (1973): The genus *Eocaudina* MARTIN (Holothuroidea) from the Devonian of Poland. - Acta Geol.Polonica, 23 (1), S.136-147, 2 Abb., 2 Taf., Warszawa.
- MEISCHNER, D. (1967): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. - Compt.Rend. 6e Congrès strat.géol.Carbonif., 3, S.1169-1180, 3 Abb., Sheffield.
- MERRILL, G.K. & Ch.W. KING (1971): Platform conodonts from the lowest Pennsylvanian rocks of northwestern Illinois. - J. Paleont., 45 (4), S.645-664, 2 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Tulsa.
- MOREY, Ph.S. (1936): Ostracoda from the Choteau Formation of Missouri. - J.Paleont., 10 (2), S.114-122, 1 Taf.

- MORRIS, P.G. (1970): Holothurian spicules from the Lower Carboniferous near Waterhouse, North Staffordshire. - *Mercian Geol.*, 3 (4), S.353-359, 1 Abb.
- MOSTLER, H. (1971): Mikrofaunen aus dem Unterkarbon vom Hindukusch. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 1, 12, S.1-19, 2 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. & A. RAHIMI-YAZD (1976): Neue Holothuriensklerite aus dem Oberperm von Julfa in Nordiran. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 5, 7, S.1-35, Innsbruck.
- NEMIROVSKAJA, T.I. (1974): Stratigrafičeskoe značenie platformennych konodohtov verchnich svit nižnego karbona Donbassa. - *Geol.Ž.*, 34 (5), S.128-132, 1 Tab.
- OMARA, S. & F. GRAMANN (1966): Ostracoden aus dem Oberkarbon des Wadi Araba in der östlichen ägyptischen Wüste. - *Verh.Geol.B.A.* 1966 (2), S.148-152, 2 Abb., 1 Taf., Wien.
- PAYNE, K.A. (1937): Pennsylvanian Ostracoda from Sullivan County, Indiana. - *J.Paleont.*, 11 (4), S.276-288, 2 Abb., 3 Taf.
- PLUMHOFF, F. (1970): Die Fauna des Karbons vom Djebel Abd-el-Aziz (Nordost-Syrien). 2. Ostracoda. - *N.Jb.Geol.Paläont.Abh.* 135 (2), S.190-212, 1 Abb., 4 Taf., Stuttgart.
- PÖLSLER, P. (1969): Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). - *Jb.Geol.B.A.*, 112, S.355-398, 6 Abb., 7 Tab., Wien.
- DE POSADA, L.S. & M.J.M. BLESS (1974): Preliminary note on the Lower Carboniferous ostracodes from Aprath (Federal Republic of Germany). - *Intern.symp.Belgian micropaleont.limits*, Namur 1974, publ. 2, 5 S., 2 Taf., Brüssel.
- POZNER, V.M. (1951): Ostrakody nižnego karbona zapadnogo kryla Podmoskovnoj kotloviny. - *Trudy vses.neft.n.-i.geologorazv.in-ta*, vyp.56, S.5-108.
- RHODES, F.H.T. & R.L. AUSTIN (1971): Carboniferous conodont faunas of Europe. In: SWEET, W.C. & S.M. BERGSTRÖM: *Symposium on conodont biostratigraphy*. - *Geol.soc.America, mem.*, 127, S.317-352, 5 Abb., 2 Taf., Boulder.
- RICE, W.D. & R.L. LANGENHEIM (1974): Conodonts of the Battleship Wash Formation, Late Mississippian, Arrow Canyon Range, Clark County, Nevada. - *WGA Earth sci.bull.*, Jg.1974, S.19-36, 2 Taf..
- RICE, W.D. & R.L. LANGENHEIM (1974): Conodont zonation of the Battleship Wash Formation, Late Mississippian, Arrow Canyon Range, Clark County, Nevada. - *WGA Earth sci.bull.*, Jg.1974, S.3-11, 4 Abb.
- SCHMIDT, H. & K.J. MÜLLER (1964): Weitere Funde von Conodonten-Gruppen aus dem oberen Karbon des Sauerlandes. - *Paläont.Z.*, 38, S.105-135, 11 Abb., Stuttgart.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon und Unterkarbon der Karawanken (jugoslawischer Anteil). - *N.Jb.Geol.*, Stuttgart.
- SCOTT, H.W. & H.D. BORGER (1941): Pennsylvanian ostracodes from Lawrence County, Illinois. - *J.Paleont.*, 15 (4), S.354-358, 2 Taf.
- SHAVER, R.S. & S.G. SMITH (1974): Some Pennsylvanian kirkbyacean ostracods of Indiana and Midcontinent series terminology. - *Indiana geol.surv., rep.of progr.*, 31, S.1-59, 5 Abb., 3 Taf., Bloomington.

- SOHN, I.G. (1960): Paleozoic species of *Bairdia* and related genera. - U.S.geol.Surv.prof.pap., 330A, S.1-105, 15 Abb., 6 Taf., Washington.
- SOHN, I.G. (1961): *Aechiminella*, *Amphissites*, *Kirkbyella* and related genera. - Geol.surv.prof.pap., 330-B, S.106-160, 16 Abb., 6 Taf., Washington.
- SOHN, I.G. (1969): Revision of some of Girty's invertebrate fossils from the Fayetteville Shale (Mississippian) of Arkansas- and Oklahoma-Ostracodes. - Geol.surv.prof.pap., 606-F, S.40-55, 1 Abb., 3 Taf., Washington.
- SOHN, I.G. (1971): New Late Mississippian ostracode genera and species from northern Alaska. - Geol.surv.prof.pap., 711-A, S.1-24, 3 Abb., 9 Taf., Washington.
- SOHN, I.G. (1972): Late Paleozoic ostracode species from the conterminous United States. - Geol.surv., prof.pap., 711, S.B1-B13, 12 Taf., Washington.
- SOHN, I.G. (1975): Mississippian Ostracoda of the Amsden Formation (Mississippian and Pennsylvanian) of Wyoming. - U.S. geolsurv., prof.pap., 848-G, S.1-22, 3 Taf., Washington.
- SUMMERSON, Ch.H. & L.J. CAMPBELL (1958): Holothurian sclerites from the Kendrick Shale of eastern Kentucky. - J.Paleont. 32 (5), S.961-969, 2 Taf.
- TOMPSON, Th.L. (1972): Conodont biostratigraphy of Chesterian strata in southwestern Missouri. - Rep.of Investigations, Missouri geol.surv., 50, S.1-48, 5 Abb., 1 Taf., Rolla.
- VAN AMERON, H.W.J.; BLESS, M.J.M. & C.F. WINKLER PRINS (1970): Some paleontological and stratigraphical aspects of the Upper Carboniferous Sama Formation (Asturias, Spain). - Med. rijks geol.Dienst, n.s., 21, S.10-78, 52 Abb., 16 Tab., 10 Taf., Maastricht.
- VAN DEN BOOGARD, M. (1963): Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from southern Portugal. - Geol. Mijnbouw, 42, S.248-259, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf.
- VOLVIN, V.I. & L.V. KUSNAR (1975): Pozdnevisejskie brachiopody i dvustvorcatye moljuski juznoj Fergany. - 111 S., 10 Taf., Leningrad.
- ZANINA, I.E. (1956): Ostrakody vizejskogo jarusa Podmoskovnogo bassejna. - Trudy VNIGRI, 98, S.185-310, 1 Tab., 8 Taf., Moskau.
- ZANINA, I.E. (1971): Ostrakody kizelovskogo opornogo razreza niznogo karbona. - In: Paleozojskie ostrakody iz opornych razrezov Evropejskoj casti SSSR. - S. 134-183, 2 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Moskva.

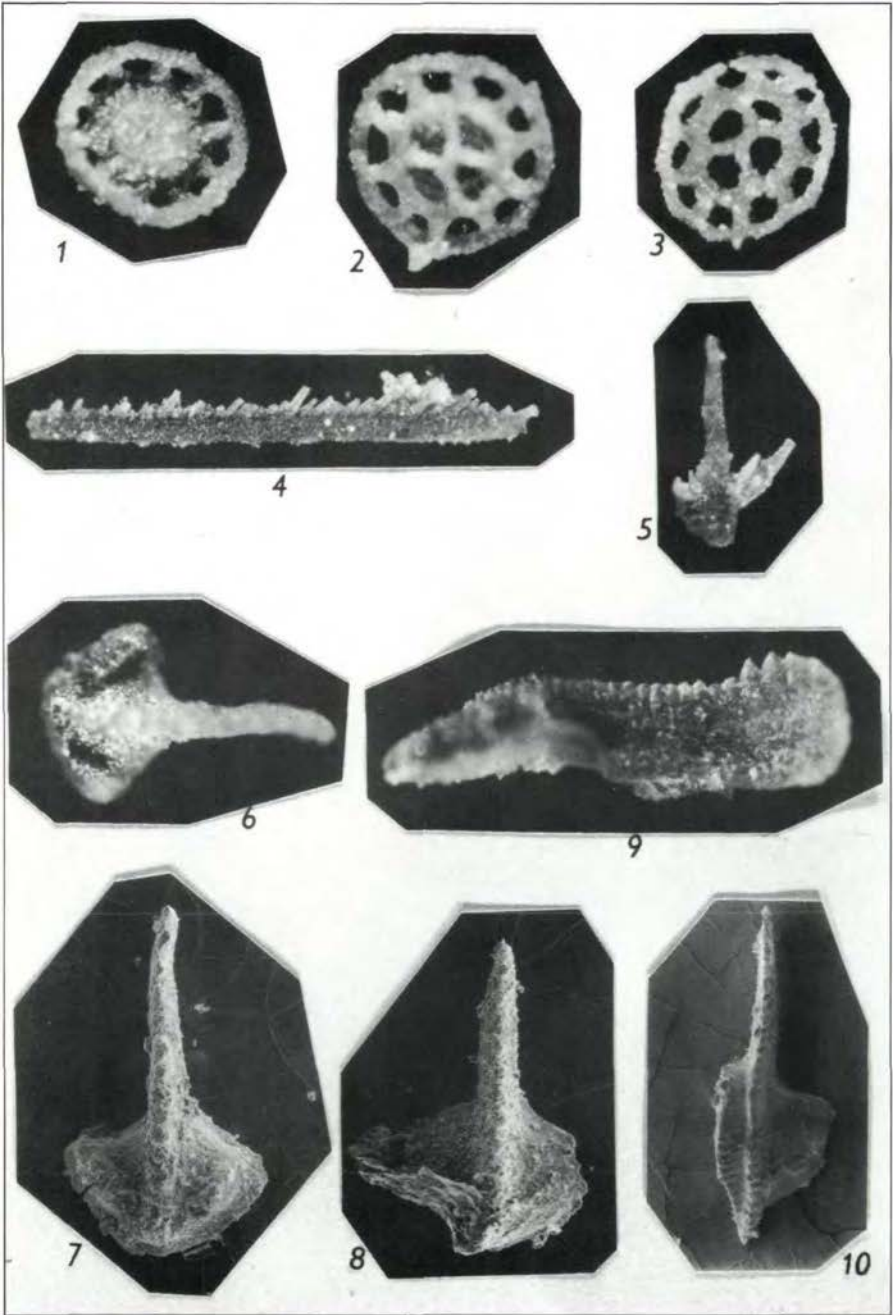
Sonstige Literatur

- GRIMM, W.D. (1962): Idiomorphe Quarze als Leitminerale für saline Fazies. - Erdöl und Kohle, 15. Jg., Hamburg.
- JOHANNES, W. (1970): Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. - N.Jb.Miner.Abh. 113, Stuttgart.
- MOSTLER, H. (1973): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). - Festschr. Heißel, Veröff.Univ.Innsbruck, Bd.86.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in geologic History. - Springer-Verlag, New York.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

- Fig. 1 *Microantyx permiana*. Oberseite, Probe O-2, Vergr. 90x.
Fig. 2 *Microantyx permiana*. Unterseite, Probe O-2, Vergr. 90x.
Fig. 3 *Protocaudina hexagonaria* MARTIN, Probe O-2, Vergr. 90x.
Fig. 4 *Hindeodella* sp., Probe O-2, Vergr. 75x.
Fig. 5 *Neoprioniodus* cf. *alatoideus* (COOPER), Probe O-2,
Vergr. 40x.
Fig. 6 *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF), Probe O-2, Vergr. 80x.
Fig. 7 *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF), Probe O-2, Vergr. 90x.
Fig. 8 *Paragnathodus commutatus* (BRANSON & MEHL), Probe O-2,
Vergr. 100x.
Fig. 9 "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* HIGGINS & BOUCKAERT
Probe O-12, Vergr. 75x.
Fig. 10 "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* HIGGINS & BOUCKAERT
Probe O-12, Vergr. 60x.



Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skythischen Grenzschiefern im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich)

von H. Mostler & R. Roßner⁺)

Zusammenfassung

Nicht nur der Hangendabschnitt der vorwiegend kalkig entwickelten Werfener Schichten in der Lammerschlucht ist oberskythischen Alters, sondern auch die basalen Gutensteiner Schichten sind aufgrund von Conodontenfunden in das Skyth zu stellen. Die zeitliche Einstufung wurde mit Ammoniten, Lamellibranchiaten, Foraminiferen, Crinoiden, Ophiuren und Conodonten vorgenommen.

Die Sedimente der oberen Werfener Schichten sind nach unseren mikrofaziellen Untersuchungen Ablagerungen des flachen Subtidals. Hinweise auf Gezeitensedimente konnten keine gefunden werden. Während sich in den Ostalpen zur oberskythischen Zeit von Westen nach Osten ein allmählicher Übergang vom Festlandbereich (Buntsandsteinfazies) über einen Gezeitenbereich (Servino) zu einem flachen Schelfmeer (obere Werfener Schichten bzw. Campiller Schichten) vollzog, ist in den Dinariden und Helleniden das Werfener Schelfmeer abrupt von Tiefwassersedimenten abgelöst. Subparallel verlaufende Grabensysteme, die zur skythischen Zeit angelegt wurden, wie z.B. der Siretgraben oder das Bükk-Apusener Grabensystem bzw. kleinere Gräben in Westserbien, sind Zeugen für die beginnende Zerlegung und Zerbrechung des über Mittel- und Osteuropa nach Kleinasien reichenden Schelfmeeres. Durch die Anlage der Gräben entstanden Wasserstraßen, die ein Eindringen hochmariner Faunen bis tief in den Schelfbereich möglich machten, ohne jedoch zu einem Austausch mit der Flachwasserfauna zu führen. Die Zerbrechung des Werfener Schelfbereiches in den Ostalpen setzt erst mit dem Anis (Pelson) ein.

Die tektonische Analyse der Annaberger Senke führte zu folgenden Feststellungen. Der Schuppenbau, als auch die Anlage der flachen Schieferung, die gut zur flachen Schuppenbildung paßt, ist vorgosauisch abgelaufen. Die SW-NE-Einengung der Lammermasse, möglicherweise durch den Nachschub des Tennengebirgsmassivs verursacht, ist als ein nachgosauisches Ereignis zu betrachten, aber

⁺) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck; Dr. Reinhold Roßner, Institut für Geologie und Mineralogie, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen

auf jeden Fall älter als die SE-vergente schwache Einengung. Die darauffolgende Bruchtektonik geht auf eine in verschiedene Richtungen ablaufende Zerrung zurück.

Abschließend wird die ortsgebundene Stellung der Lammermasse und ihrer angrenzenden Gebiete diskutiert.

Summary

Limestones are predominating in the "Lammerschlucht" Upper Werfen formation. The Upper Werfen formation and the lowest part of Gutenstein limestones date back to the Upper Skythian. This could be determined with the help of ammonites, pelecypods, foraminifera, crinoids, ophiuroids and conodonts. According to our microfacial analyses the sediments of the Upper Werfen formation originated in the shallow subtidal. No signs of intertidal sediments could be found.

Three facies regions existed in the Eastern Alps during the Upper Skythian. Going west to east they are: an arid alluvial plain (Buntsandstein facies) followed by a small belt of a coastal silty mud plain (Servino facies) and then the area of a shallow subtidal sea (Campill facies).

In the Dinarides and Hellenides subtidal sediments of the Werfen formation are suddenly separated by deep water sediments. In the Upper Skythian systems of subparallel graben began, e.g. the "Siretgraben" or the "Bükk-Apusener Graben". They give evidence to tectonic activity of the breakdown of a broad shelf area (Middle and Eastern Europe and Asia Minor). The graben systems are like channels, in which pelagic fauna elements progress deeply into the shelf area. There the pelagic fauna does not mix with the fauna of the shallow shelf water.

The breakdown of the Werfen shelf area in the Eastern Alps starts in the Middle Anisian (Pelsonian).

Inhalt

1. Einleitung
2. Kurze Profilbeschreibung
3. Mikrofazies
4. Kurze Bemerkungen zur Mikrofauna
5. Paläogeographische Überlegungen
6. Tektonik
 - a) Regionalgeologische Position
 - b) Die Strukturen und ihre Deutung
7. Conclusion

Danksagung

Literatur

Tafelerläuterungen

1. Einleitung

Von Annaberg kommend durchläuft die sogenannte "Salzburger Dolo-
mitenstraße" auf dem Abschnitt durch die morphologische Depres-
sion der Annaberger Senke zwischen Tennengebirgs- und Gosaukamm-
Massiv ca. 3 km N' Annaberg eine schmale, von der Lammer eingee-
tiefte Schlucht, die im folgenden kurz als Lammerschlucht
bezeichnet wird (Abb. 1). Die hier bestehenden großen Aufschlüsse
in skyth-anisischen Grenzschichten bieten einerseits in Hinblick
auf die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Oberskyth
und an der Grenze zum Anis, andererseits wegen der regionaltek-
tonischen Position einen Anreiz für Detailbetrachtungen.

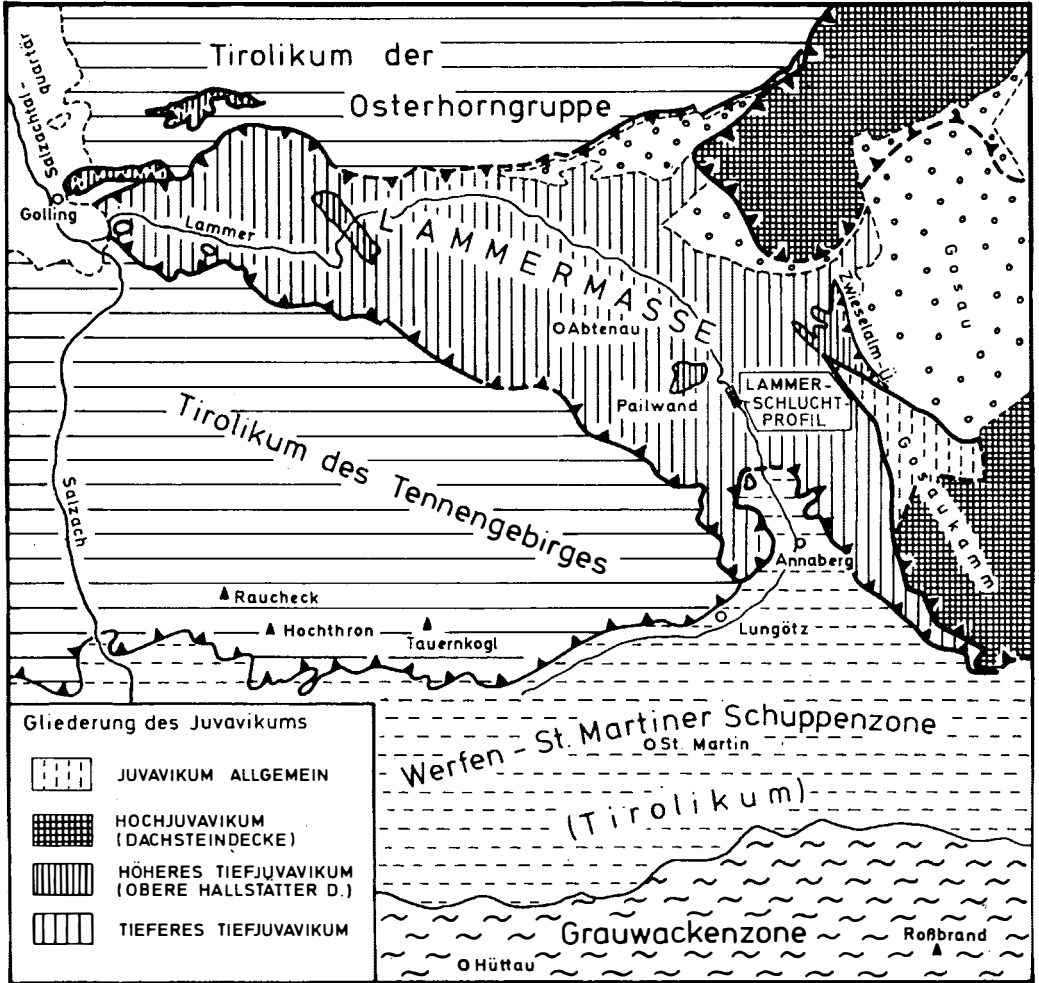


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte (nach TOLLMANN 1969a) mit Lage des Profils

Nach ersten punktförmigen Untersuchungen zur Mikrofazies und Stratigraphie (MOSTLER 1968) und Anmerkungen zur Tektonik (ROSSNER 1972) soll nun an Hand der vorliegenden Abhandlung eine zusammenfassende Darstellung der Aussagekraft dieser Aufschlüsse erfolgen. Sie ist insbesondere auch als Ausgangspunkt für eine großräumige Untersuchung der Faziesverhältnisse der Werfener Schichten insgesamt im ost- und südalpinen Raum gedacht.

2. Kurze Profilbeschreibung

Wie die in Abb. 3 (siehe Falttafel) gezeigte Ansicht eines Teils des Aufschlusses erkennen läßt, ist die Beeinflussung der Schichtlagerung durch Verfaltung in diesem Bereich gering (s. auch ROSSNER 1972; Abb. 3; Diagramm D32), die durch Bruchtektonik zwar intensiver (s. tektonischer Teil), aber im Einzelfall überschaubar ist. So konnte hier ohne große Schwierigkeiten an die Aufnahme eines Profils gegangen werden, das einige Bedeutung für die Ermittlung der faziellen Verhältnisse an der Skyth/Anis-Grenze hat.

Wie aus Abb. 2 hervorgeht, wird das Liegende des von uns untersuchten Profils von Schiefern (vorwiegend rote Tonsteine mit sandigen Einschaltungen) aufgebaut; siehe dazu auch Abb. 3, 4 und 5. Mit scharfem Farbumschlag von rot auf graugrün beginnen die ersten, z.T. noch dünnen Karbonatlagen, die, solange die graugrüne Färbung anhält, durch einen starken Silikatdetritusgehalt gekennzeichnet sind. Diese etwa 12 m mächtige Schichtfolge besteht aus einer engen Wechsellagerung von Tonsteinen und sandigen Kalken. Die Karbonatgesteine sind im tieferen Teil fossilfrei, im höheren Abschnitt treten, wenn auch spärlich, die ersten Lamellibranchiaten auf.

Darüber setzt sehr abrupt eine Rotserie ein (ca. 60 m mächtig), die sich im Liegenden vorwiegend aus eintönigen, sandigen Tonsteinen zusammensetzt, denen nur selten rote, lamellibranchiatenreiche Kalke zwischengeschaltet sind. In einer dieser Kalkbänke wurde ein schlecht erhaltenes Ammonitenbruchstück gefunden. Der mittlere Teil der Rotserie fällt durch mächtigere grüngefärbte Kalkbänke auf, die besonders reich an Crinoidenstielgliedern sind. Die mit ihnen vergesellschafteten roten, geringmächtigen Kalklagen führen ähnlich wie an der Basis der Rotserie recht häufig Lamellibranchiatenschill (in Bank LR 13 wurde ein Bruchstück eines *Tirolites* sp. gefunden). Im Hangendabschnitt der Rotserie dagegen alternieren engräumig rote Kalke mit Tonsteinen; erstere

Anmerkung:

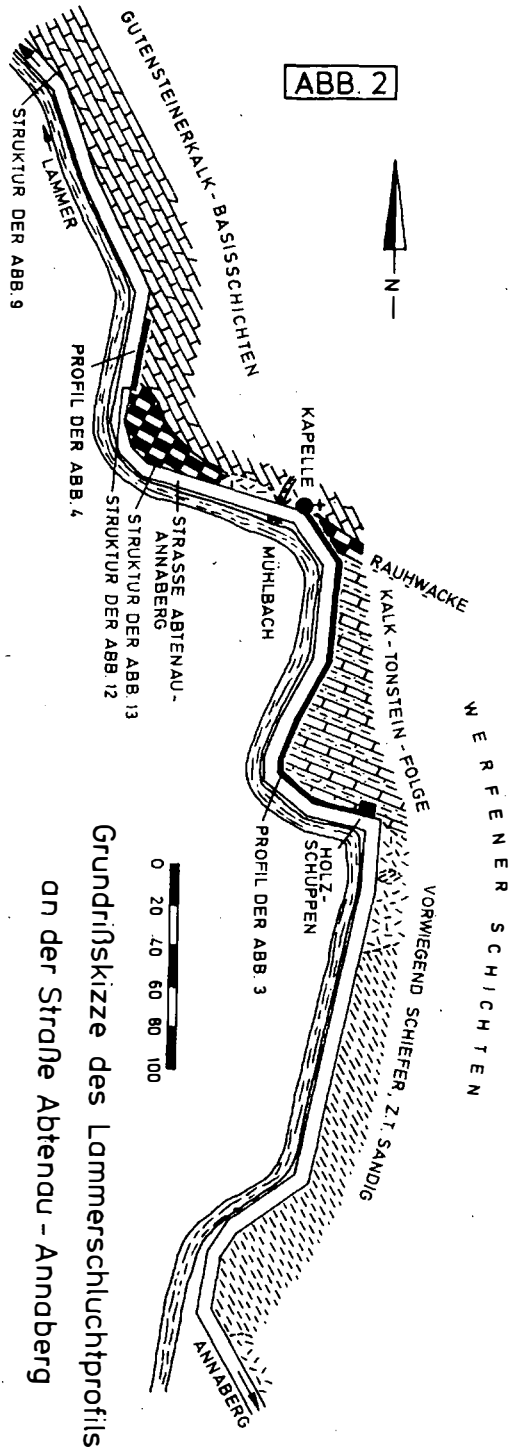
Im Zuge der Aufnahmen wurden auch drei Proben zur Untersuchung der Illitkristallinität entnommen. Die uns erst jüngst zugegangene Arbeit von SCHRAMM (1976: 24), hat dieselbe Lokalität auch mitberücksichtigt; nachdem die Werte einigermaßen mit denen von SCHRAMM übereinstimmen (unsere Werte liegen zwischen 6,2 und 7,1), braucht hier auf die Illitkristallinität nicht näher eingegangen zu werden.

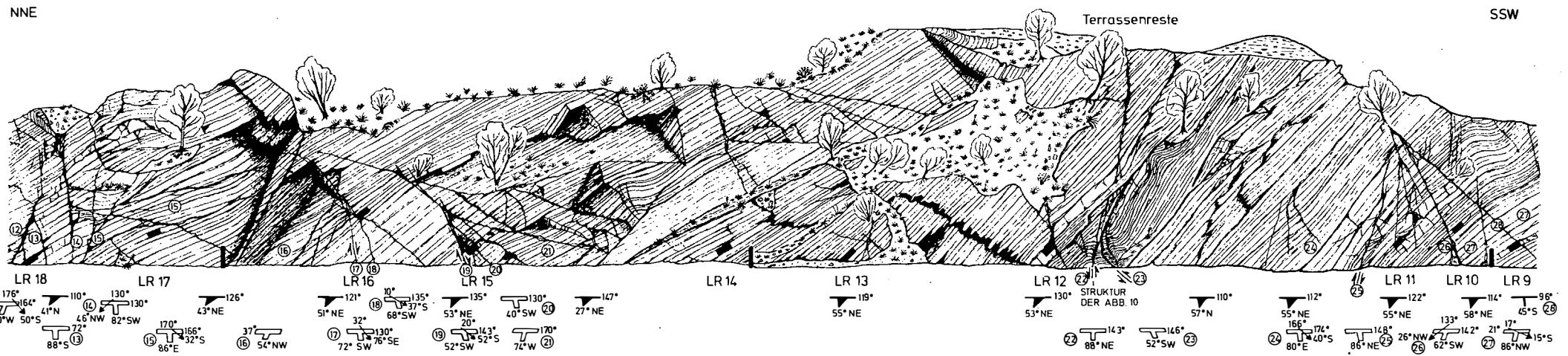
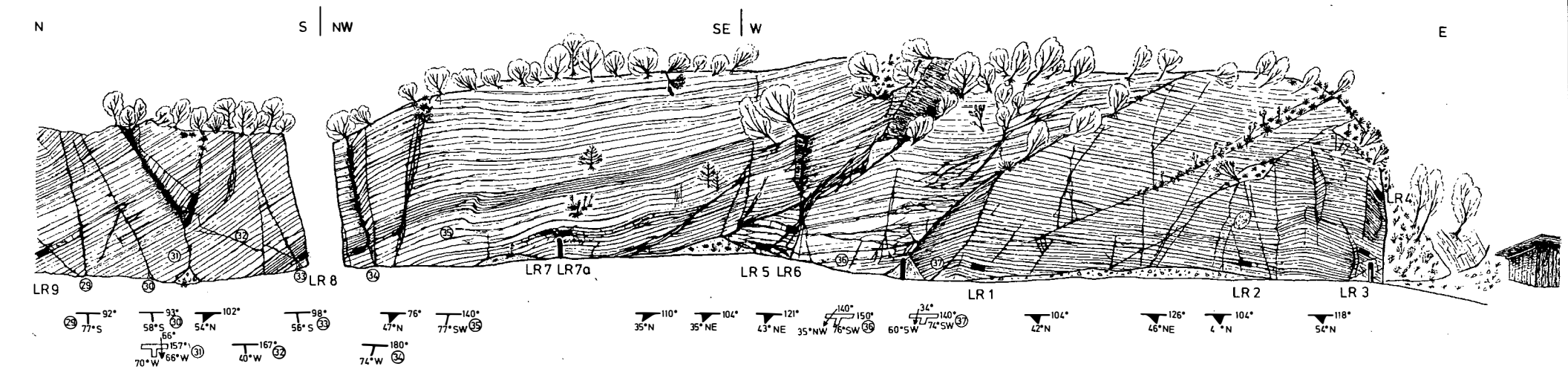
sind wiederum reich an Lamelli-branchiaten (*Gervilleia* div. sp.). Der Top der Rotserie baut sich aus Kalkoolithen und roten Dolomitmänteln auf. In Bank LR25 wurden neben *Natirria costata* MÜNSTER auch andere, nicht näher bestimmbare Gastropoden gefunden. Die ebengenannten roten Dolomite leiten in gelbliche, allmählich porös zerfallende Dolomite über. Das rauhwackoide Aussehen hat frühere Bearbeiter analog den Reichenhaller Rauhwacken zu sprechen. Megaskopisch konnten hier bereits Cri-noidenstielglieder und anderer, nicht näher bestimmbarer Biogen-detritus erkannt werden. Die gelben, rauhwackoiden Dolomite schließlich werden von dünnbankigen, grauen bis dunkelgrauen Kalken, kalkigen Tonsteinen und Tonschiefern aufgebaut. Die von uns untersuchte, etwa 10 m mächtige Folge entspricht den Gutensteiner Basisschichten.

3. Mikrofazies

Die von den einzelnen Proben (siehe Abb. 5, Beilage) angefertigten Großschliffe ließen 7 deutlich voneinander unterscheidbare Mikrofaziestypen erkennen. Gemeinsam ist allerdings praktisch allen ein, wenn auch wechselnder, so doch charakteristischer Gehalt an detritischen Quarzen (z.T. authigen weitergewachsen) und Feldspäten (s. Abb. 5). Außerdem fehlt insgesamt bei den häufig auftretenden Echinodermenresten sowohl ein Mikritsaum, als auch eine Umkrustung.

Im folgenden seien die einzelnen Mikrofaziesgruppen mit ihren typisierenden Merkmalen und Besonderheiten zusammengestellt⁺).





Ausschnitt des Lammerschlucht-Profiles an der Straße Abtenau-Annaberg

Maßstab in der Horizontalen
ca. 10 m

- Entnahmestelle und Nummer der Proben
- Tektonische Zeichen:
 - Schichtung
 - Störungsfläche m. Rillung
 - große Kluft

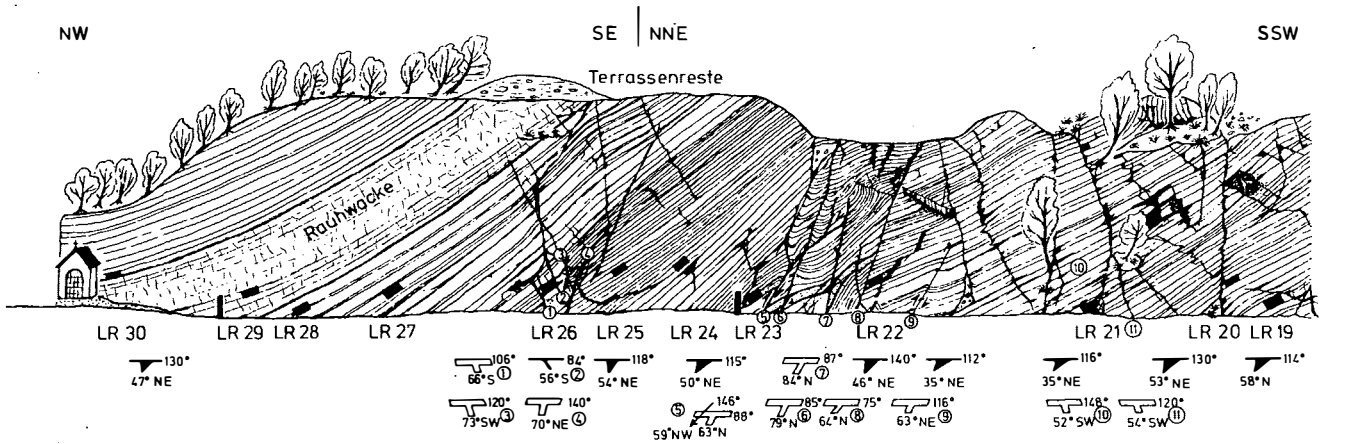


ABB. 3

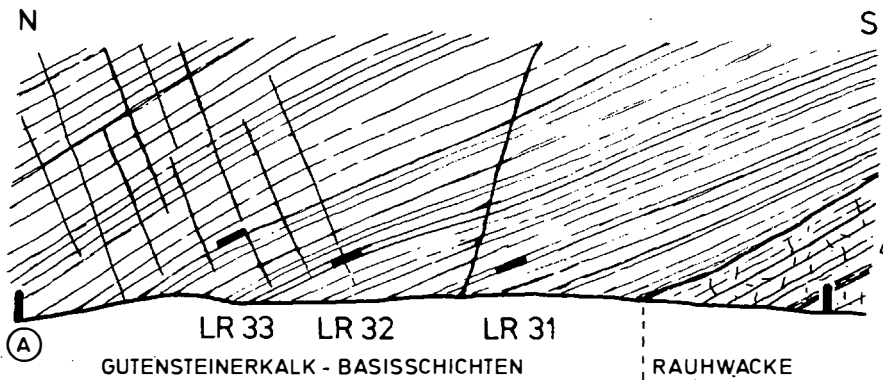


LR 36

LR 35

LR 34

(A)



(A)

LR 33 LR 32 LR 31

GUTENSTEINERKALK - BASISSCHICHTEN

RAUHWACKE

ca. 2m

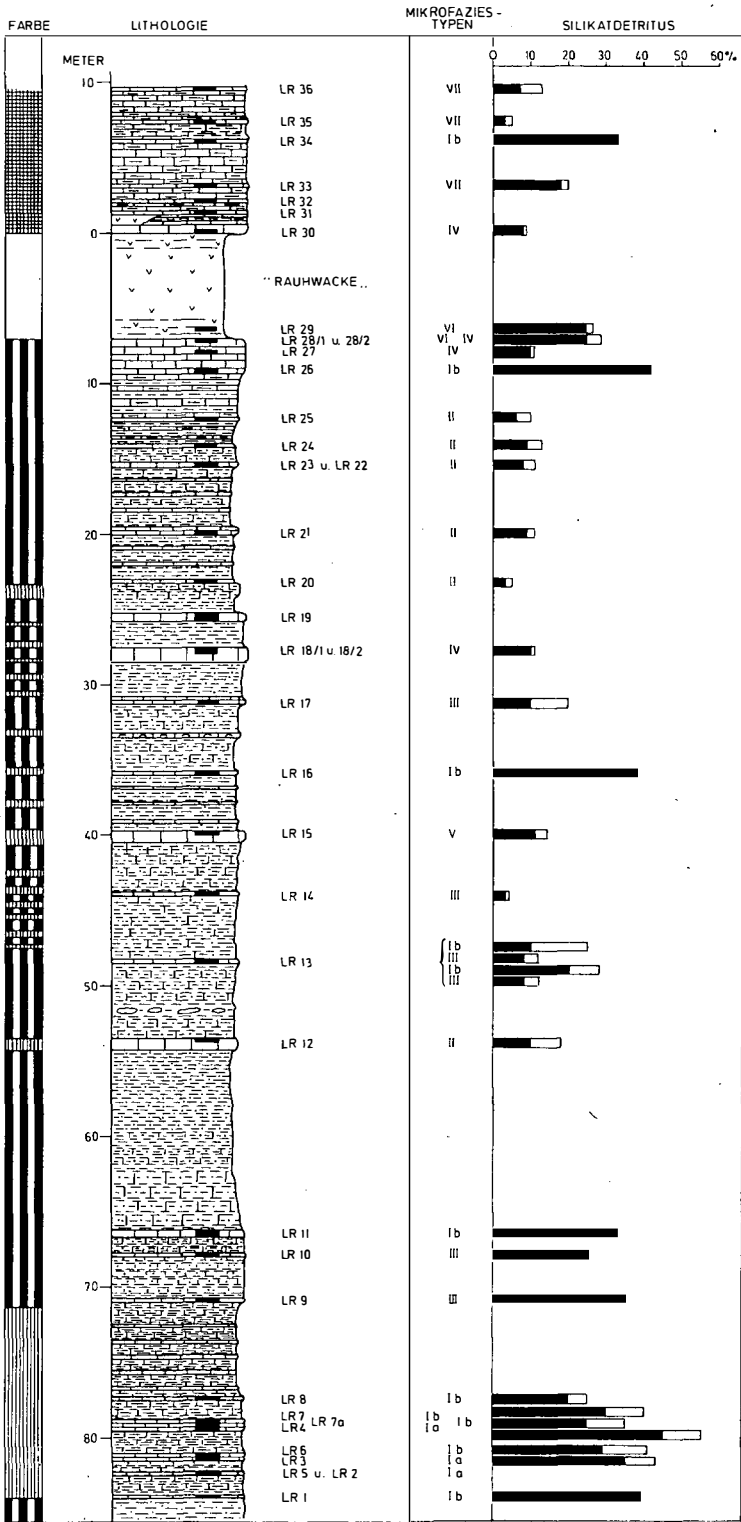
ABB. 4

Bereich der
Struktur Abb. 12

Mikrofaziestyp I (sandiger Typ)

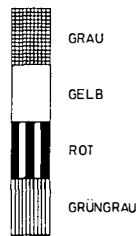
Charakteristische Kennzeichen sind hier ein relativ hoher Gehalt an detritischem, terrigenem Quarz (mit etwas Feldspat) zwischen 20 und 45% und ein sparitisches, kalzitisches Bindemittel (rekristallisierte Matrix), sodaß die Gesteine nach dem Verhältnis von Kalk- zu Silikatanteilen als stark feinsandige bis feinsandführende Kalksteine (nach FÜCHTBAUER 1959, 1970) oder sogar kalkige Quarzarenite (nach WIESENEDER 1972) zu bezeichnen sind. Zu dem genannten Silikatdetritus kommt außerdem ein wechselnder, praktisch immer zu beobachtender Glimmergehalt (bis 15%) sowie eine gelegentlich auftretende Glaukonitführung (LR1, 13, 26), wobei die Glaukonitkörner allerdings z.T. zu Pyrit umgewandelt sind. Ergänzend sei auf einen relativ hohen Gehalt an besonders auch opaken Schwermineralien verwiesen.

+) Die Prozentgehalte stellen Anteile der verschiedenen Bestandteile an der Schlißfläche dar. Sie wurden abgeschätzt nach Schaubildern von BACCILLE & BOSELLINI (1965), SCHÄFER (1969) und TERRY & CHILLINGAR (1955). Die Nomenklatur der überwiegend karbonatischen Typen folgt in etwas veränderter Form den Vorschlägen von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969, die der stärker sandigen Varietäten den Konzepten von FÜCHTBAUER (1959, 1970) und WIESENEDER (1972).



LEGENDE:

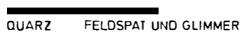
Farbe:



Lithologie:



Silikatdetritus:



Nach dem Auftreten von Biogenmaterial läßt sich der Typ I wie folgt in zwei Untertypen aufteilen:

Untertyp Ia

Ein Biogenanteil ist in allen hierher gehörigen Gesteinen nicht festzustellen, sodaß stark feinsandige, sparitische Kalksteine (nach FÜCHTBAUER 1959, 1970) bis kalkig-sparitische Quarzarenite (nach WIESENER 1972) vorliegen (s. Taf. 1, Fig. 1). Internschichtung in Form von mehr oder minder deutlicher Horizontalschichtung oder schwach ausgeprägte Schrägschichtung bilden das Hauptmerkmal des Gefüges.

Dieser Mikrofaziestyp tritt in den liegendsten Teilen des aufgenommenen Schichtpaketes (S. Abb. 5) auf und repräsentiert den Übergang von der sandig-tonigen Abfolge der darunter anstehenden Schichten zur sandig-kalki-tonigen Fazies unseres Profils.

Untertyp Ib

Die starken Sandschüttungen setzen sich zum Hangenden des Profils zu über den Schichten des Untertyps Ia noch einige Zeit fort (bis LR 8, s. Abb. 5), um dann nur noch gelegentlich aufzutreten. Die zugehörigen sandigen Mikrofaziestypen, die nun aber bereits einen Biogenanteil enthalten, werden zum Typ Ib zusammengefaßt.

Es handelt sich pauschal gesehen um kalkig-sparitische Bioklast-Quarzarenite (nach WIESENER 1972) sowie stark feinsandige, (z.T. schwach) bioklastführende sparitische Kalke (nach FÜCHTBAUER 1959, 1970) und sogar feinsandführende Bioklastarenosparite (LR 7a; s. Taf. 1, Fig. 2) (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969). Kennzeichnend ist, daß das Bioklastmaterial hauptsächlich aus abgerundeten Echinodermenbruchstücken (Ophiuren bei LR 1, LR 6; crinoiden ab LR 7; insgesamt bis 35%) besteht (s. Taf. 1, Fig. 2). Daneben treten Lamellibranchiatenschill (ab LR 6; die Schalen sind z.T. mikritisiert) und im allgemeinen vollständig erhaltene Foraminiferen (ab LR 6) in Erscheinung.

Je nach der Verfügbarkeit treten in den einzelnen Proben folgende Foraminiferen auf:

Meandrospira iulia (PREMOLI-SILVA) in LR 7a, 11, 13, 16, 26

Glomospirella sp. in LR 26, 34

Die Glomospirellen treten also bevorzugt in den oberen Abschnitten des Profils hervor.

Auf gelegentlich erkennbare, wenige umkrustete Körner (Einfach-oide, coated grains; bis 6% in LR 26) und Intraklaste (LR 8), die nicht als charakteristisch zu betrachten sind, sei der Vollständigkeit halber verwiesen.

Die Schichtungstypen variieren stark und lassen keine einheitlichen Grundzüge erkennen. So findet man ungeschichtete, horizontal parallelgeschichtete, schwach schräggeschichtete und flaserig geschichtete Typen sowie in einem Fall (LR 7) sogar durch slumping-Strukturen gestörte Schichtung.

Mikrofaziestyp II (Flasertypus)

Das Charakteristikum dieses Typs ist das immer wieder in Erscheinung tretende flaserige Gefüge, bedingt durch wechselnde Ablage-

rung feinen Kalkschlammmaterials (als Mikrosparrit mit wenig detritischem Quarz überliefert) und eingeschwemmten groben Bioklast-Ooid-Materials (mit hohem detritischem Quarzgehalt).

Insgesamt ist der Gehalt an detritischem, terrigenem Quarz- und Feldspatmaterial mit 5-10% deutlich geringer als bei Typ I, sodaß die hier zu beschreibenden Schichten nur mehr als Feinsand- bis Silt-haltig oder -führend zu bezeichnen sind. Ein detritischer Glimmergehalt ist auch hier gegeben.

Wie die Klassifikation als biogenreiche und -führende Mikrosparite und Bioarenobisrudosparite (Mikrosparite) zeigt, treten jetzt Biogene in den Vordergrund. Mit unterschiedlichem Vorherrschen findet man in erster Linie Crinoidenbruchstücke (5-25%) und Lamellibranchiatenschill (5-35%) (s. Taf. 1, Fig. 3), wozu noch Foraminiferen in geringen, aber wesentlichen Anteilen kommen.

Mit dem Biogendetritus sind z.T. Ooide (bis 5% bei LR12, 20, 25; s. Taf. 1, Fig. 3) und in geringen Mengen andere Rundkörperchen in Arenitkorngröße eingeschwemmt, die auch insgesamt betrachtet in dieser Mikrofazies bei LR12 das erste Mal auftreten. Als nicht charakteristisches Akzessorium sei noch der Glaukonit genannt, der hier auch pyritisiert sein kann.

Wie bereits erwähnt, ist das Hauptmerkmal des Mikrofaziestyps II das flaserige Gefüge, das primär auf die oben erwähnte wechselnde Schüttung feinen und groben Materials und damit z.T. verbundener Kleinrippelbildung zurückgeht (grobes Material wurde z.T. in Täler im feinen Material eingeschüttet; s. Taf. 1, Fig. 4). In einigen Fällen wurde durch starke Strömung und Turbulenz das feinkörnige Schlammmaterial dann wieder aufgearbeitet und im plastischen bis semiphistischen Zustand als Intraklast resedimentiert, wodurch Intraklastrudite (LR22) entstanden, die wir genetisch in diesen Mikrofaziestyp einbeziehen müssen. Eine stetige Turbulenz verhinderte offensichtlich auch das Aufwachsen von Organismen (z.B. von Foraminiferen) auf den Schalenresten.

Zu diesen sedimentären Vorgängen kommt eine diagenetisch-tektonische Überprägung, die durch Drucklösung und Druckflaserung das heutige unruhige Sedimentbild weiter ausmodellierete.

Bezeichnenderweise tritt der Flasertypus fast nur (mit Ausnahme von LR12) in einem eng begrenzten Abschnitt des Profils auf (s. Abb. 5). Die zugrundeliegenden Sedimentationsvorgänge waren im Bereich unseres Profils nur in einem recht beschränkten Zeitraum wirksam.

Mikrofaziestyp III (Muschelschilltypus)

Der hier charakterisierte Typ besitzt wie die vorhergehenden eine große Verbreitung innerhalb unseres Profils. Das typisierende Merkmal ist das Überwiegen von Lamellibranchiatenschill unter den Komponenten (bis 35%) (s. Taf. 2, Fig. 1), während Gastropodenschalen überhaupt nicht oder nur in sehr geringem Umfang (LR17) zu beobachten sind. Auffällig ist weiterhin ein in allen Fällen festzustellender, wenn auch insgesamt geringer Gehalt an mikrosparitischen Intraklasten. Die heute sparitische Matrix

ist gegenüber der des im Prinzip ähnlichen Typs VII ursprünglich offensichtlich weniger feinkörnig gewesen.

Anteilmäßig in den Hintergrund treten Biogene wie Crinoidenbruchstücke (fehlend bis max. 5%), Foraminiferen (nur *Meandrospiralium* (PREMOLI-SILVA)), ein bei Probe LR 10 (einmalig für das ganze Profil) aufgefundener Serpeltquerschnitt und ein Ammonitenquerschnitt (bei LR 9). Als nichtbiogene Komponenten trifft man gelegentlich Einfachooide an (bis 6% in LR 14, 17).

Insgesamt kann man unter diesem Typ feinsandführende oder silt-haltige, biogenführende Sparite (Typusbeispiel s. Taf. 2, Fig. 1) zusammenfassen, die auch Glaukonitgehalte aufweisen können (LR 9, 13).

Die Internschichtung ist in diesen Gesteinen z.T. durch Bioturbationen verwischt (LR 9) oder nur undeutlich als Horizontalschichtung noch erhalten und in letzterem Fall häufig durch Drucklösungsvorgänge überprägt. Einen Sonderfall bildet die Probe LR 17, wo die großen Lamellibranchiatenschalen, einheitlich mit der Wölbung nach oben eingeregelt, die Horizontalschichtung sehr gut erkennen lassen.

Mikrofaziestyp IV (Oolithtypus)

Bei diesem Typus stellen nun die Ooide den Hauptteil der Komponenten. Wegen der Färbung ihrer Schale (Fe-Fehalt) besitzen die Gesteine dieser Gruppe eine rötliche Gesamtfarbe. Der Mikrofaziescharakter ist der von ooidführenden Bioarenospariten und biogenführenden Ooarenospariten (s. Taf. II, Fig. 2 und 3), die einen relativ geringen terrigenen Quarz-Feldspat-Glimmer-Detritusgehalt besitzen (silt- bis feinsandhaltig oder -führend).

Die Ooide besitzen z.T. den Aufbau von Einfachooiden (LR 27, 28/2), z.T. von mehrschaligen Kügelchen. Für die Biogene sind z.T. recht große Schalen von Lamellibranchiaten und Gastropoden (insgesamt bis 15%) kennzeichnend, wobei auch der immer wieder zu beobachtende Crinoidendetritusgehalt nicht fehlt. Die Foraminiferenarten entsprechen den obengenannten Formen. Sie treten wiederum entsprechend der Verfügbarkeit auf (s. Tab. 1). Ihr Volumenanteil ist gering (bis 5%), insgesamt aber dann erhöht, wenn man ihr Auftreten im Kern von Ooiden mitbedenkt.

Randlich läßt sich auch das Bild des Schliffes von Probe LR 30 in den hier betrachteten Mikrofaziestyp mit hineinnehmen (s. Taf. 2, Fig. 4). Der bioklastreiche Sparit mit Gastropoden, Zweischalern, Crinoidenresten, eingeschwemmten Foraminiferen (*Glomospirella* aff. *grandis* SALAJ und *Glomospirella* sp.) und natürlich auch Ooiden enthält einige große ungerundete Lumps, bestehend aus Rundkörperchenarenospariten (s. Taf. 2, Fig. 4). Da die Lumps im allgemeinen nicht sehr weit transportiert sind, dürfte diese Fazies der eigentlichen Oolithfazies eng benachbart sein und kann deshalb hier angegliedert werden.

Was das Gefüge des Typs IV anbetrifft, so treten sowohl mehr oder minder deutliche Horizontalschichtung, als auch schwache Schrägschichtung und Schichtungslosigkeit in Erscheinung. Als Folge tektonischer und diagenetischer Einflüsse sind einige Proben stark von Stylolithen durchzogen (LR 18/1, 18/2, 30). In den

Schliffen von LR 27 und LR 28/2 sind als weitere Folge sekundärer Veränderung Dolomitgehalte von 10-25% festzustellen, die mit der Nähe des Dolomithorizontes bei LR 29 ("Rauhwacke", s. Mikrofaziestyp VI) zusammenhängen.

Mikrofaziestyp V (Crinoidensandtypus)

Diese Fazies ist auf die Probe LR 15 beschränkt, fällt aber so deutlich aus dem Rahmen der übrigen Typen heraus, daß sie nirgends angegliedert werden kann. Der Bioklastrudo- bis -arenosparit (s. Taf. 3, Fig. 1) ist grobsilt- bis feinsandhaltig und enthält neben wenig Schalenmaterial als Hauptkomponenten Crinoidenbruchstücke, die durch den Transport abgeschliffen sind (s. Taf. 3, Fig. 1). Als Folge gradiertter Schichtung verfeinert sich die Korngröße zum Hangenden, bis der Übergang in eine Siltlage stattfindet. Das Bindemittel besteht in den sehr crinoidenreichen Partien aus Sparit, der durch Umkristallisation aus Zement (Spatit) hervorgegangen ist.

In der Probe LR 15 wird die Crinoidensandpartie von Material des geflaserten Mikrofaziestyps II mit sammelkristallisierter Matrix als bindendes Medium der Komponenten unterlagert (s. Taf. 3, Fig. 2). Die Grenze zwischen den beiden Mikrofaziestypen innerhalb der Probe ist scharf und trotz der teilweise vorliegenden Überprägung durch Stylolithen als Erosionsgrenze zu deuten, die wahrscheinlich bei der Einschüttung des Crinoidensandes entstanden ist. Auf die Existenz von Erosionsvorgängen in diesem Zusammenhang weisen übrigens zackig ausgefranzte Schollen des liegenden Sediments im Crinoidensand hin.

Nahezu derselbe Mikrofaziestyp wurde von TOLLMANN 1976, s. 61 abgebildet (crinoidenreiche Werfener Kalke des Obercampill, Mürztaler Alpen), allerdings mit abweichender Interpretation. TOLLMANN gibt die Deutung, daß in einem in 15-30 m Tiefe gebildeten Crinoidenkalk im Zuge einer wahrscheinlichen Trockenlegung der Sedimentoberfläche Karsthohlräume entstanden sind. Ein transgredierender Oolith sehr geringer Bildungsteife füllte dann das Karstrelief aus.

Wir nehmen nun demgegenüber an, daß das Oolithmaterial über dem Crinoidendetritus-Kalk (der Resedimente eines dritten Sedimentsubstrats enthält) bei der Einschüttung erosiv und zwar subaquatisch das Relief geschaffen hat, das von TOLLMANN als Karstrelief gedeutet wird. Wie der Crinoidensand von LR 15 geht auch die Ooidsandschüttung des Beispiels von TOLLMANN nach oben in einen feinkörnigeren Sedimenttypus über.

Die in den oberen Werfener Schichten immer wieder lagenweise auftretenden Ooidschüttungen erzeugen, sobald die unterlagernden Sedimente feinkörniger sind, Erosionsdiskordanzen. Diese sind aber nicht mit jenen Erosionskontakten zu vergleichen, wie sie etwa zwischen den Bellerophonschichten und den transgredierenden Oolithen (Tesero-Horizont) der basalen Werfener Schichten z.B. in den Südalpen auftreten. Denn dort sind die als mikritische Kalke vorliegenden Bellerophonschichten wirklich einer "Verkarstung" unterworfen gewesen, mit Hohlraumbildung etc. (s. ASSERETO et al. 1973, Fig. 6, S. 190).

Mikrofaziestyp VI (Dolomittypus)

Die hier beschriebene Mikrofazies ist die des wohl markantesten Horizonts unseres Profils, der megaskopisch als Rauhwanke erscheinenden Partie (s. Abb. 5). Sie entspricht dem Niveau der Saalfeldener Rauhwanke (nach PIA 1923) oder Reichenhaller Rauhwanke (nach HAHN 1913) im Bereich des mittleren Teils der Nördlichen Kalkalpen.

Im Dünnschliff bietet die Rauhwanke der hier betrachteten Abfolge aber keineswegs das für diese Sedimentart typische Bild. Wir finden im Gegenteil einen Faziestyp mit feinsandführenden und -reichen, biogenführenden Spariten (mit bis 20% Crinoiden sowie Foraminiferen und Schalenresten in der Reihenfolge der Häufigkeit), wie er prinzipiell in den Rahmen der bisher behandelten Typen paßt. Das entscheidende Charakteristikum ist lediglich der erhöhte bis hohe Dolomitgehalt (20-85%), der für die hervortretende gelbliche Verwitterungsfarbe des Horizonts verantwortlich zu machen ist.

Interessanterweise hat bei einem der zugehörigen Fälle (LR28/1) die Dolomitisierung bevorzugt die Schalenreste erfaßt, die zu einem groben Dolosparit umgewandelt sind.

Das primäre Gefüge des Gesteins ist durch die Dolomitisierung stark verwischt, läßt aber dennoch die wesentlichen Erscheinungen, Horizontalschichtung oder turbulente Strukturen, keineswegs aber vielleicht zu erwartende brecciöse Ausbildung (PIA 1923, LEINE 1971) erkennen.

So dürfte der Dolomit wegen der Vergleichbarkeit der Mikrofazies mit den übrigen Typen des Profils wahrscheinlich spätdiagenetischer Entstehung sein.

Mikrofaziestyp VII (Mikrosparritypus)

Die hierher gehörigen Gesteine sind offensichtlich durch Rekristallisation (Sammelkristallisation) aus einem mikritischen Kalkschlammsediment hervorgegangen. Wegen des hohen Biogehaltes haben wir es deshalb im wesentlichen mit quarzsilt- bis feinsandführenden Biomikrosparriten zu tun, wobei der Gehalt an organischen Resten sich in erster Linie auf Gehäusereste von Gastropoden und Lamellibranchiatenschill z.T. ruditischer Größe konzentriert (20-30%) (s. Taf. 3, Fig. 3). Letztere sind häufig mikritisiert oder z.T. herausgelöst. Hervorzuheben ist weiterhin, daß in der Mikrofazies von LR36 auch erstmals Brachiopoden- und Ostracodenschalen auftreten, wodurch das Bild dieser Fazies insgesamt eine Besonderheit gewinnt. Der Crinoidendetritusgehalt tritt in allen Fällen dieses Typs stark zurück. Als Foraminiferen sind anfänglich (LR33) noch Meandrosphiren neben Glomospirellen, in den obersten Teilen des Profils nur noch letztere vertreten. Sie fehlen in LR35 allerdings völlig.

Die Sedimente sind teils schichtungslos, teils geflasert (wobei die Flaserung durch Drucklösungserscheinungen verstärkt und überprägt wurde) oder durch Bioturbation stark zerwühlt, während ungestörte Horizontalschichtung auf einige kleine Bereiche beschränkt ist. Styliolithen sind häufige Erscheinungen.

Der Mikrofaziestyp VII tritt in dem Teil des Profils auf (s.

Abb. 5), der megaskopisch bereits zu den Gutensteiner Schichten i.w.S. (Gutensteiner Kalk-Basisschichten nach ROSSNER 1972) zu rechnen ist. Das Schliffbild weicht als Bestätigung dessen auch deutlich von den bisher gezeigten Typen ab (s. auch Auftreten von Brachiopoden und Ostracoden).

4. Kurze Bemerkungen zur Mikrofauna

Abgesehen von den Foraminiferen stammt die im folgenden aufgeführte Mikrofauna durchwegs aus Lösproben. Besonders reich an Mikrofossilien sind die aus Lamellibranchiaten- und Echinodermenschutt aufgebauten Kalke.

Foraminiferen wurden in den Lösproben keine gefunden; die von Dr. W. RESCH (Innsbruck) freundlicherweise bestimmten Foraminiferen wurden an anderer Stelle bereits aufgeführt. Stratigraphisch davon interessant ist nur *Meandrospira iulia*, zumal sie als Leitform für das Oberskyth gilt.

Die in den Dünnschliffen oft angetroffenen Kleingastropoden kommen relativ häufig auch im unlöslichen Rückstand vor. Zum Teil mag es sich hierbei wohl um embryonale bis juvenile Formen handeln. Die schlanken, hoch aufgewundenen (trochispiral) Formen dürften am ehesten dem Formenkreis um *Loxonema gracilior* entsprechen, während die breiten, kurzspindeligen Gehäuse eher in Richtung von *Natica* sp. weisen.

Die vielen kleinen Lamellibranchiatenschalen gehen im wesentlichen auf die Gattungen *Gervilleia* und *Anadontophora* zurück.

Weitaus am häufigsten vertreten sind die Echinodermaten. Im Gegensatz zu den vorher erwähnten Lamellibranchiaten und Gastropoden, die bei Anhalten der Flachscheffelsituation auch in das Anis hineinreichen, und damit stratigraphisch unbedeutend sind, sind die Echinodermaten, besonders die Crinoiden und Ophiuren, sehr gut stratigraphisch verwertbar. In den höheren Campiller Schichten sind sie oft so häufig, daß man von Crinoidenkalken sprechen kann. Aus diesen wurden mittels Essigsäureauflösung massenhaft besonders gut erhaltene Crinoidenskelettelemente isoliert. Es handelt sich hierbei vor allem um Stielglieder, untergeordnet um Brachialia und Cirrhalia.

Die Trochiten sind stets von pentagonalem Umriß, als ausgesprochene Seltenheit sind Übergänge von pentagonal zu subcircular. Wirklich kreisrunde Stielglieder, wie sie z.B. bei *Dadocrinus gracilis* im unteren Stielabschnitt so häufig vorkommen, fehlen. Auf Taf. 5, Fig. 1-4 bzw. Abb. 6, Fig. 2, sind jene hohen Stielglieder, die keine vollkommen pentagonale Gestalt mehr zeigen, abgebildet, und gerade diese zeigen gegenüber den flachen Trochiten eine völlig anders geartete Skulpturierung der Facetten. Vereinzelt treten jedoch ebenso hohe Stielglieder auf, die, was die Facettenskulptur betrifft, den flachen sehr ähneln. Um einer sich mit Crinoiden des Skyths befassenden Arbeit nicht vorzugreifen, soll hier nicht die systematische Stellung der Trochiten zu Worte kommen, sondern es sollen vielmehr der gute Erhaltungszustand und die Feinstruktur dieser angerissen werden. Dieser

ist auf eine frühe hauchdünne Fe-Mn-Hydroxyd - Pigmentierung zurückzuführen. Durch diese Fe-Mn-Imprägnation wurde der primäre Internbau konserviert, und somit fehlen, von wenigen stark ange-lösten Skeletteilen abgesehen, die bei der Essigsäureaufberei-tung sonst unvermeidlichen Korrosionsspuren.

Die Substanz der untersuchten Crinoidenstielglieder wird von einem eisenreichen Dolomit gestellt. Die Umwandlung eines primär Mg-reichen Calcits in einen Fe-Dolomit vollzog sich ohne wesentlichen Verlust der primären Struktur, was sehr deutlich aus den Scan-Aufnahmen hervorgeht. Bezüglich des Feinbaues der Stielglieder lassen sich zwei Typen auseinanderhalten.

- 1) Sowohl die skulpturierten Gelenkflächen, als auch die Außen-flächen weisen eine unterschiedliche Struktur auf. Kein wesentlicher Unterschied besteht im Aufbau der Feinstruktur zwischen dem Bereich um den Achsialkanal und jenem der Blät-ter und Crenellae; allen gemeinsam ist eine charakteristische löcherige Struktur (siehe Taf. 4, Fig. 10-12). Die Außen-fläche ist bei diesem Typ durch einen markanten, sehr streng langgezogenen Bau gekennzeichnet (siehe Taf. 6, Fig. 1-4).
- 2) Dieser Typ zeigt im Bereich der Gelenkflächen eine ausgeprägt spongiöse Struktur (Taf. 5, Fig. 5-6). Nur in einem Falle wurde ein stäbchenförmiger Aufbau erkannt (Taf. 4, Fig. 8 bzw. Abb. 6, Fig. 5). Ob es sich hierbei um eine erste Anlage adradialer Crenellae handelt, müssen erst weitere Untersu-chungen abklären. Die Außenflächen weisen im Gegensatz zum Typ 1) eine unregelmäßig maschige Struktur auf (siehe Taf. 5, Fig. 8-10).

Zunächst wäre man geneigt, in den zwei unterschiedlichen Bau-typen artlich trennbare Elemente gefunden zu haben, doch zeigen die Untersuchungen der reich skulpturierten Gelenkflächen, daß dem nicht so ist. Der Unterschied im Skelettfeinbau vollzieht sich innerhalb des Stieles einer Art. Die distalen Stielglieder, die subcircular bis schwach pentagonal sind, aber nie einen wirk-lich kreisrunden Umriß aufweisen, halten sich an den erstgenann-ten Bautypus. Die flachen Trochiten, die den proximalen Stiel-abschnitt aufbauen, sind nach dem Bauprinzip des zweiten Typs angelegt.

Generell zeigen alle Stielglieder stets einen runden achsialen Kanal (siehe Abb. 6, Fig. 1-6); ein eigentliches Zentralfeld ist nicht entwickelt; der Zentralbereich ist eben oder nur leicht erhöht, aber immer glatt. Die Rosette, die aus fünf Blättern besteht, ist so angeordnet, daß die einzelnen Blätter nicht mit den fünf Ecken der Stielglieder zusammenfallen, sondern jedes Blatt trifft senkrecht auf die gerade verlaufende Außenkante (siehe Abb. 6, Fig. 5-6).

Die hier dargestellten Crinoidenstielglieder sind im höheren Skyth weit verbreitet und treten nicht nur innerhalb der Nörd-lichen Kalkalpen auf, sondern auch in den Südalpen, wie einer der Verfasser nachweisen konnte. Sie sind stratigraphisch gese-hen sehr gut verwertbar.

Neben den Crinoiden sind die Ophiuren in den Lösungsrückständen

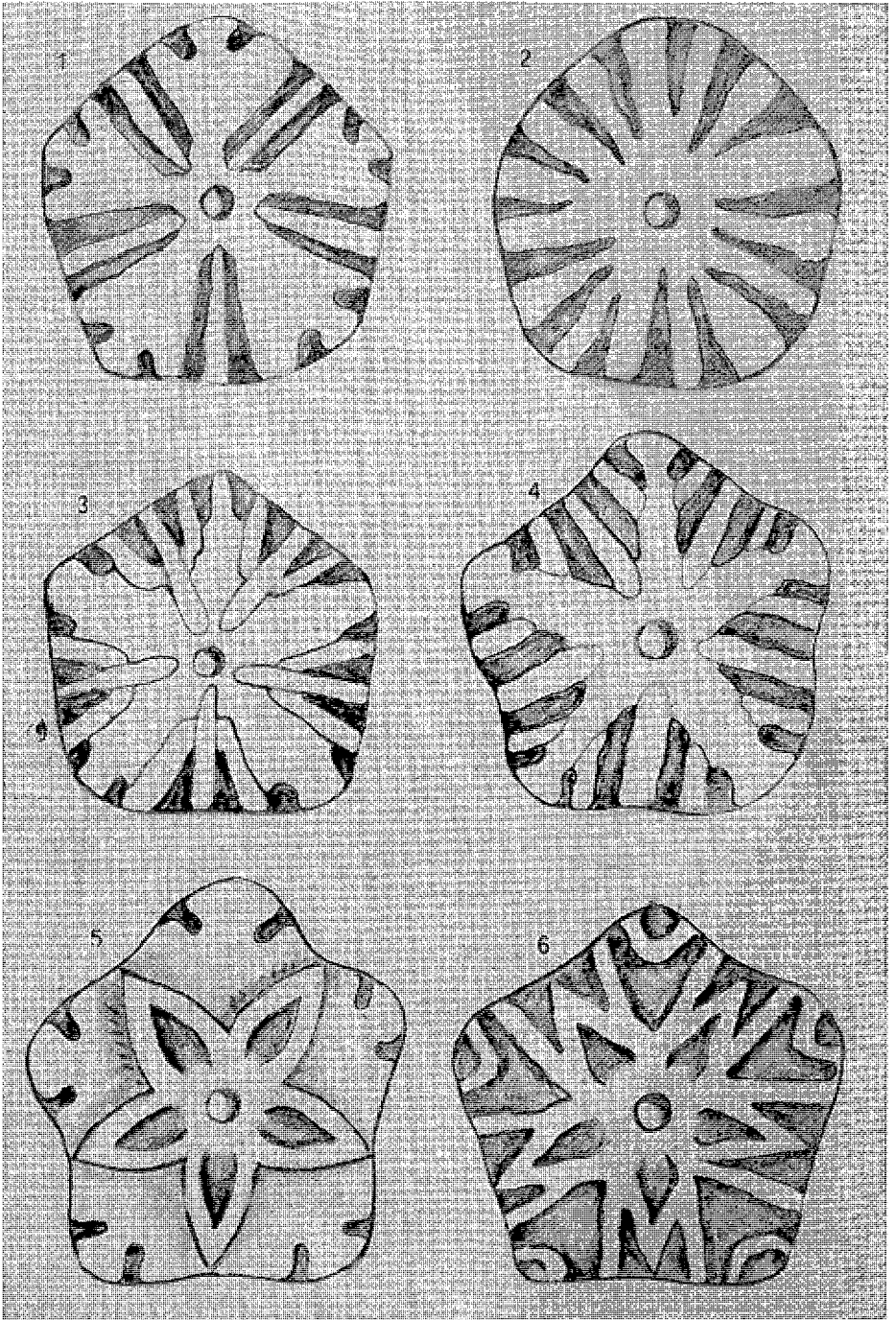


Abb. 6

sehr häufig, auch wenn sie einer nicht unbedeutenden Frachtsonderung unterworfen wurden. Auffallend sind die dicken, sehr massiven *Lateralia*. Aufgrund dieser kann man nun zweifelsohne von *Praeaplocoma hessi* LORIGA & CAVICCHI sprechen.

Hinweise auf Asteridenskelettelemente gibt es keine, auch nicht in den Südalpen, wie dies z.B. LEONARDI (1967: 123) anführt. Die Liegespuren von Asteriden sind nicht aufrecht zu erhalten, es handelt sich vielmehr um solche von Ophiuren.

Echinidenstacheln wurden überraschenderweise nur im Dünnschliff angetroffen; warum diese nicht im unlöslichen Säurerückstand auftreten, entzieht sich unserer Kenntnis.

Die stratigraphisch wohl bedeutendsten Mikrofossilien in den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen werden von den Conodonten gestellt. Obwohl mehrere Proben conodontenführend sind, ergaben sich bezüglich der Arbeit von MOSTLER 1968 keine neuen Formarten. Nach wie vor ist "*Polygnathus gardenae*" STAESCHE ausständig. Stratigraphisch bedeutsam allerdings ist es, daß die basalen Gutensteiner Schichten aufgrund der Conodontenführung (*Hadrodontina adunca* STAESCHE, *Hadrodontina anceps* STAESCHE, *Hadrodontina* n. sp. A STAESCHE, *Hindeodella triassica* MÜLLER, *Pachycladina inclinata* STAESCHE und *Pachycladina longispinosa* STAESCHE) noch in das Skyth zu stellen sind. Damit kann die von KRYSTAN (1974) geäußerte Vermutung bestätigt werden.

5. Paläogeographische Überlegungen

Das von uns untersuchte Profil ließ sich in sieben Mikrofaziestypen aufgliedern. Einige MF-Typen, wie z.B. MF Ib, verteilen sich über das ganze Profil, andere wiederum, wie MF V oder MF II sind auf einen nur kurzen Profilabschnitt beschränkt. Die immer wiederkehrenden Sedimenttypen gehen auf einen mehr oder minder periodisch ablaufenden, wahrscheinlich exogen diktierten Vorgang zurück, die seltener auftretenden dagegen hängen stark von der Verfügbarkeit der das Sediment aufbauenden Komponenten ab.

Zunächst wollen wir die die einzelnen Mikrofaziestypen charakterisierenden Merkmale herausgreifen.

- 1) Quarz- und Glimmerdetritusführung
- 2) Ooide
- 3) abgerollte Biogene
- 4) Schille
- 5) Erosionsdiskordanzen im cm-Bereich
- 6) Resedimente
- 7) Flaserschichtung, Linsenschichtung
- 8) Schrägschichtung

Die Schüttungen, bestehend aus Quarz und Glimmer, seltener aus Feldspat, dauern während des gesamten Oberskyths an (permanente Sand-Siltanlieferung). Sie variieren nur, was die Stärke der Anlieferung betrifft. Zum Hangenden hin konnte allerdings auch eine Korngrößenabnahme bis in den Siltbereich festgestellt werden.

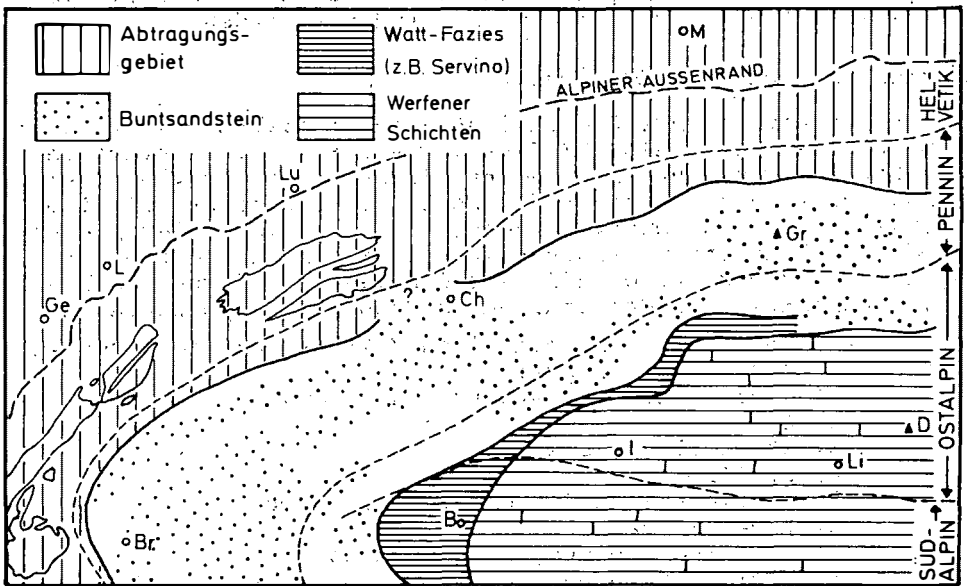
Die in den stark detritär verunreinigten Kalken auftretenden

Ooide sind ebenfalls das Produkt einer Schüttung. Ein Bezug von Ooid-Dünen, die über das Wasser aufragten, ist durchaus denkbar. Auf dem Weg zum Ablagerungsraum, möglicherweise über Ooidrinnen, wurden teilweise Sedimente mit Glaukonit (z.T. pyritisiert; reduzierendes Milieu) aufgearbeitet, worauf die mit den Ooiden auftretenden pyritisierten Glaukonitkörner hindeuten.

Daß ein Teil der in bestimmten Sedimenttypen auftretenden Organismen aus einem etwas entfernteren Lebensraum stammt, belegen die oft stark abgerollten Biogene, die ortswise sogar eine schwache Gradierung aufweisen. Produkte einer Frachtsonderung sind auch die Schille, die fast ausschließlich aus zerbrochenen Lamellibranchiatenschalen bestehen.

Erosionsrinnen wurden nur im cm-Bereich festgestellt; sie sind stets mit grobem Biogenmaterial gefüllt. Da meist die feinkörnigen, siltreichen Lagen erodiert wurden, bilden diese auch den überwiegenden Teil der Resedimente.

Die seltener auftretende Flaserschichtung (vorherrschend einfache Flaserschichtung) und häufiger auftretende Linsenschichtung (meist offene Dicklinsenschichtung) sowie stark zurücktretende Schrägschichtung sind ebenfalls Zeugen hierfür, daß eine starke Sedimentumlagerung stattfand.



B = Bergamo, Br = Briaçon, Ch = Chur, D = Dachstein, Ge = Genf, Gr = Großglockner, I = Innsbruck, L = Lausanne, Li = Lienz, Lu = Luzern, M = München

Abb. 7: Schema der Faziesverteilung im Oberskyth (Campill) im Zentralbereich der Alpen (großtektonische Verschiebungen rückgeführt nach GWINNER 1971, Abb. 134)

Gefüge und Komponenten sprechen ohne Ausnahme für stark bewegtes Flachwasser. Da nirgends sichere Anzeichen für einen Auftauchbereich festgestellt werden konnten, scheiden Ablagerungen im unmittelbaren Gezeitenbereich (Watten) aus. Die Mega- und Mikrofauna, vor allem Foraminiferen, Cephalopoden, Echinodermaten und Conodonten, sind wichtige Kriterien dafür, daß es sich hierbei um ein Subtidal mit normalen Salinitätsverhältnissen handeln muß; aufgrund der Sedimentgefüge war dieses sehr flach. Eine randliche bzw. indirekte Beeinflussung durch Gezeiten ist nicht ganz auszuschließen (möglicher Bezug der Ooide aus Gezeitenbeeinflussten Ooid-Dünen).

Wie bereits E. FLÜGEL (1972: 35) aufzeigte, sind die Werfener Schichten, sowohl was die sedimentologischen Daten ihrer klastischen Serie betrifft, wie auch die mikrofaziellen Merkmale der karbonatischen Einschaltungen so gut wie nicht untersucht. Es ist uns daher nicht oder nur zum Teil möglich, die Mikrofaziestypen auf die von BARTH und BÜCHNER untersuchten Werfener Kalke umzulegen. Wohl aber sind Profilvergleiche möglich. Die von BARTH in mehreren Profilen der Berchtesgadener Entwicklung erfaßten Werfener Kalke stimmen generell recht gut mit dem von uns untersuchten Profil überein. Auch dort setzen über roten Feinsandsteinen graue, sandige Kalke mit dünnen Mergellagen und hohem Quarz-Glimmergehalt ein. Darüber sind rote und graue Kalke mit Ooiden, Crinoiden und Lamellibranchiaten, vereinzelt auch Rippelmarken in den immer wieder dünnplattigen, glimmerreichen Partien eingeschaltet. Im Gegensatz zu unserem Profil kann ihre Mächtigkeit 40 m erreichen. Sie entsprechen unserem unteren und mittleren Teil der Rotserie. Die darüber folgenden grünlichen Kalke mit Crinoiden und Glaukonit dürften im Typus mehr unserer oberen Rotserie entsprechen, die durch den Flaser-typus gekennzeichnet ist. Abgeschlossen wird diese Schichtfolge von gelben Kalken und Dolomiten, die in Gutensteiner Kalke überleiten.

BÜCHNER beschreibt aus dem Gesäuse recht unterschiedlich entwickelte Werfener Kalke. Vergleichbar sind nur die bunten Kalke im Liegenden der Gutensteiner Schichten. Es handelt sich um bunte Kalke, die rot und grün gefärbt sind, denen Lagen aus Schiefen und Sandsteinen zwischengeschaltet sind. Die Kalke selbst setzen sich aus reichen Lumachellen zusammen, führen aber sehr häufig auch Ooide und Echinodermaten. Sie entsprechen im wesentlichen unserer Rotserie bzw. den roten Kalken mit den Ooiden sowie grünlichen Kalken, die BARTH besonders hervorhob.

Völlig abweichend sind zwei weitere von BÜCHNER beschriebene Kalkgesteinskomplexe, die er zu den Werfener Kalken stellt. Es sind dies einerseits dickbankige, z.T. massige Kalke, deren Mächtigkeit 60 m beträgt, und die durch Biogene wie Gastropoden, Foraminiferen und Echinodermaten sowie Intraklasten, Pellets und Onkoiden sowie Algenmatten ausgezeichnet sind. Bei diesen dürfte es sich unseres Erachtens um wesentlich ältere Karbonatgesteine handeln (eventuell sind es den Bellerophon-schichten analoge Sedimente, zumal sie mit Rauhbacken und Gipsen wechsel-lagern bzw. verzahnen).

Die im Hangendsten der Gipse auftretenden Kalke sind zwar vorwiegend graubraune, dünnbankige Mergelkalke, die sich als biogenreich herausstellten. Vorwiegend treten Crinoiden in Verbindung mit monaxonen, triaxonen, tetraaxonen Schwammnadeln auf, ein innerhalb der Werfener völlig fremder Sedimenttypus. Sie sind auch älter als die bunten Werfener Kalke, wie dies ja BÜCHNER (1970, Abb. 2) selbst darstellt. Von dieser Warte betrachtet sind also nur die bunten Kalke als "Werfener Kalke" zu betrachten, die ein zeitliches Analogon zu unserer Rotserie darstellen und die sich auch faziell sehr stark ähneln.

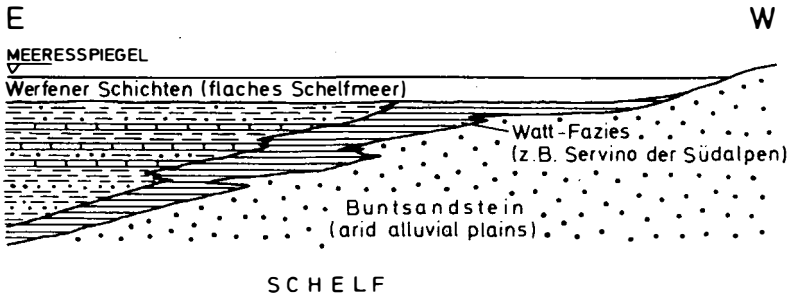
Höhere Werfener Schichten (Werfener Kalke) in ähnlicher Ausbildung finden sich in Mitteleuropa sowie Ost- und Südeuropa weit verbreitet und sind selbst über Griechenland nach Kleinasien hinweg zu verfolgen. Dieses weit ausgreifende, sehr flache Schelfmeer stellt eine Sonderentwicklung dar, die ihresgleichen im erdgeschichtlichen Ablauf ziemlich einzigartig dastehen dürfte. Das Westende (Abtragungsgebiet des umrahmenden Festlandes) des von Osten her vorgreifenden Schelfmeeres liegt auf der Linie Briancon-Chur (siehe Abb. 7). Diesem vorgelagert ist ein breiter Buntsandsteinstreifen, ein Ablagerungsbereich, der ohne Schwierigkeiten als eine "arid alluvial plain" gedeutet werden kann. Daran schließt eine typische Wattfazies (z.B. Servino der Südalpen; höhere Campiller Schichten Nordtirols), während die von uns bearbeiteten Werfener Kalke bereits dem flachen Subtidal mit Ammoniten, Conodonten etc. angehören (siehe Abb. 7 und Abb. 8, Fig. 1).

Eine tidal flat-Fazies, wie sie z.B. ČATALOV 1975 aus dem Oberskyth ("Campill") des Teteven Antiklinorums beschreibt (zentraler Vorbalkan), tritt nur untergeordnet auf. KRYSŤYN (1974: 46) deutet den Werfener Ablagerungsraum als eine große seichte Schelfbucht, mit der die Tethys zur Untertriaszeit im Westen endet. Den Schelfrand dazu markieren rote Cephalopodenkalke (Hallstätter Fazies), oft auch in Verbindung mit Vulkaniten (Griechenland, Türkei). Das nach diesem Autor westlichste Vorkommen von Cephalopodenkalken liegt bei Kcira (Albanien). Zum tieferen Meer (Tethysozean) wird das flachere Campiller Schelfmeer entweder von carbonate buildups (JACOBSSHAGEN 1972: 449) (siehe Abb. 8, Fig. 2) oder von Karbonatplattformen (Abb. 8, Fig. 3) (RAMOVŠ 1974: 161) begrenzt. Das Nebeneinander von Hallstätter Kalken (Tiefschwellenfazies), von Tiefwassersedimenten (Grauwacken, Tonschiefer und Radiolarite) einerseits und Flachwassersedimenten (Werfener) andererseits ohne vermittelnde Sedimente spricht für ein Niederbrechen entlang synsedimentärer Brüche des Schelfes und gleichzeitiges Öffnen des Tethysozeans (siehe BECHSTÄDT, BRANDNER & MOSTLER 1976). Zur selben Zeit, zum Teil auch etwas später, entsteht eine Reihe von subparallel verlaufenden Grabenbrüchen (Siretgrabensystem mit Ausläufern bis nach Schlesien in das Heiligenkreuzgebirge; Aspuseener Bükk-Bruchsystem sowie noch ein kleineres Bruchsystem in Westserbien, dessen Verlauf zur Zeit noch unklar ist). An diesen sich bildenden Wasserstraßen konnten hochmarine Faunen nach Nordwesten vorstoßen. Das Vordringen des Hauptastes des Tethysmeeres zu oberskythischer Zeit endete nach dem bisherigen

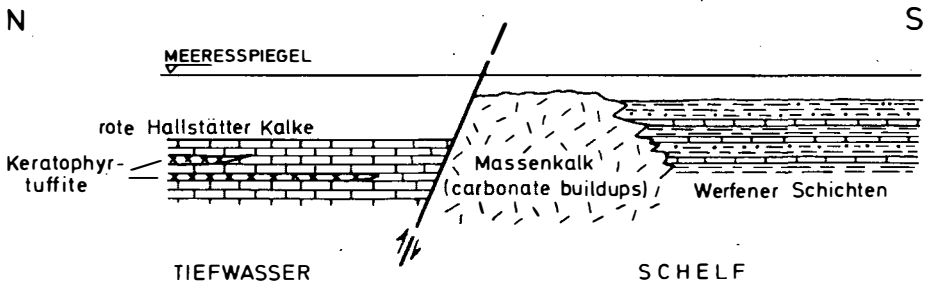
Wissensstand (siehe KRYSTYN 1974: 46) in Albanien. Über dem Siretsystem sind die hochmarinen Faunen wesentlich rascher und somit weiter nach Nordwesten vorgestoßen als im Hauptstrang des Tethysmeeres, zumal sie schon im untersten Anis das Heiligenkreuzgebirge erreicht haben (TRAMMER 1975).

Zusammenfassend wollen wir festhalten, daß die sich von Mitteleuropa über Südosteuropa nach Kleinasien erstreckenden typischen Campiller Schichten vorwiegend Sedimente eines sehr flachen Schelfmeeres (Epikontinentalmeer) darstellen. Weniger typisch ausgebildete und oft noch als Campiller Schichten bezeichnete Sedimente waren voll den Gezeiten ausgesetzt und bildeten zur oberskythischen Zeit echte tidal flat-Ablagerungen. Weitere detailliertere Untersuchungen sollen die hier entwickelten Vorstellungen überprüfen und verfeinern.

1. Ost- und Südalpen



2. Chios-Epidaurus



3. Westserbien - Bosnien

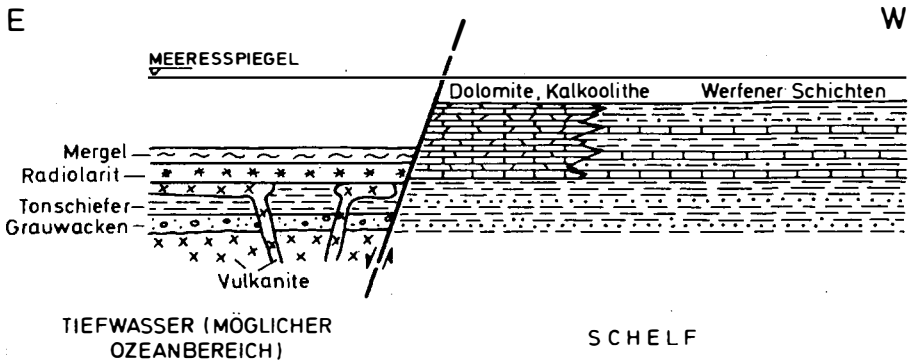


Abb. 8: Paläogeographische Modelle der Sedimentationsverhältnisse im Oberskyth (Campill) für die Alpen, Dinariden und Helleniden.

6. Tektonik

a) Regionalgeologische Position

Wie bereits früher dargestellt (ROSSNER 1972, S. 50) hat die geologische Struktur der Annaberger Senke mancherlei Deutungen erfahren.

Sie reichen von den auf extremen Deckenbauvorstellungen fußenden Gedanken KOBERS und TOLLMANNs (siehe TOLLMANN et al. 1970; Abtauchen des Tirolikums (Tennengebirge) nach E unter das Hochjuvavikum des Gosaukamm-Dachstein-Massivs im Bereich der Senke) über die gemäßigten Auffassungen NOWAKs, HAHNS, SPRENGLERs und DEL-NEGROs (Literatur s. ROSSNER 1972; Gosaukamm-Dachstein-Massiv als Fortsetzung des tirolischen Tennengebirges und nicht deckentektonisch bedingte Entstehung der Annaberger Senke) bis zu den Autochthonievorstellungen TRAUTHs (1937) und SCHLAGERs (1967 und 1968).

Nach dem Deckenbaukonzept TOLLMANNs (TOLLMANN 1969a und TOLLMANN et al. 1970) gehört der Bereich unseres Aufschlusses zu der vorgosauisch durch N-gerichtete Bewegungen in die heutige Position gebrachten Lammerdecke (TOLLMANN 1968), dem tieferen Teil des tiefjuvavischen Deckenkomplexes (s. Abb. 1). Genauer betrachtet befinden wir uns im SE-Sporn dieser großtektonischen Einheit, wo sie sich bis auf 1-2 km der im Annaberger Halbfenster weit nach N reichenden Werfen-St. Martiner Schuppenzone annähert (TOLLMANN 1969a, Taf. 1). Damit gelangt man in diesem Teil der Lammerdecke in die Nachbarschaft einer Zone, die in bedeutenderem Umfang von jüngeren, illyrisch pyrenäischen (nach TOLLMANN et al. 1970, S. 103) i.w.S. S-vergenten Bewegungen beeinflusst worden sein soll. Wie TOLLMANN (TOLLMANN et al. 1970, S. 103) zugibt, sind diese tektonischen Vorgänge zwar schwach gewesen, doch wird Ihnen vom gleichen Verfasser (1969a) andererseits eine solche Bedeutung zugestanden, daß der intensive Schuppenbau des St. Martiner Schuppenlandes auf sie zurückgeführt wird. Die wichtige Frage, inwieweit sich diese Ansicht aufgrund der tektonischen Elemente und Formen des hier behandelten Aufschlusses bestätigen läßt, soll Gegenstand einiger Erörterungen im folgenden sein.

b) Die Strukturen und ihre Deutung

(1) Faltungsformen

Bei der ersten Aufnahme des Lammerschluchtprofils (ROSSNER 1972, S. 51 und Abb. 3, S. 9) wurde auf das Vorhandensein zweier Gruppen von Faltelementen mit unterschiedlicher Streichrichtung und Vergenz hingewiesen. Das sind zunächst die NW-SE-streichenden Strukturen mit NE-Vergenz (ROSSNER 1972, Abb. 3, Diagramm D21), deren Faltenformen relativ steile, nach SW einfallende Mittelebenen zeigen (s. letztgenannte Literatur, Abb. 16 und zum Vergleich auch Abb. 14). Diese Mittelebenen passen in keiner Weise zu der horizontal liegenden oder flach nach NE eintauchenden Schieferung, wie man sie vor allem im S-Teil des Aufschlusses erkennt (ROSSNER 1972, Abb. 17). Wie weiter unten noch gezeigt wird, lassen die mechanisch zu der erwähnten NE-vergenten Faltung gehörigen Erscheinungen erkennen, daß sie infolge einer

Mitverstellung der genannten Schieferung jünger sind als diese. Deckenbewegungen wie jene, die die Nordkalkalpen in die heutige Position gebracht haben, waren sicher mit der Formung flacher Schubbahnen und liegender bis stark überkippter Falten (wenigstens in tieferen Stockwerken) verbunden. Das dazugehörige Element ist bei uns die flache Schieferung, die z.T. sogar die Rekonstruktion von Tauchfalten zuläßt (ROSSNER 1972, Abb. 19). Damit sind die erwähnten, NE-vergenten Falten unseres Aufschlusses aber mit Sicherheit keine Leitformen des Großdeckenbaus.

Trotzdem sind sie keine lokalen Erscheinungen. Betrachtet man nämlich den Gesamtverlauf der Lammermasse (s. Abb. 1 oder TOLLMANN 1969a, Taf. 1), so sieht man, daß deren S-Grenze, der Tennengebirgsnordrand, NW-SE-Streichen zeigt, und dieser Richtung folgen ja auch unsere Falten. Neben dieser Tatsache ist weiterhin darauf hinzuweisen, daß wir NE' unseres Profils auf eine strukturell recht gut vergleichbare Erscheinung stoßen, auf die NW-SE-verlaufende und NE-vergente, steile Zwieselalmüberschiebung (oder besser -aufschiebung, s. Abb. 1), die bekanntlich nachgosaisches Alter besitzt. Unsere NE-vergenten Falten repräsentieren den gleichen Baustil, weshalb sie ohne größere Schwierigkeiten als die für eine nachgosaische Überprägung zumindest des SE-Teils der Lammermasse und der angrenzenden Bereiche (N'Gosaukamm und Tennengebirge) leitenden Strukturen i.S. SCHWANs (1964) anzusehen sind.

Der Mechanismus wäre in einer schraubstockartigen Einklemmung und Zusammenpressung der SE' Lammermasse zwischen den Blöcken des Gosaukamms und des Tennengebirges zu suchen, was wiederum auf einen nachgosaischen Nachschub des Tennengebirges von SW her zurückgeführt werden kann. Als Folge davon paßten sich die neu entstehenden Strukturen im N-Teil der Annaberger Senke in ihrem Streichen dem "möglicherweise durch eine recht alte Anlage bedingten" (CORNELIUS in CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952) NW-SE-streichenden NE-Rand des Tennengebirges an. Auch die im ganzen Zwieselalmgebiet nach den Angaben SCHLAGERS (1967, S. 260) ausgeprägten Ostvergenzen ließen sich durch die Anschubbewegungen des Tennengebirges von SW erklären.

Hinweise auf eine solche Beanspruchung findet man, allerdings mit umgekehrten Vorzeichen, auch im W und SW unseres Aufschlusses (s. Abb. 1) am Rand des Tennengebirges in den von CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952, Taf. IX, Prof. XIII und XIV) dargestellten NW-SE-streichenden, aber SW-vergenten Faltenzügen von Jura und Obertrias im Bereich der Schallwand und des Großen Traunsteins, die von den beiden Autoren ganz im Sinne der hier geäußerten Vorstellung als Rückstauerscheinungen gedeutet werden (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952, S. 197).

Angesichts der Tatsache, daß weiter W' am N-Rand des Tennengebirges SW-vergente Antiklinal- und Synklinalzüge (Synklinalen der Strubberge nach CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952, S. 194 und 195, sowie Taf. IX, Prof. X-XII; TOLLMANN 1969a, Taf. 1) innerhalb der Lammermasse vorhanden sind, die in diesem Ausmaß meiner Ansicht nach nur schwer durch relativ schwache, jüngere Rückstaubewegungen erklärbar sind, läßt den Gedanken nicht abwegig

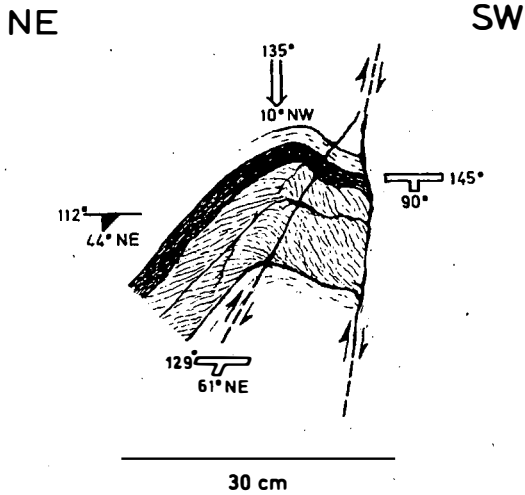


Abb. 9: SW-vergente Aufschiebung (Lage s. Abb. 2)

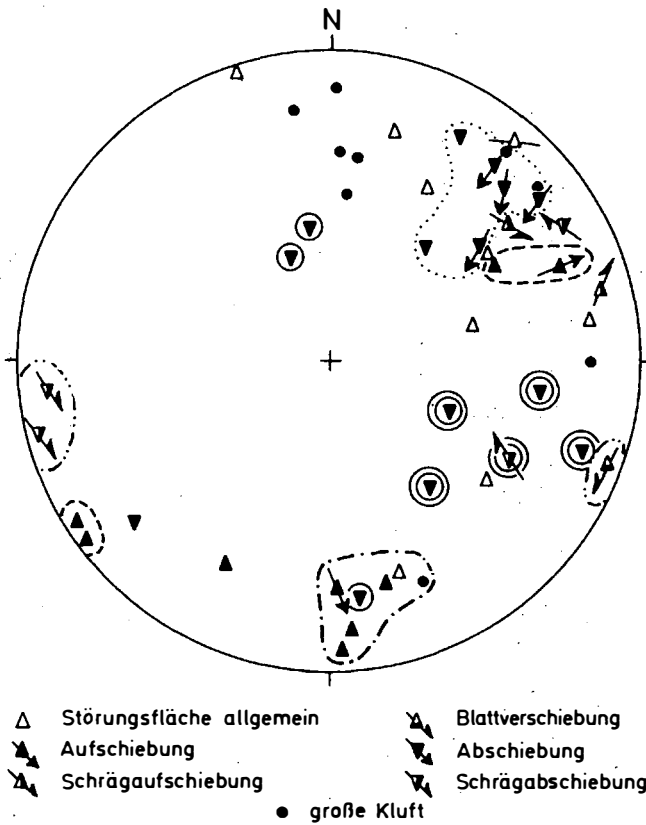


Abb. 10: Diagramm der wichtigsten Störungsflächen (Erläuterung s. Text)

erscheinen, daß die Lammermasse weitgehend autochthone bis para-autochthone Stellung besitzt, wie dies bereits von TRAUTH (1936) und neuerdings von SCHLAGER (1967 und 1968) und ZANKL (1962) herausgestellt wurde, und daß die Rückstaustrukturen im Bereich der Schallwand nur jüngere Überprägungen bereits bestehender älterer, primärer Randfaltungen mit etwa gleicher Richtung am S-Rand einer tektonisch inkompetenten Zone (Lammermasse mit Hallstätter Fazies) darstellen.

Dem von einem diskordanten Angrenzen der internen Tektonik der Lammermasse an ihren S-Rand ausgehenden Argument TOLLMANNs für eine Allochthonie dieser Zone (1968, S. 230) ist als wesentlicher Einwand entgegenzuhalten, daß die Strukturen der Lammermasse weitgehend konkordant zum N-Rand des Tennengebirges verlaufen, wie dieser Autor selbst in seiner tektonischen Karte (TOLLMANN 1969a) zeigt.

Allein aus der tektonischen Beanspruchung der zur Tennengebirgs-einheit gehörigen, jurassischen Strubberg-Schichten oder aus dem Vorhandensein von Breccien (Strubberg-Breccien), die sich noch dazu als syndimentäre Gleitmassen oder Olisthostrome (nach HÖCK & SCHLAGER 1964) erwiesen, läßt sich wohl nur schwer ein hinreichender Beweis gegen die Autochthonie und für den Ferntransport der Lammermasse erbringen, wie dies von CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952, S. 195) versucht worden ist. Die Darlegungen TOLLMANNs (1968, S. 230, 237, sowie 1970, S. 106), die sich auf die Natur und Zusammensetzung der Strubberg-Schichten beziehen, weisen zwar mit Recht darauf hin, daß die Existenz von Schollen mit Hallstätter Gesteinen in den erwähnten Olisthostromen allein ohne Kenntnis ihrer Einschubrichtung keinen eindeutigen Gegenbeweis gegen die Allochthonie liefern kann. Sie ist aber andererseits wegen der Nähe von Hallstätter Gesteinen in der Lammermasse eher noch ein Hinweis, auf keinen Fall als Gegenbeweis zur Autochthonie zu werten. Doch kann und soll hier nicht weiter spekuliert werden, zumal an dieser Stelle, zu diesem Problemkreis keine weiteren Tatsachen beigetragen werden können.

Aber SE-NW-streichende Rückstauerscheinungen mit SW-Vergenz findet man nicht nur in großem Ausmaß an den erwähnten Stellen am NE-Rand des Tennengebirges, sondern im kleintektonischen Bereich auch in unserem Profil, und zwar vor allem in den Werfener Schiefen im Südteil des Aufschlusses (s. Abb. 2). Es sind dies, wie Abb. 17 in ROSSNER 1972 (S. 36) und Abb. 9 der vorliegenden Abhandlung (Lage s. Abb. 2 und 3) zeigen, Strukturen, die im Stil durchaus zum sonstigen Bild S-vergenter Strukturen in diesem Raum passen (s. ROSSNER 1972, S. 35 und 36), aber im Streichen parallel zu den N-(NE-)vergenten Formen bei ROSSNER 1972 (Abb. 3, Diagramm D21) verlaufen. Die Deutung als SW-vergente, mechanisch mit den NE-vergenten Strukturen in Verbindung stehende Rückstauererscheinungen wird gestützt durch die Tatsache, daß z.B. die Struktur bei LR 11 (Abb. 3) direkt mit zugehörigen NE-vergenten Aufschiebungen gleichen Streichens verknüpft ist (s. auch Diagramm Abb. 10, gestrichelte Bereiche). Die Verstellung der älteren Schieferung durch die Struktur Abb. 9 zeigt, was schon oben angedeutet worden ist: diese NW-SE-streichenden Pressungserscheinungen sind jünger als die zur Schieferung

gehörige tektonische Beanspruchung.

Die zweite große Gruppe von Faltenstrukturen unseres Profils wird von den jüngeren, SE-vergenten Formen gebildet (s. ROSSNER 1972, Abb. 3, Diagramm D₂₁), deren Achsen bevorzugt nach NE einfallen. Der Morphologie nach handelt es sich hier um aufrechte bis schiefe Falten, die auf eine recht wenig intensive Pressungsbeanspruchung zurückgehen müssen (Abb. 11, Lage s. Abb. 2 und ROSSNER 1972, Abb. 16).

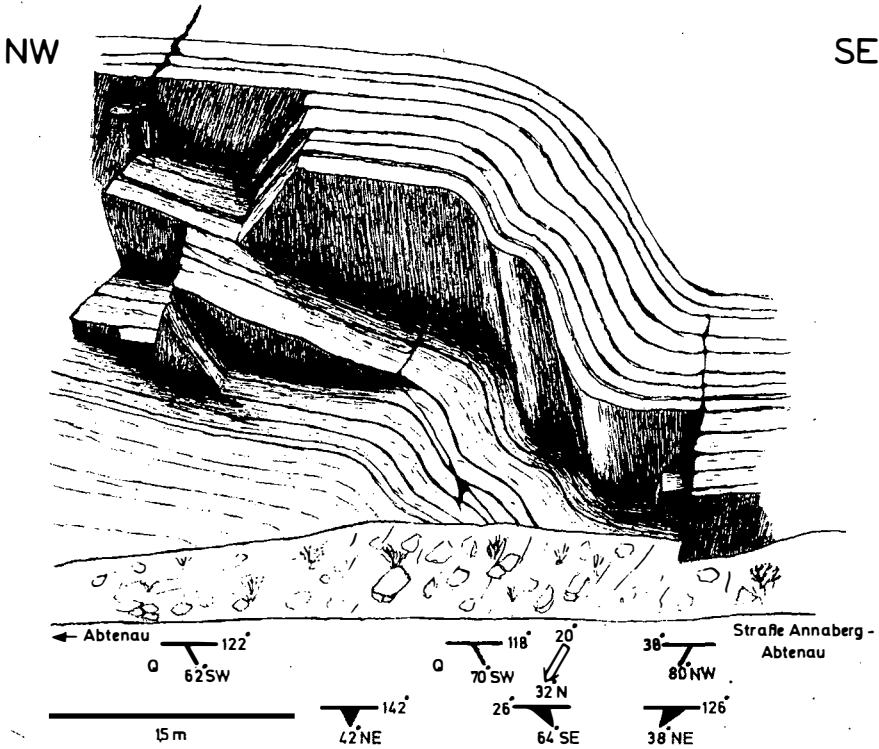


Abb. 11: Beispiel einer SE-vergenten Strukturform (Lage s. Abb. 2)

Mit der S-Vergenz wird in unserem Raum vielfach die Entstehung der Schuppenzüge des St. Martiners Schuppenlandes in Verbindung gebracht (s. z.B. TOLLMANN 1969a). Wie bereits 1972 (ROSSNER 1972, S. 37) muß auch heute betont werden: wir befinden uns im Bereich des Lammerschluchtprofils nur wenig entfernt von der

tektonischen Grenze Schuppenland-Lammermasse. Wären die Schuppenzüge des Schuppenlandes durch S-vergente Bewegungen entstanden, so hätten sich diese bei dem vorliegenden Ausmaß der Schuppenbildung (s. ROSSNER 1976) auch in der überlagernden Lammermasse vor allem so nahe an der tektonischen Trennlinie beider Zonen noch stark bemerkbar machen müssen (bei dem allgemein anerkannten jungen Alter der S-Bewegungen muß die Lammermasse ja auch nach der Deckenauffassung schon an ihrem jetzigen Platz gewesen sein). Die erwähnten und gezeigten S-vergenten Strukturen im Bereich der SE' Lammermasse sind aber keinesfalls als Leitformen eines Schuppenbaus auszuweisen.

Überhaupt muß die Bedeutung der S-Bewegungen in diesem Teil der Annaberger Senke gegenüber den Ansichten TOLLMANNs 1969a (Taf.1) beträchtlich herabgesetzt werden. So dürfte z.B. die SW-vergente Aufschiebung bei TOLLMANN (1969a, Taf. 1), die von der SW-Seite des Buchberg-Riedels bis zur Bischofsmütze mit NW-SE-Streichen durchlaufen soll, nach der Darstellung SCHLAGERs (1967, Taf. 16 und Profile Taf. 17) im NW-Teil möglicherweise gar nicht vorhanden und im SE eine Bruchstörung sein, deren Natur zwar von SCHLAGER nicht ganz geklärt werden konnte (1967, S. 261), die aber zum Teil ganz deutlich, wenn auch steil, nach SE einfällt (SCHLAGER 1967, Taf. 17, Prof. 24 und 31), also auf keinen Fall eine S-gerichtete Bewegungskomponente aufweisen kann.

Wenn man vielleicht auch nicht so weit geht und die N-vergenten Strukturen in unserem Bereich als Leitstrukturen für einen N-vergenten Bau des Schuppenlandes heranzieht (die Strukturen des Lammerschluchtprofils wären von der Form her nicht sehr geeignet), so zeigen diese doch andererseits, daß in diesem Raum die Hauptbeanspruchungen (im Sinne der Intensität) vorherrschend N-vergenten Charakter besaßen. Die Schuppenbewegung muß mit einer starken Beanspruchung, also mit einer Hauptbeanspruchung zusammenhängen, und damit muß auch hier wieder darauf verwiesen werden, daß die zur Schuppenbildung im St. Martin Schuppenland gehörige Beanspruchung nur N-vergent sein kann.

Was das Einfallen der Faltenachsen betrifft, so zeigen sowohl die NE-, als auch die SE-vergenten Erscheinungen ein deutliches Gefälle nach E. Dieses Faktum weist auf den ersten Blick in Richtung der Deckenbauvorstellungen TOLLMANNs, die von einem Abtauchen der Lammermasse am W-Rand des Gosaukammes unter die hochjuvavische Dachsteinmasse ausgehen. Doch ist auch hier bei näherem Hinsehen kein eindeutiges Kriterium für die zur Kalkmasse des Gosaukamm-Dachstein-Massivs tektonisch liegende Position der gesamten Lammermasse gegeben. Denn die in unserem Profil und weiter S' (Aufschluß I bei ROSSNER 1972, S. 33 ff.) erschlossenen Werfener und tiefanistischen Schichten stellen auch bei einer Autochthonie der Lammermasse und des Gosaukammes die allerdings stratigraphisch und nicht tektonisch liegenden Teile der ganzen Schichtenfolge dar und müssen unter die Kalkmasse mit ihren jüngeren Schichten abtauchen. Man kann einer solchen Erklärung des Achsenfallens bei einer Ortsgebundenheit der einzelnen Zonen entgegenhalten, daß die Skyth/Anis-Grenze, die wir ja in topographisch tiefer Position im Lammerschluchtprofil antreffen, weiter E' um ca. 200 m höher liegt und damit eigentlich ein An-

steigen der Schichten und Achsen nach E zu erwarten wäre. Doch würde eine derartige Argumentation auch die Deckenbauvorstellungen treffen, denn auch nach diesem Konzept gehören beide erwähnten Stellen (Lammerschluchtprofil und W-Hang des Riedelkar-Buchberg-Riedel-Zuges W' des Gosaukammes) zur gleichen Einheit, allerdings eben zur Lammerdecke.

Die Lösung dieses Problems ist wahrscheinlich in NW-SE-streichenden, unter Quartär verborgenen und durch aufgeschlepptes Haselgebirge verhüllten Brüchen mit Absenkung der W-Partie zu suchen. Diese sind möglicherweise auch für die Abtrennung der zum Gosaukamm gehörigen Randschollen im SW desselben verantwortlich (s. SCHLAGER 1967, S. 261). Wie unten gezeigt wird, lassen sich für diese Brüche in unserem Profil ebenfalls Anzeichen im kleintektonischen Bereich finden (Diagramm Abb. 10, punktierte Zone).

(2) Bruchtektonik

Mit der zuletzt angeführten Bemerkung ist bereits zu einem weiteren wichtigen Teil des Strukturinventars unseres Aufschlusses übergeleitet worden. Überraschend ist, daß gerade hier, in einer Position, die nach dem Konzept des juvavischen Deckenbaus einem relativ tiefen Stockwerk angehört (Lammerdecke als tiefer Teil des Tiefjuvavikums), und wo höhere Stockwerke, zumindest die obere Hallstätter Decke des Tiefjuvavikums, nach den als Deckenklippen gedeuteten Hallstätter-Fazies-Vorkommen an der Pailwand und S' davon (s. TOLLMANN 1969, Taf. 1 und TOLLMANN et al. 1970, Abb. 1) die in der Lammerschlucht anstehenden Schichten überlagert haben sollen, daß also in einer solchen Position ein deutliches Vorherrschen der Bruchtektonik gegenüber der Falten tektonik festzustellen ist, und das, obwohl die Werfener Schichten hinsichtlich ihrer Kompetenz zu plastischer Verformung geradezu prädestiniert sind. Vielleicht ist das doch ein Hinweis auf eine tatsächlich höhere Position der Lammermasse, als nach dem Deckenbaukonzept anzunehmen ist, und damit vielleicht auch auf ihre autochthone Stellung.

Die bedeutenderen und größeren Harnisch- und Kluftflächen des Profils wurden in das Diagramm der Abb. 10 eingetragen.

Die Darstellung in diesem Diagramm erfolgte nach der bekannten Methode von HOEPPENER (1955), wobei zur direkten Verdeutlichung der Störungsart im Sinne der von CLOOS (1936, S. 232 ff.) getroffenen Einteilung die von ROSSNER 1972 (S. 41) verwendeten und bei KNEIDL (1971/72, S. 108) nochmals näher erläuterten Zeichen Verwendung finden.

Die in der gestrichelten Zone liegenden Verschiebungsflächen wurden bereits oben als die zur SE-NW-streichenden Faltung dieses Raumes gehörigen Elemente analysiert. Zu dieser Faltung gehören als Längsklüfte aber auch zahlreiche, im Bereich N' der Rauhackenbank (s. Abb. 2) anzutreffenden, mit Kalzit erfüllten Klüfte, auf die bereits bei ROSSNER (1972, S. 9, Abb. 3, Diagramm D₂₀ und S. 44) hingewiesen wurde.

Auch die SE-vergenten Pressungserscheinungen mit ihren steilen Mittelebenen besitzen eine zugehörige Schar von Verschiebungs-

28 Abb. 12: X-Sprung in Gutensteiner Kalk-Basisschichten (durch Raster getönt) und unterlagernden "Rauhacken".

S

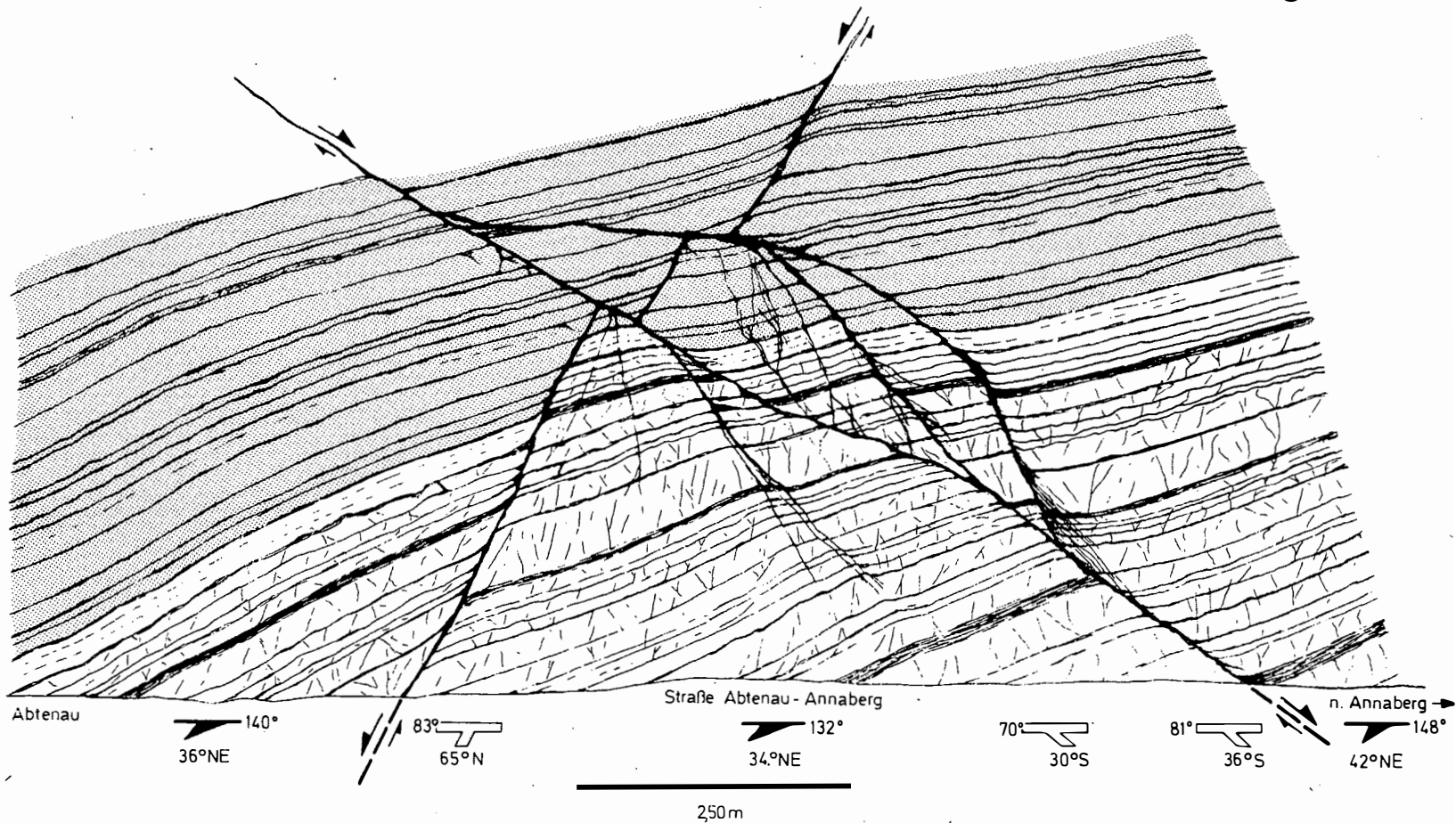
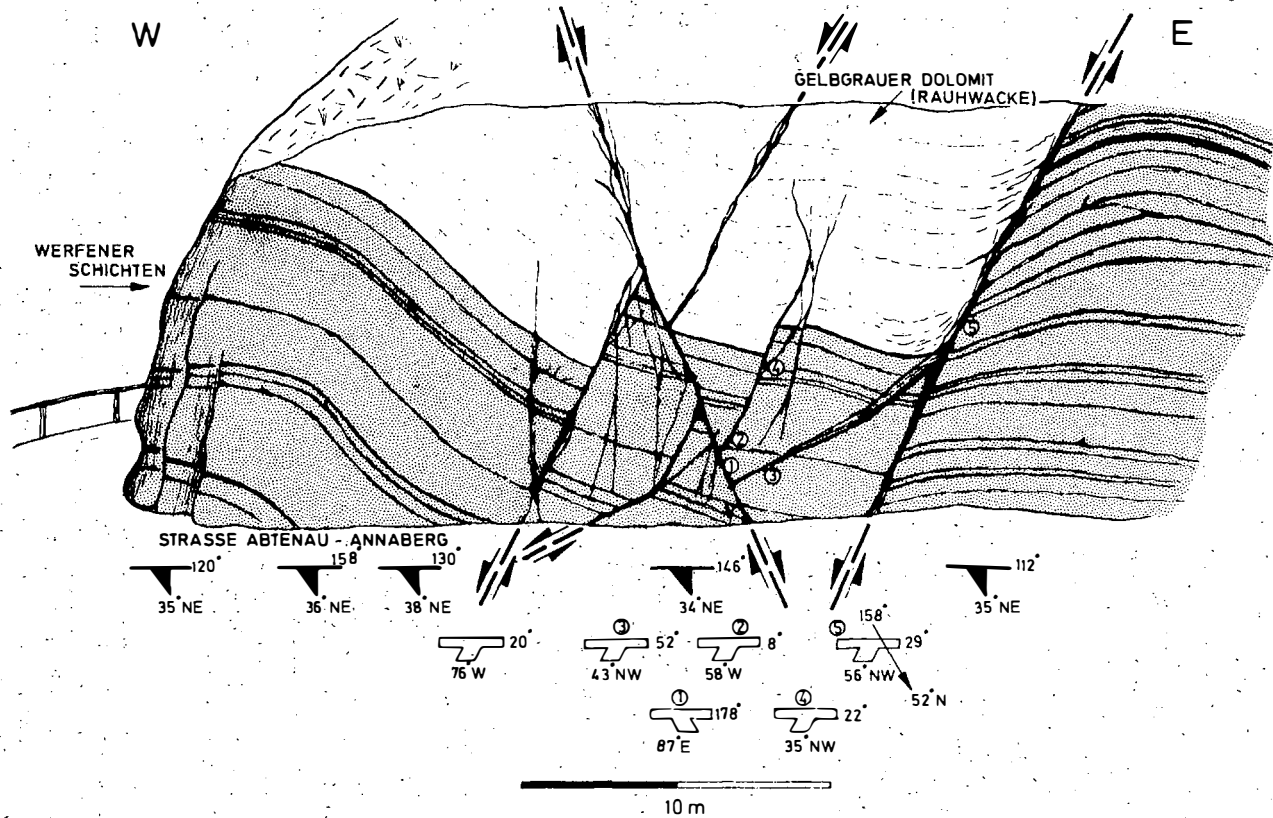


Abb. 13: Ausweitende Bruchtektonik in "Rauhacken" und oberen Werfener Schichten



flächen mit entsprechend steilem Einfallen in NNW- bis NW-Richtung (strichpunktierte Zone des Diagramms Abb. 10, Strukturen s. Abb. 3 bei LR 11). Es sind dies natürlich keine den Störungsbahnen des Schuppenlandes entsprechende Flächen.

Zu den Einengungsformen sind als diagonale Scherungsstörungen wohl auch die in der strichdoppelpunktierten Zone des Diagramms Abb. 10 gelegenen Schrägabschiebungen zu rechnen, die schon fast blattverschiebenden Charakter besitzen. Sie gehören in weiterem Sinne nach TOLLMANN (1969b, S. 283) zur Schlußphase der tangentialen Einengung des Orogens, sind damit wahrscheinlich gleichaltrig oder jünger als die SE-vergenten Strukturen, die ja noch mit einer, wenn auch schwachen, Tangentialeinengung zusammenhängen müssen.

Neben diesen auf Einengung zurückführenden Elementen treffen wir auf eine Reihe anderer Klüfte und Verschiebungsflächen, die durch Ausweitung entstanden sind. Hervorzuheben sind darunter besonders die im NE-Quadranten des Diagramms Abb. 10 gehäuft auftretenden steilen bis mittelsteilen Abschiebungen nach SW, die nur mit einer in größerem Rahmen bestehenden Bruchtektonik gleichen Bewegungssinns am W-Hang des Gosaukammes in Verbindung gebracht werden können (s. auch Ende von Kapitel (1)). Daß Brüche dieser Richtung in diesem Abschnitt der E' Kalkalpen durchaus zum normalen Bild gehören, zeigt die bruchtektonische Karte TOLLMANNs (1969b, Texttaf. 1) recht deutlich.

Hinzu kommen nun von der Erscheinungsform her recht bedeutende Strukturen, die auf Ausweitung in der N-S-Richtung (einfach umringelte Pole des Diagramms Abb. 10) und in der NNW-ESE-Richtung (doppelt umringelte Pole des Diagramms Abb. 10) zurückzuführen sind, Die zugehörigen Strukturformen sind in Abb. 12 und 13 dargestellt, Die entsprechenden Bruchrichtungen sind für den mehrmals geknickten Verlauf des Lammertales im Bereich des behandelten Profils verantwortlich.

Die rupturellen Erscheinungen, die sich auf Zerrungstektonik zurückführen lassen, sind auch in erster Linie für die Entstehung der morphologischen Annaberger Senke verantwortlich, z.T. infolge einer Zerlegung des Schichtverbandes, was wiederum die fluviatile und glaziale Erosion begünstigte.

Die übrigen in Diagramm Abb. 10 eingetragenen Flächen lassen sich ohne Zwang keinem der bisher besprochenen Systeme zuordnen, weshalb darauf auch nicht näher eingegangen wird.

Die zuletzt untersuchten ausweitenden Bruchstrukturen gehören entsprechend TOLLMANN (1969b, S. 285) in das kratogene Frühstadium bis Hauptstadium der Ostalpen, sind also wohl sehr jung.

Ergänzend sei zum Abschluß der Betrachtungen des tektonischen Inventars des Lammerschluchtprofils darauf hingewiesen, daß weder Anhaltspunkte für die von SICKENBERG (1928) postulierten starken E-W-Bewegungen, noch für SPENGLERs Schubkeil des Lammertales (SPENGLER 1951, s. hierzu auch ROSSNER 1972, S. 50; dort auch Literaturangabe der beiden letztgenannten Arbeiten) zu beobachten sind.

Anmerkung zum Kapitel Tektonik

Nach der endgültigen Fertigstellung des Manuskripts (April 1976) erschien in den Sitzungsberichten der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (m.-n.Kl., Abt. I, 184, 237-257) von Prof. TOLLMANN (Wien) ein Artikel: "Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit...". Trotz früherer Widerstände äußert er sich hier positiv zu dieser Problematik, vor allem auch aufgrund von kleintektonischen Strukturanalysen im Zentralbereich der Lammereinheit. Die dort vorgebrachten Argumente ergänzen die unsrigen in erfreulicher Weise und lassen insgesamt die ortsgebundene Stellung der Lammernasse in neuem, günstigem Licht erscheinen.

7. Conclusion

Der in der Lammerschlucht sehr gut erschlossene Hangendabschnitt der Werfener Schichten zeigt einen überwiegend karbonatischen Aufbau. Der überraschend hohe Fossilreichtum macht es möglich, diesen Schichtkomplex stratigraphisch gut in den Griff zu bekommen. Eine zeitliche Einstufung gelang sowohl mit Hilfe der Megafauna als auch Mikrofauna, insbesondere durch Ammoniten und Conodonten; aber auch die Foraminiferen, Crinoiden und Ophiuren haben zu einer klaren Einordnung dieser in das hohe Skyth beigetragen. Die basalen Gutensteiner Schichten sind nach der Conodontenführung noch in das Oberskyth zu stellen.

Die stets durch Silikatdetritus beeinflusste Karbonatgesteinschichtfolge ließ sich in sieben Mikrofaziestypen aufgliedern, wovon ein Typus bereits den basalen Gutensteiner Schichten zuzurechnen ist. Einige Mikrofaziestypen sind über das ganze Profil verteilt, andere wiederum auf engsten Raum beschränkt. Abgesehen von einer permanenten, nur in der Intensität stark schwankenden Sand- und Siltschüttung sind auch die Ooide und viele Biogene als geschüttetes Material zu betrachten. Schillagen, Erosionsrinnen, Flaser- und Schrägschichtung sind ebenso Zeugen einer starken Sedimentbewegung. Nirgends aber konnten sichere Anzeichen für Auftauchbereiche, wie z.B. zeitweises Trockenlegen etc. festgestellt werden. Sowohl Sedimentaufbau, als auch Biogenführung weisen auf einen durchgehend subtidalen Ablagerungsbereich; von Ablagerungen eines Gezeitenmeeres im oberen Skyth kann man in dem von uns untersuchten Raum nicht sprechen.

Vom Untersuchungsgebiet im Lammertal ausgehend wurde die Schelfsituation des höheren Skyth in Mittel-, Süd- und Osteuropa bzw. im westlichen Teil Kleinasiens diskutiert. Ein besonderes Augenmerk wurde hierbei der scharfen Grenze zwischen den seichten Werfener Schelfmeersedimenten und den Ablagerungen des Tiefwassers beigemessen. Das unmittelbare Nebeneinander von Werfener Flachwasserablagerungen und Hallstätter Kalken mit Pyroklastika einerseits, sowie Werfener Schichten und Tonschiefer in Vergesellschaftung mit Grauwacken und Radiolariten andererseits, weist auf ein einschneidendes tektonisches Ereignis zur skythischen Zeit hin, das von den Autoren mit einer frühen Öffnungsphase des "Tethysozeans" in Zusammenhang gebracht wird. Hinweis hierfür ist eine Reihe von subparallel verlaufenden Grabensysteme-

men wie etwa das Siretgrabensystem, das Apusener Bük-Bruchsystem etc., die sicher schon in skythischer Zeit angelegt wurden. An den durch die Bruchtektonik entstandenen Wasserstraßen konnten die hochmarinen Faunen vordringen, den ostalpinen Raum allerdings erst nach dem Niederbrechen eines Großteils des Flachschelfs im mittleren Anis erreichen.

Die Werfener Schichten des höheren Skyth (Campiller Schichten) sind vorwiegend Sedimente eines sehr flachen Schelfmeeres. Sie sind in den Ostalpen weit verbreitet und werden im Westen über einen schmalen Abschnitt, der sich aus Sedimenten eines Gezeitenmeeres zusammensetzt, von den terrestrischen Ablagerungen des Buntsandsteins abgelöst.

Aufgrund der im tektonischen Teil angeführten Überlegungen lassen sich folgende Stadien strukturgeologischer Gestaltung im Bereich der Annaberger Senke unterscheiden:

a) Entstehung einer flachen Schieferung, die wohl mit einer wie auch immer gearteten Deckenbewegung zusammenhängt. In Anlehnung an den 1972 (ROSSNER 1972, S. 51 und 52) dargestellten Mechanismus der Schuppenbildung im Werfen-St. Martiner Schuppenland möchten wir die Schieferung mit der im erwähnten Artikel postulierten N-Bewegung der Kalkmassive in Verbindung bringen, nicht zuletzt auch deswegen, weil die flache Schieferung sehr gut zum Baustil der flachen Schuppenbahnen paßt.

Das Alter dürfte nach der damit wohl zusammenhängenden Überschiebung von Neokomschichten am S-Rand der Osterhorngruppe durch die Lammermasse (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952, S. 198-199) postneokom oder vielleicht nach TOLLMANN (in TOLLMANN et al. 1970, S. 100) austroalpin ("postunteraptisch") sein. Nach dieser Überlegung besäße dann auch die Schuppenbildung vorgosauisches Alter i.w.S.

b) SW-NE-Einengung, besonders der SE' Lammermasse, vielleicht durch einen S-N- oder SW-NE-Nachschub der Kalkmassive, insbesondere des Tennengebirges. Das Alter dürfte bei einem Zusammenhang der in Verbindung damit entstandenen Strukturen mit der Zwieselalmüberschiebung nachgosauisch, aber älter als c) sein.

c) SE-vergente schwache Einengung, die von TOLLMANN in die illyrisch-pyrenäische Phase gestellt wird.

Es ergibt sich hier bezüglich der Altersverhältnisse von b) und c) eine Diskrepanz zu den Auffassungen SCHLAGERS 1967 (S. 259), der die S-vergenten Bewegungen in ein älteres Stadium als die N-gerichteten Nachschubbewegungen des Gosaukamm-Massivs einordnet.

d) Zerrung in verschiedenen Richtungen und damit zusammenhängende Bruchtektonik.

Aus den Gegebenheiten unseres Aufschlusses ist keine eindeutige Entscheidung für oder gegen den Teildeckenbau im Raum zwischen Tennengebirge, Gosaukamm und Osterhorngruppe möglich, doch sind sicher einige Hinweise vorhanden, die mehr in Richtung einer

ortsgebundenen Stellung der Lammermasse und ihrer angrenzenden Bereiche weisen.

Bei einer autochthonen Lage der Hallstätter Fazies der Lammermasse zwischen der tirolischen Fazies wäre erstere zwischen den tirolischen Kalkstöcken bei der mit der Schuppenbildung in der Werfen- St. Martiner Zone verbundenen Deckenbewegung nach N mittransportiert und als tektonisch inkompetente Zone z.T. mit N-, z.T. mit S-Vergenz auf den stabileren Rahmen aufgefaltet und aufgeschoben worden. Es kann so leicht der interne Faltenbau in der Lammermasse erklärt werden, den wir in Resten z.B. in den Strubberg-Synklinalen und anderen, mehr oder minder konkordant zum S-Rand verlaufenden Faltelementen finden.

Ein Transport von Massen verschiedenartiger Fazies mit unterschiedlicher Kompetenz bei der Platznahme des nordkalkalpinen Oberostalpins muß zulässig sein, sonst würde auch die Argumentation für die Deckennatur der Lammermasse als Vielfaziesdecke unglaubwürdig.

Danksagung

Für Diskussionen möchten wir Herrn Dr. BRANDNER (Innsbruck), Herrn Dr. KRYSZYN (Wien) und Herrn Dr. RESCH (Innsbruck) danken. Herr Dr. RESCH hat freundlicherweise auch die Bestimmung der Foraminiferen übernommen.

Für Bereitstellung der Reisemittel und für Verbrauchsmaterialien sind wir dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu Dank verpflichtet.

Literatur

- ASSERETO, R.; BOSELLINI, A.; FANTINI-SESTINI, N. & W.C. SWEET (1973): The Permian-Triassic Boundary in the Southern Alps (Italy). In: The Permian-Triassic Systems and their mutual Boundary, A. LOGAN & L.V. HILLS, ed. - Canadian Soc.Petrol. Geol.Spec.Publ., 2, 176-199.
- BACCELLE, L. & A. BOSELLINI (1965): Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. - Annali d'Universita di Ferrara, N.S., Sez. IX, Sci.Geol.Pal., IV (3), Ferrara.
- BACHMANN, G.H. & V. JACOBSHAGEN (1974): Zur Fazies und Entstehung der Hallstätter Kalke von Epidauros. - Z. Deutsch.Geol.Ges. 125, Hannover.
- BECHSTÄDT, T.; BRANDNER, R. & H. MOSTLER (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. - Geol.Rdsch. 65, Stuttgart.
- BÜCHNER, K.-H. (1970): Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuse-Berge (Obersteiermark, Österreich). - Dissertation, Marburg/Lahn.
- ČATALOV, G. (1975): Facies Analysis of the Svidol Formation (Lower Triassic) of the Teteven Anticlinorium (Central Fore-Balkan). - Geologica Balcanica 5, Sofia.
- CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie. - 503 S., Berlin (Borntraeger).
- CORNELIUS, H.P. & B. PLÖCHINGER (1952): Der Tennengebirgs-Nordrand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. - Jb.Geol.B.A., 95, 145-225, Wien.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias; Methoden und Probleme. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21. Bd., Teil 1, Innsbruck.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. - Erdöl und Kohle, 12, 605-613, Hamburg.
- FÜCHTBAUER, H. & G. MÜLLER (1970): Sedimentpetrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. - 726 S., Stuttgart (Schweizerbarth).
- GWINNER, M.P. (1971): Geologie der Alpen. - Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- HAHN, F. (1913): Grundzüge des Baus der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. - Mitt.Geol.Ges. in Wien, 6, 1. Teil: 238-357, 2. Teil: 374-501, Wien.
- HÖCK, V. & W. SCHLAGER (1964): Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbrekzien des Tennengebirges (Salzburg). - Anz.Österr.Akad.Wiss., math.-naturw.Kl., 1964, 228-229, Wien.
- HOEPFNER, R. (1955): Tektonik im Schiefergebirge. - Geol.Rdsch., 44, 26-58, Stuttgart.
- JACOBSHAGEN, V. (1972): Die Trias der mittleren Ost-Ägäis und ihre paläogeographischen Beziehungen innerhalb der Helleniden. - Z.Deutsch.Geol.Ges. 123, Hannover.
- KNEIDL, V. (1971/72): Vorschlag zur Systematisierung von Verschiebungsflächen. - Ber.Naturf.Ges.Freiburg i.Br., 61/62, 105-109, Freiburg.
- KRYSTYN, L. (1974): Die *Tirolites*-Fauna (Ammonoidea) der unter-

- triassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. - Sitzber.Österr.Akad.Wiss., math.-naturw. Kl. Abt. I, Bd. 183.
- LEINE, L. (1971): Rauhwacken und ihre Entstehung. - Geol.Rdsch., 60, 488-524, Stuttgart.
- LORIGA, C.B. & A.B. CAVICCHI (1969-71): *Praeaplocoma hessi* n.gen. n.sp. Un'Ofiura del Werfeniano (Trias inferiore) del Gruppo della Costabella, Dolomiti. - Mem. Geopal.del Univ. di Ferrara, vol. II, Ferrara.
- MOSTLER, H. (1968): Conodonten aus den Werfener Schichten (Skythium) der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg). - Sitzber.Österr. Akad.Wiss., math.-naturw.Kl. Abt. I, 178, Wien.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.U. & P.H. TOSCHEK (1969): Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise). - Alpenkundliche Studien IV. Veröff.Univ.Innsbruck, 8, 32 S., Innsbruck.
- PIA, J.v. (1923): Geologische Skizze der Südwestecke des Steirner Meeres bei Saalfelden, mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. - Sitzber.Akad.Wiss.Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 132, 35-79, Wien.
- RAMOVŠ, A. (1974): Die Trias Jugoslawiens. - "Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias", Symposium Wien, Mai 1973, Schriften. Erdwiss.Komm.Österr.Akad.Wiss., 2, 45-55, Wien.
- ROSSNER, R. (1972): Die Geologie des nordwestlichen St. Martiners Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). - Erlanger geol.Abh., 89, 57 S., Erlangen.
- SCHÄFER, K. (1969): Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehaltes bioklastischer Karbonatgesteine. - N.Jb. Geol.Paläont.Mh. 1969/3, 173-184, Stuttgart
- SCHLAGER, W. (1967): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich) II. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 17 (1966), 205-282, Wien.
- SCHLAGER, W. (1968): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. - Verh.Geol.B.A., 1967, 50-70, Wien.
- SCHWAN, W. (1964): Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. - Geotekt. Forsch., 19, 1-47, Stuttgart.
- SICKENBERG, O. (1928): Das Ostende des Tennengebirges. - Mitt. Geol.Ges. Wien, 19 (1926), 79-139, Wien.
- TERRY, R.D. & G.V. CHILLINGAR (1955): Summary of "Concerning Some Additional Aids in Studying Sedimentary Formations" by M.S. SHVETSOV. - J.Sed.Petr., 25, 229-234, Menasha/Wisc.
- TOLLMANN, A. (1968): Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 18 (1967), 207-248, Wien.
- TOLLMANN, A. (1969a): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. - Mitt.Geol.Ges. in Wien, 61 (1968), 124-181, Wien.
- TOLLMANN, A. (1969b): Die Bruchtektonik in den Ostalpen. - Geol. Rdsch., 59, 278-288, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. & E. KRISTAN-TOLLMANN (1970): Geologische und mikro-paläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstät-

- ter Zone in den Ostalpen. - *Geologica et Palaeontologica*, 4, 87-145, Marburg.
- TRAMMER, J. (1975): Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. - *Acta Geologica Polonica*, Vol. 25, No. 2.
- TRAUTH, F. (1937): Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. - *Mitt.Geol.Ges. in Wien*, 29 (1936), 473-573, Wien.
- WIESENER, H. (1972): Klassifikation und Entstehung terrigener und karbonatischer Sedimentgesteine. - *Mitt.Geol.Ges. in Wien*, 64 (1971), 219-236, Wien.
- ZANKL, H. (1962): Die Geologie der Torrener Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. - *Z.Deutsch.Geol.Ges.*, 113 (1961), 446-462, Hannover.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

- Fig. 1 Kalkig-sparitischer Quarzarenit; Mikrofaziestyp Ia; Teilbereich von Probe LR26 (24x).
- Fig. 2 Feinsandführender Bioklastarenosparit (mit Crinoidenresten); Mikrofaziestyp Ib; Probe LR7a (20x).
- Fig. 3 Feinsandhaltiger Mikrosparit mit Biogenen (Schill, Crinoidenreste) und wenigen Ooiden; Mikrofaziestyp II; Probe LR12 (12,5x).
- Fig. 4 Schwach grobsilthaltiger Intraklast- und Plastiklastrudosparit mit wenigen Bioklasten (Crinoidenreste) und Foraminiferen (dunkle Punkte); Mikrofaziestyp II; Probe LR22 (9x).

TAFEL 2

- Fig. 1 Feinsandführender Sparit mit Bioklasten (Schalenreste) und Biomorphen (Foraminiferen, schwarze Punkte); Mikrofaziestyp III; Probe LR 10 (7,5x).
- Fig. 2 Silthaltiger Ooarenosparit mit Bioklasten (Schalenreste); Mikrofaziestyp IV; Probe LR 18/1 (12,5x).
- Fig. 3 Feinsandhaltiger, biogenführender Ooarenosparit; Mikrofaziestyp IV (6,5x).
- Fig. 4 Lump aus Ooarenomikrosparit in feinsandhaltigem, bioklast-(Gastropoden und Zweischaler)reichem Sparit mit Einfachoooiden; zu Mikrofaziestyp IV; Probe LR30 (13x).

TAFEL 3

- Fig. 1 Feinsandhaltiger, Bioklast-(Crinoiden)rudosparit bis -arenosparit; Mikrofaziestyp V; Probe LR15 (11,5x).
- Fig. 2 Erosionsgrenze zwischen einer Crinoidensandschüttung (Mikrofaziestyp V) und unterlagerndem Kalkschlammsubstrat (Mikrofaziestyp II) in Probe LR15 (8,5x).
- Fig. 3 Feinsandführender Biomikrosparit mit Gastropoden-Gehäuseresten; Mikrofaziestyp VII; Probe LR36 (24x).

TAFEL 4

- Fig. 1-4 Substellat begrenzte Stielglieder aus dem proximalen Stielbereich; Untertrias der Nördlichen Kalkalpen (50x).
- Fig. 5, 7 zeigen die Feinstruktur der Gelenkoberfläche von Fig. 2 (Fig. 5: 25x, Fig. 7: 1250x).
- Fig. 6 Feinstruktur, randlich von grobspätigem Calcit überwuchert (250x).
- Fig. 8-9 Subpentagonale Trochiten aus dem mittleren bis proximalen Stielbereich mit charakteristischer Rosette. Die Außenseiten der einzelnen Blätter sind durch einen stäbchenförmigen Bau gekenn-

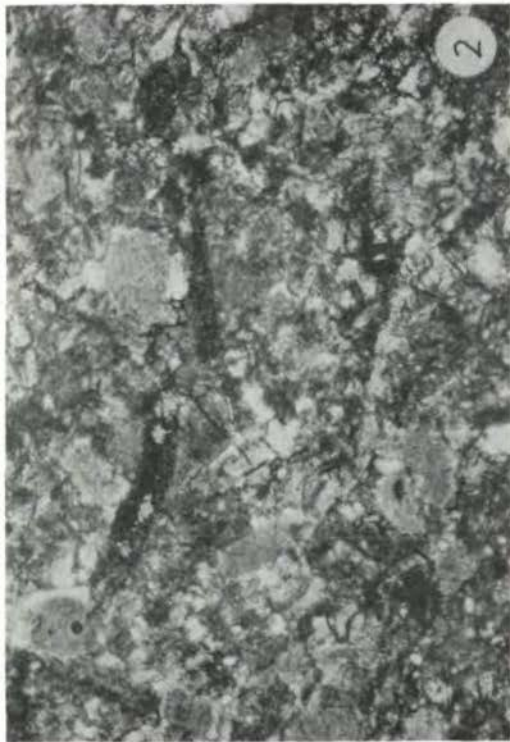
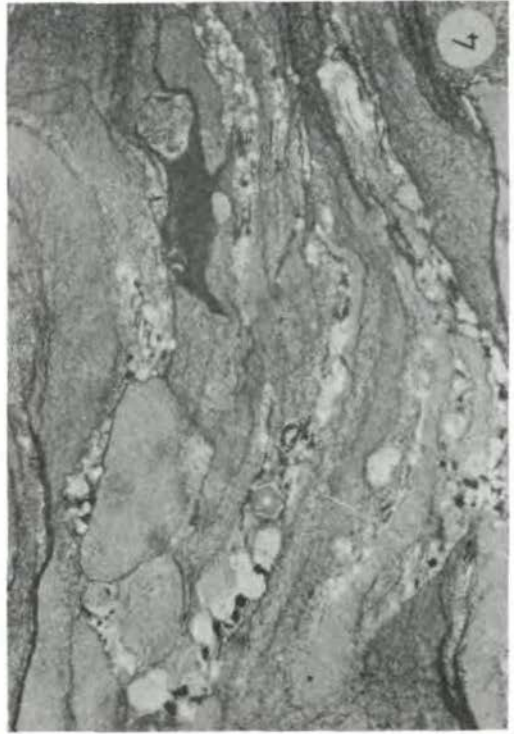
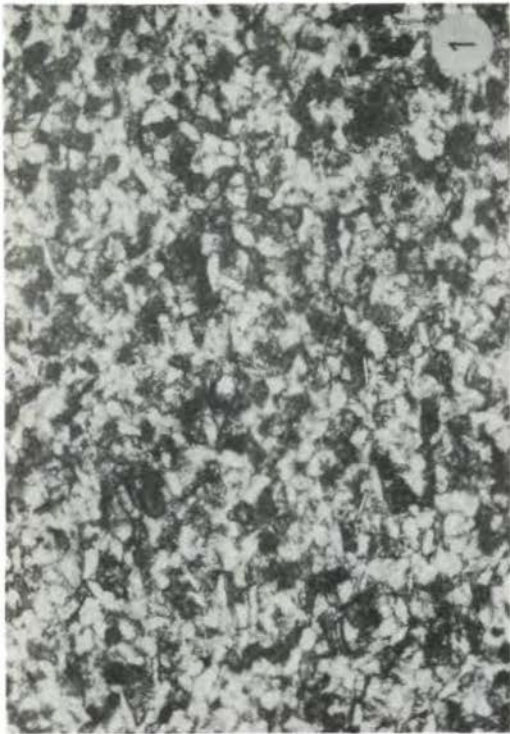
- zeichnet; morphologisch betrachtet würden sie schwachen Ansätzen von Crenellae entsprechen (50x).
 Fig. 10 Pentagonales Stielglied mit bis in den Zentralbereich reichender, sehr regelmäßiger Berippung (70x).
 Fig. 11-12 Stark vergrößerte Ausschnitte von Fig. 10, um den löcherigen Feinbau aufzuzeigen (Fig. 11: 450x, Fig. 12: 2300x).

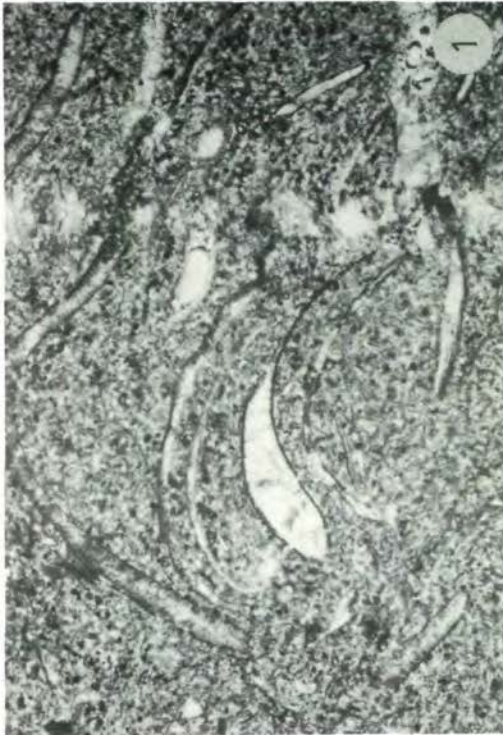
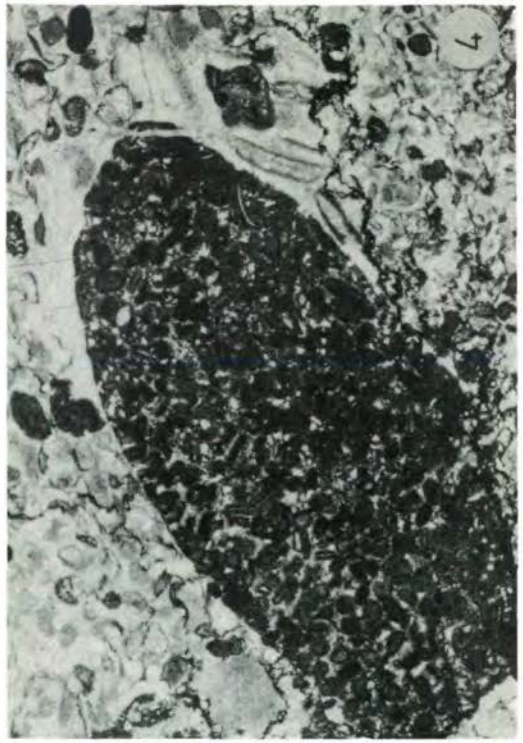
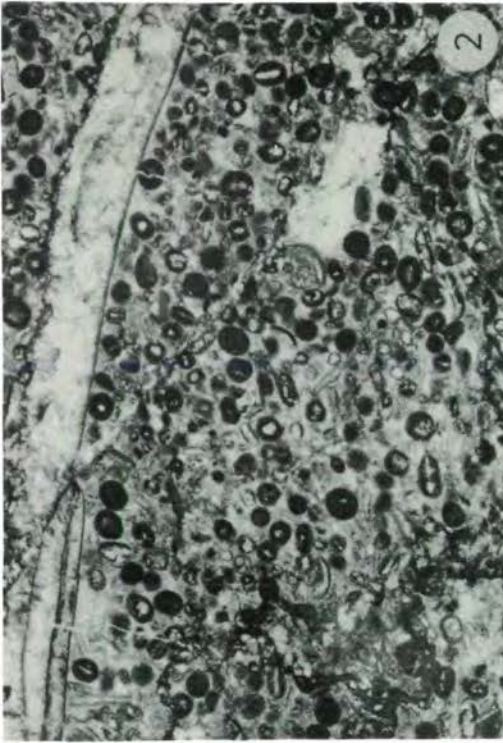
TAFEL 5

- Fig. 1-4 Die hohen, subcircularen Stielglieder sind bis in den Zentralbereich berippt. Auch bei schwacher Vergrößerung kann man schon den generellen Feinbau der Gelenkfläche, als auch der Außenfläche erkennen (50x).
 Fig. 5-7 soll die Feinstruktur der Gelenkflächen verdeutlichen. Typisch ist die schon bei 120-facher Vergrößerung erkennbare spongiöse Struktur; eine weitere Auflösung (600x) zeigt die unregelmäßigen Maschen und schließlich bei 1000-facher Vergrößerung eine blockige Struktur.
 Fig. 8-10 Unregelmäßig große, meist langgezogene Poren am Außenrand. Es handelt sich um die Teilbereiche von Fig. 1, 3 und 4 derselben Tafel (Fig. 8: 120x, Fig. 9: 270x, Fig. 10: 1100x).
 Fig. 11-12 Substellate Stielglieder mit spongiöser Struktur der Gelenkfläche (Fig. 11: 50x, Fig. 12: 70x).

TAFEL 6

- Fig. 1 Stielglied aus dem distalen bis mittleren Stielabschnitt mit einer Skulpturierung von der Art, wie sie in Abb. 6, Fig. 1, dargestellt ist. Auf der Außenseite tritt eine sehr gesetzmäßige Feinstruktur auf (50x).
 Fig. 2-4 Es wird hier der streng langgezogene Bau der Außenfläche dargestellt. Bei 2300-facher Vergrößerung (Fig. 4) erkennt man im Gegensatz zu Fig. 8-10 auf Taf. 5 eine mehr blättrige Entwicklung der Calcitbausteine.
 Fig. 5 u. 9 Angebohrte Stielglieder, die stärker korrodiert wurden (Fig. 5: 50x, Fig. 9: 60x).
 Fig. 6 zeigt einen Bereich der Anbohrung, d.h. den Feinbau im Inneren des Stielgliedes von Fig. 5 (1000x).
 Fig. 10 Korrosionsspuren, durch Essigsäure verursacht; Ausschnitt aus Fig. 5 (600x).
 Fig. 8 u. 11 Mit Fig. 11 wird ein Teilausschnitt des in 50-facher Vergrößerung vorliegenden Stielgliedes abgebildet. Es stellt den Ausschnitt eines Gelenkbereiches dar (Fig. 8: 50x, Fig. 11: 800x).

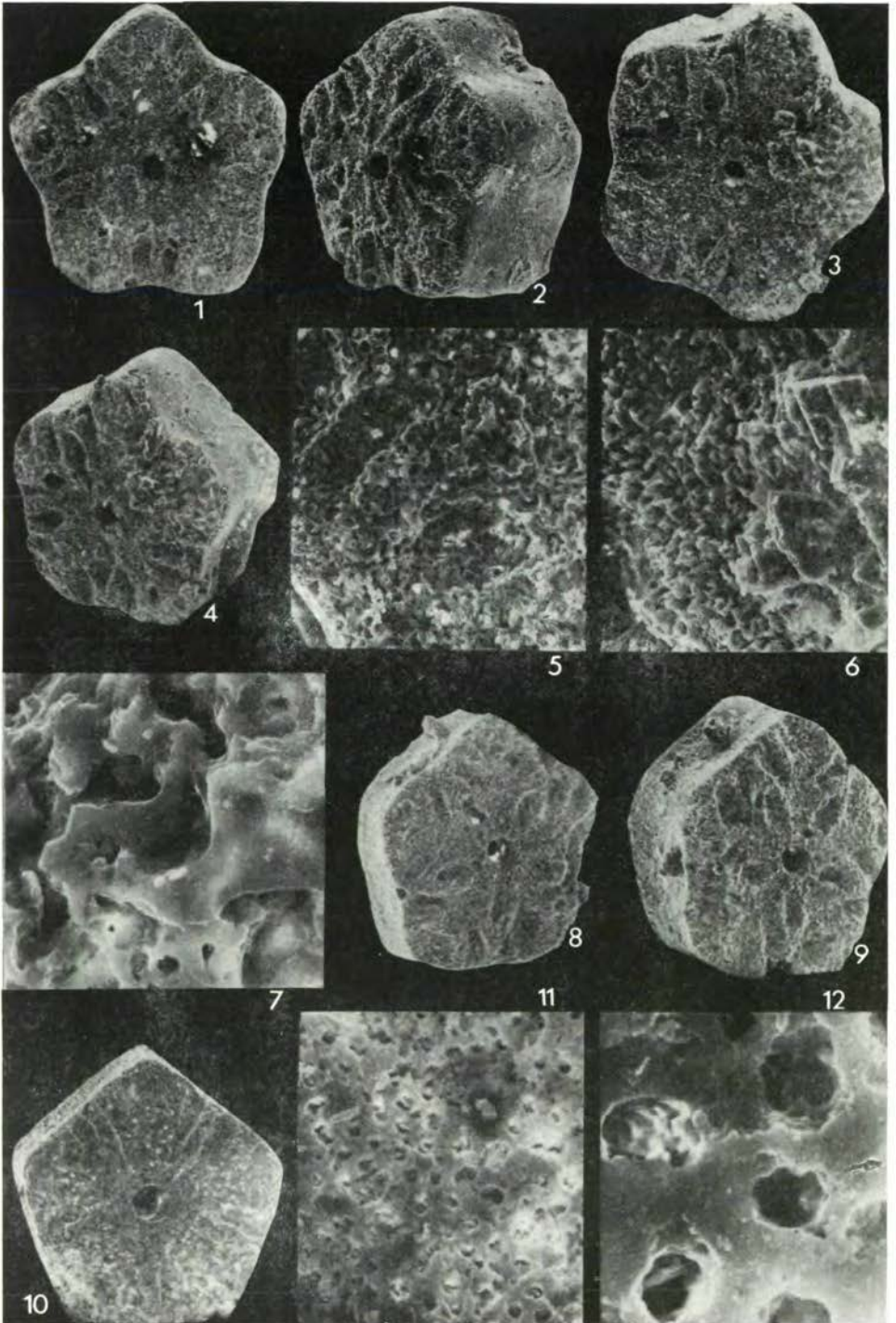




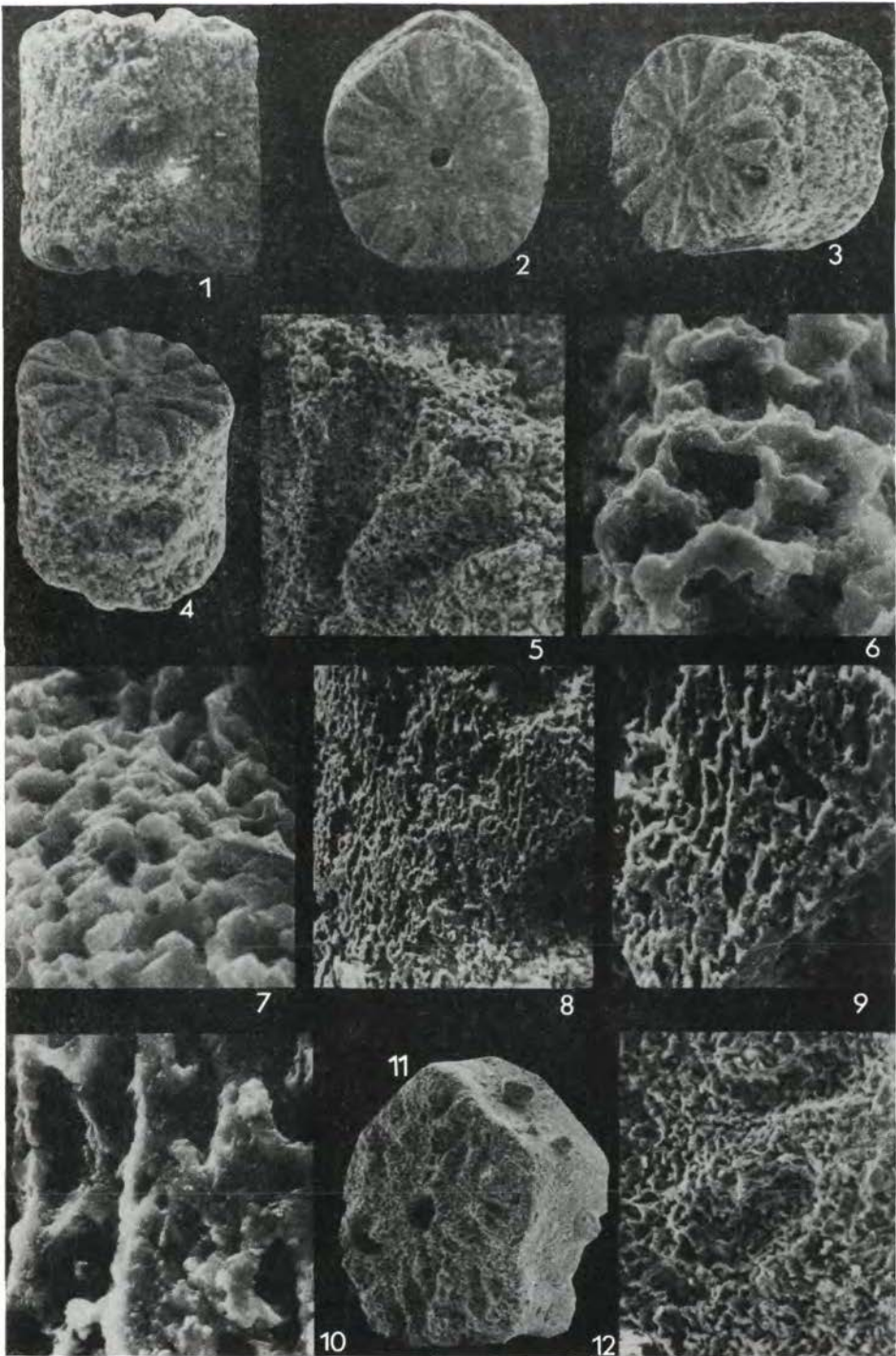
Tafel III



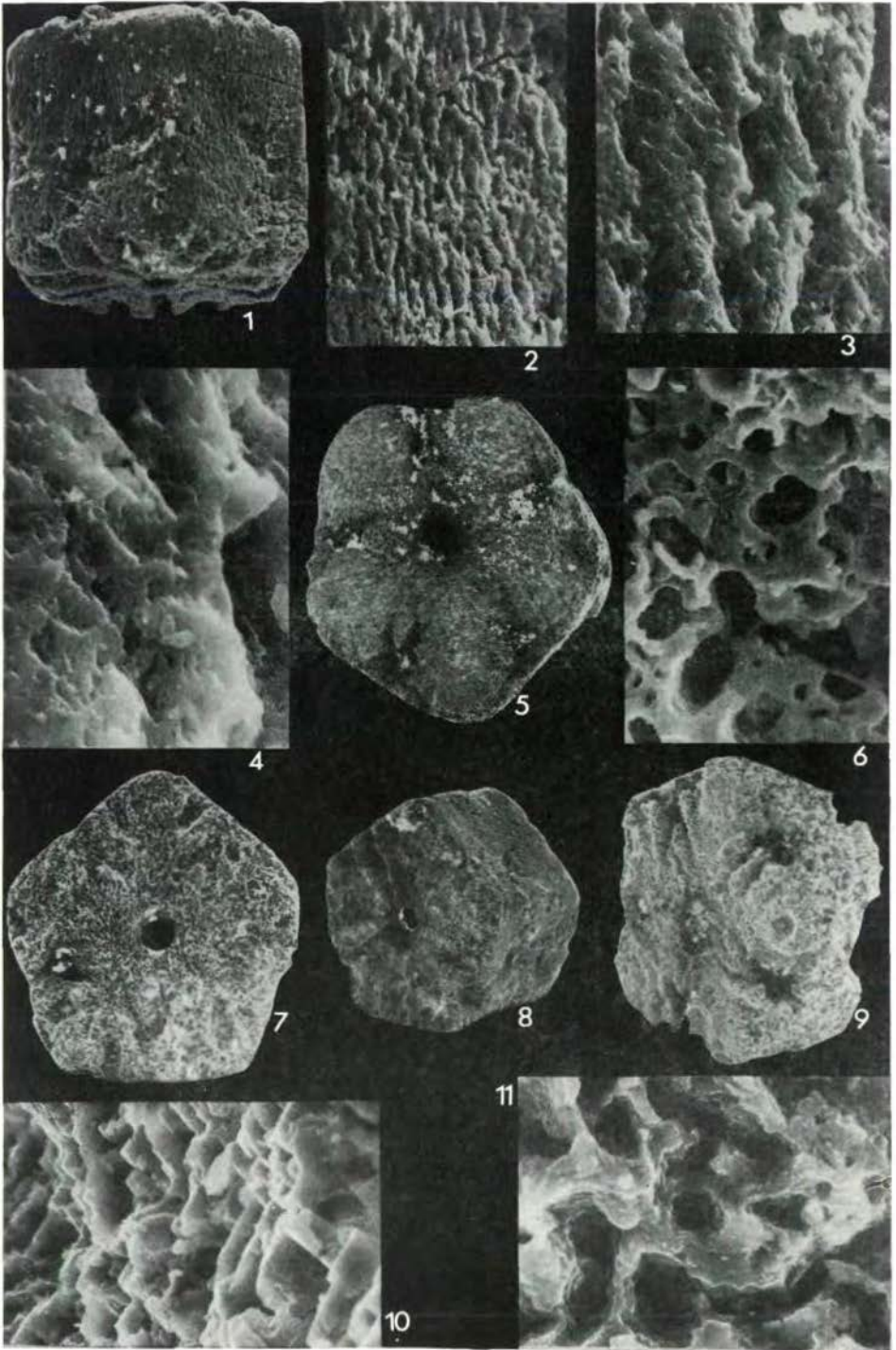
Tafel IV



Tafel V



Tafel VI



Neue Conodonten aus dem Jungpaläozoikum und der Trias

von H. Kozur und H. Mostler⁺⁾

Zusammenfassung

21 neue Conodontenarten und -unterarten aus dem Oberkarbon, Perm und aus der Trias werden beschrieben. Die stratigraphische Bedeutung der neuen Arten wird kurz aufgezeigt.

Summary

21 new conodont species and subspecies from the Upper Carboniferous, the Permian and the Triassic are described. Short remarks to the stratigraphic value of the new species are given.

⁺⁾ Anschriften der Verfasser: Dipl. Geol. Dr. sc. Heinz Kozur, Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

Gattung *Anchignathodus* SWEET 1970

Typusart *Anchignathodus typicalis* SWEET (1970)

= *Anchignathodus minutus* (ELLISON 1941)

Anchignathodus perlmutteri n. sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. B. PERLMUTTER, New Jersey.

Holotypus: Das bei PERLMUTTER 1975, auf Taf. 2, Fig. 26, 28 unter *Ozarkodina minuta* abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Profil 4 nach PERLMUTTER 1975, Westkansas.

Stratum typicum: Oberster Five Point Kalkstein, untere Admire-Gruppe (Asselian, Oberkarbon), Probe 9 (vgl. PERLMUTTER 1975).

Diagnose: *Anchignathodus*-Art mit deutlichem Hauptzahn, hinter dem zunächst 4-6 kleine, dann unvermittelt meist 4 große, vor allem aber sehr breite Zähne folgen. Basalgrube und -furche in der für *Anchignathodus* typischen Ausbildung.

Vorkommen: Admire-Gruppe von Texas (Asselian), Buz-Tere-Komplex des Pamir. Stratigraphisch höchstes bisher beobachtetes Vorkommen: Profil am Fluß Šindy im Pamir, unmittelbar unterhalb der Šindysker Folge (oberstes Leonardian im Sinne von KOZUR 1976, Grenzbereich zum Chihsian).

Beziehungen: Bei dem sonst übereinstimmenden *Anchignathodus minutus* (ELLISON 1941) sind in der hinteren Hälfte des Blattes keine besonders großen Zähne anzutreffen, nur gelegentlich findet sich dort ein größerer Zahn.

Bei der Gattung *Diplognathodus* KOZUR & MERRILL 1975, die ebenfalls eine deutliche Zweiteilung der Bezahnung des Blattes aufweist, ist der hintere Abschnitt durch besonders kleine Zähne bzw. durch eine glatte Leiste gekennzeichnet.

Bei *Anchignathodus latidentatus* KOZUR, MOSTLER & RAHIMI-YAZD 1975 aus der basalen Trias sind die großen Zähne am Hinterende weit voneinander getrennt.

Gattung *Diplognathodus* KOZUR & MERRILL 1975

Typusart *Spathognathodus coloradoensis* MURRAY & CHRONIC 1965

Diplognathodus nassichuki KOZUR n. sp.

(Taf. 1, Fig. 15-18)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. W.W. NASSICHUK, Calgary.

Holotypus: Das auf Taf. 1, Fig. 16 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Mündung des Flusses Igrimijuz (Pamir).

Stratum typicum: Sul-Istyk-Ammonitenhorizont (unteres Chihisian, vgl. LEVEN, 1967).

Diagnose: Das Blatt weist vorn 5-6 Zähne auf, die nach hinten kontinuierlich kleiner werden. Das vorderste Zähnchen ist am größten und meist andeutungsweise als Hauptzahn ausgebildet. Mindestens das hintere Drittel und maximal die hintere Hälfte des Blattes bestehen aus einer glatten Leiste, die flach nach hinten abfällt. Die Basalgrube ist stark ausgeweitet, wobei die größte Ausweitung (z.T. ist hier noch eine lappenartige Ausbuchtung vorhanden) in oder vor der Mitte der aufgeblähten Basalgrube liegt.

Vorkommen: Oberes Leonardian und Chihisian des Pamir (Mündung des Flusses Igrimijuz und am linken Ufer des Flusses Šindy, 3 km oberhalb der Mündung des Kok-Sagi, vgl. LEVEN, 1967, S. 33).

Beziehungen: Große Ähnlichkeit besteht zu *Diplognathodus movschovitschi* KOZUR & PJATAKOVA 1975 (in KOZUR, 1975) aus dem Dzhulfian von Achura (Transkaukasien). Bei *D. movschovitschi* ist der erste Zahn gewöhnlich etwas kleiner als der zweite. Auf keinen Fall ist er als Hauptzahn ausgebildet. Außerdem liegt bei *D. movschovitschi* die größte Breite der aufgeblähten Basalgrube deutlich weiter hinten. Da bei fast allen Exemplaren von *D. nassichuki* die sehr dünnwandige basale Aufblähung mehr oder weniger stark beschädigt ist, läßt sich dieser wichtige Unterschied zu *D. movschovitschi* nur bei gut erhaltenen Exemplaren feststellen. *Diplognathodus oertlii* KOZUR 1975 unterscheidet sich bei übereinstimmender Bezahnung und übereinstimmendem Umriß der basalen Aufblähung durch das hinten wesentlich steiler abfallende Blatt.

Gattung *Gnathodus* PANDER 1856

Typusart *Gnathodus mosquensis* PANDER 1856

Synonym: *Streptognathodus* STAUFFER & PLUMMER 1932

Bemerkungen: Auf dem Conodontensymposium in Moskau (1975) wurde von Dr. S. ALEKSEEV dargelegt, daß der Holotypus von *Gnathodus mosquensis* PANDER 1856, der leider verloren gegangen ist, aus dem Kasimovian (Oberkarbon, unteres Stefan) stammt. In diesen Schichten kommt *Gnathodus* im heute verwendeten Umfang nicht mehr vor, dagegen tritt dort reichlich *Streptognathodus* und selten *Idiognathodus* auf. Auch die Diagnose bei PANDER (1856) läßt sich kaum auf *Gnathodus* im heute verwendeten Umfang anwenden bzw. nur auf *Gnathodus girtyi*, der aber im Kasimovian (oberes Pennsylvanian, Missourian) ebenfalls nicht mehr vorkommt. Die Diagnose für *Gnathodus* bei PANDER (1856, S. 33) lautet: " Auf einer hohen, aus doppelten Wänden bestehenden, schmalen Platte erheben sich, in einer Reihe, kleine Zähnchen und geben dieser das Aussehen, als wenn sie von einem gezähnelten Rande begrenzt werde. Nach unten gehen

diese Platten auf der einen Seite stark auseinander und bilden eine Höhle, während sie auf der entgegengesetzten Seite noch aneinander bleiben. Diese Höhle, welche die Pulpahöhle darstellt, verlängert sich seitwärts hinein und giebt, wie zu vermuthen ist, für jedes Zähnchen einen hinaufsteigenden Fortsatz ab." Die Angaben von ALEKSEEV lassen es im Zusammenhang mit der Diagnose von *Gnathodus* bei PANDER 1856 geraten erscheinen, für die Gattung *Gnathodus* im bisher verwendeten Sinne neue Gattungsbezeichnungen einzuführen, dies umso mehr, als *Gnathodus* s.l. ohnehin eine polyphyletische Gruppe ist. Von den früher durchwegs oder teilweise zu *Gnathodus* gestellten Formen wurden, teilweise erst in den letzten Jahren, die Gattungen *Idiognathoides*, *Neognathodus*, *Paragnathodus* und *Protognathodus* abgetrennt. Damit würden nach dem derzeitigen Gebrauch nur noch die *Gnathodus semiglaber*-*G. bilineatus*-Gruppe sowie die *Gnathodus girtyi*-Gruppe zu *Gnathodus* gehören; wobei die *semiglaber-bilineatus*-Gruppe den typischen *Gnathodus* der bisherigen Fassung repräsentiert, für die man schwerlich die Diagnose von *Gnathodus* bei PANDER 1856 anwenden kann. In dieser engen Fassung kommt die Gattung *Gnathodus* vom oberen Tournaisian bis zum Serpukhovian vor. Schon allein aus diesem Grunde kann *Gnathodus* PANDER 1856 nicht mit *Gnathodus* in der heutigen Fassung identisch sein. Für die *semiglaber-bilineatus*-Gruppe kann die Bezeichnung *Dryphenotus* COOPER 1939 verwendet werden.

Da im Kasimovian der Typusregion von *Gnathodus mosquensis* außer *Streptognathodus* keine Gattung vorkommt, zu der die Diagnose von *Gnathodus* bei PANDER 1856 eventuell auch passen könnte (*Neognathodus*, *Idiognathoides*) und diese Gattungen außer im basalen Teil (*Neognathodus*) im Kasimovian der Russischen Plattform nicht nachgewiesen werden konnten, kann wenig Zweifel daran bestehen, daß es sich bei *Gnathodus* PANDER 1856 um *Streptognathodus* handelt, wobei *Streptognathodus cancellosus* sehr wahrscheinlich das jüngere Synonym von *Gnathodus mosquensis* ist. *Streptognathodus* ist eine häufig verwendete und klar umrissene Gattung. Man könnte nun (1) durch Beschluß der Internationalen Kommission für Zoologische Nomenklatur erreichen, daß der Name *Gnathodus* PANDER 1856 unterdrückt und statt dessen *Streptognathodus* STAUFFER & PLUMMER 1932 verwendet wird oder (2) dem Vorschlag von Prof. Dr. O.S. VJALOV auf dem Conodontensymposium in Moskau folgen und einen Neotypus für *Gnathodus mosquensis* PANDER 1856 auswählen und die Gattung *Streptognathodus* damit als jüngeres Synonym von *Gnathodus* verwerfen. In Anbetracht der Pionierrolle, die PANDER bei der Erforschung der Conodonten gespielt hat, sollte man die Gattung *Gnathodus* in dem von PANDER 1856 vorgeschlagenen Sinne erhalten.

Gnathodus ruzhencevi KOZUR n. sp.

(Taf. 3, Fig. 12)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. V.E. RUZENCEV, Moskau.

Holotypus: Das auf Taf. 3, Fig. 12 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Aufschluß am rechten Ufer des Flusses Ural, NW von Ilinskaja.

Stratum typicum: Mittleres Gzhelian (Oberkarbon).

Diagnose: Die Plattform ist in der Aufsicht lang, schmal, mit zugespitztem Hinterende. Der Trog ist mäßig tief. Die Transversalrippen verflachen nach der Trogmitte zu sehr rasch, so daß der Eindruck einer Randbeziehung bzw. Beknotung der Plattform entsteht. Das freie Blatt ist lang und trägt 6-9 seitlich abgeflachte, hoch verschmolzene Zähne, die von vorn nach hinten kontinuierlich kleiner werden. Lediglich das vorderste Zähnchen ist kleiner als der nachfolgende Zahn. Die Carina reicht bis an das Hinterende der Plattform oder setzt erst unmittelbar davor aus. Ihre Zähne sind entweder zu einer Leiste verschmolzen oder erheben sich nur geringfügig über diese Leiste. Bei adulten Formen ist die Carina hinten gelegentlich in einzelne getrennte, niedrige Zähnchen aufgelöst (Übergangsformen zu *Gnathodus elegantulus*, Typ B). Die große tiefe Basalgrube geht unter dem freien Blatt in eine Basalfurche über.

Vorkommen: Kasimovian bis oberes Gzhelian des Cis-Ural und der Russischen Plattform, Conemaugh-Gruppe von Ohio, Shawnee-Gruppe (Virgilian) von Kansas.

Beziehungen: Die Taxonomie der *Gnathodus* (bisher *Streptognathodus*)-Arten des mittleren und vor allem des oberen Karbon wird von Autor zu Autor recht unterschiedlich gehandhabt. Darunter leidet auch die stratigraphische Auswertung, obwohl es klare phylomorphogenetische Abfolgen gibt, die zu detaillierten Gliederungen herangezogen werden könnten, worauf schon MERRILL (1974) nachdrücklich hingewiesen hat. Die hier als *Gnathodus ruzhencevi* bezeichneten Formen wurden bisher teils mit "*Streptognathodus*" *elegantulus* (z.B. bei von BITTER 1972, Taf. 1, Fig. 1a, MERRILL 1974, Taf. 2, Fig. 5), teils mit "*Streptognathodus*" *oppletus* (BARSKOV & ALEKSEEV 1975) zusammengefaßt. Faßt man *Gnathodus oppletus* so wie ELLISON (1941) oder von BITTER (1972, im Text auf Seite 54, 55 wohl irrtümlich als "*Streptognathodus gracilis* STAUFFER & PLUMMER ?" bezeichnet, auf Taf. 2, Fig. 5 a-c aber richtig zu "*Streptognathodus*" *oppletus* gestellt) auf, dann kann man *Gnathodus ruzhencevi* sehr leicht von *G. oppletus* abtrennen. Bei letzterer Art setzt die Carina vor oder in der Mitte der Plattform aus und in der hinteren Plattformhälfte sind die Transversalrippen durchlaufend bzw. nur unmittelbar in der Mitte unterbrochen.

Die engsten Beziehungen bestehen zu *Gnathodus simplex* (GUNNELL 1933). Zwischen *G. ruzhencevi* und *G. simplex* gibt es in stratigraphischer Aufeinanderfolge fließende Übergänge, wobei *G. ruzhencevi* zunächst allein auftritt, dann beide Arten einschließlich ihrer Übergangsformen gemeinsam zu finden sind (oberes Gzhelian) und im Asselian schließlich nur noch *G. simplex* auftritt. Der Übergang wird durch eine schrittweise Reduktion der Carinalänge bei gleichzeitiger Verlängerung der Transversalrippen realisiert. Zu *G. ruzhen-*

cevi werden hier nur diejenigen Formen gestellt, bei denen die Carina oder zumindest die getrennten Zähne in Verlängerung der Carina bis an oder nahe an das Hinterende reichen. Die Conodonten der *G. elegantulus*-*G. ruzhencevi*-*G. simplex*-Gruppe sind die bei weitem häufigsten *Gnathodus*-Arten des höheren Gzhelian und Asselian. Ihre letzten Vertreter finden sich im Sakmarien. Leider ist die Taxonomie dieser Gruppe sehr verworren. Meist werden alle drei Arten zu *Streptognathodus elegantulus* STAUFFER & PLUMMER gestellt. Das geht auf die weite Fassung von *Gnathodus elegantulus* bei STAUFFER & PLUMMER (1932) zurück. An den Holotypus dieser Art schließen sich jene Formen an, bei denen die Carina in oder vor der Mitte aussetzt und bei denen sich in der Trogmitte ein ziemlich breiter, abgeflachter, glatter Bereich befindet. Die Transversalrippen sind entsprechend kurz. Das stratigraphisch höchste Vorkommen dieser Formen, auf die "*Streptognathodus elegantulus*" bei BARSKOV & ALEKSEEV (1975) zu Recht beschränkt wurde, konnte in der unteren *Triticites jigulensis*-Zone des Cis-Uralgebietes nachgewiesen werden. STAUFFER & PLUMMER (1932) zählten zu *Streptognathodus elegantulus* aber auch Formen mit schlanker langer Plattform und tief eingesenktem Trog sowie unterschiedlich langer Carina. Solche Formen, besonders sehr schmale mit tiefem Trog werden in Anlehnung an ELLISON (1941) häufig als *S. elongatus* (GUNNELL 1933) bezeichnet. Das ist aber nicht berechtigt, da *G. elongatus* laut Definition und Holotypus Nebenknoten auf der Plattform besitzt. Solche Formen wiederum werden meist als *Streptognathodus gracilis* (STAUFFER & PLUMMER 1932) bezeichnet, der tatsächlich recht ähnlich ist, aber eine kürzere Plattform mit weniger Randrippen bzw. Knoten sowie einen wenig bis mäßig eingesenkten Trog besitzt. Formen mit schlanker, tief eingesenkter Plattform ohne Nebenknoten bezeichnete GUNNELL (1933) als *Streptognathodus simplex*. Der Holotypus dieser Art stammt aus dem Americus-Kalkstein (Wolfcampian) von Kansas. Auch die Holotypen von *G. elongatus* (GUNNELL 1933) und von *G. wabaunsensis* (GUNNELL 1933), dessen Synonyma *Streptognathodus walteri* GUNNELL 1933, *S. flangulatus* GUNNELL 1933, *S. farmeri* GUNNELL 1933 und *S. acuminatus* GUNNELL 1933 sind, stammen aus dem Americus-Kalkstein. *G. simplex*, *G. elongatus*, *G. wabaunsensis* und die neue Art *G. barskovi* sind nahe miteinander verwandt. *G. simplex* besitzt eine schmale, tief eingesenkte Plattform und keine Nebenknoten. *G. elongatus* weist die gleiche Plattformausbildung auf, besitzt aber Nebenknoten. *G. barskovi* ist durch eine breite, schwach eingesenkte Plattform ohne Nebenknoten charakterisiert. *G. wabaunsensis* weist die gleiche Plattform auf, besitzt aber Nebenknoten.

Gnathodus barskovi KOZUR n. sp.

(Taf. 3, Fig. 2, 4, 6)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. I.S. BARSKOV, Moskau.

Holotypus: Das auf Taf. 3, Fig. 6 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Aufschluß am Fluß Tabantal, südliches Cis-Uralgebiet, vgl. RUŽENCEV 1952.

Stratum typicum: Oberes Asselian.

Diagnose: Carina kurz, setzt beträchtlich vor der Mitte aus und besteht hinten aus einer glatten Leiste. In Richtung auf das freie Blatt treten kleine Zähnchen auf, die auf dem freien Blatt nach vorn immer länger und breiter werden. Der vorderste Zahn ist wieder kleiner. Die Plattform ist breit und nur schwach eingesenkt. Sie besitzt sehr lange, schmale Rippen, die z.T. in der Mitte verbunden sind.

Vorkommen: Oberes Asselian des Cis-Uralgebietes (Aufschluß am Fluß Tabantal und Aufschluß Ajdaralaši, Schicht 12 nach RUŽENCEV 1952), oberster Tensleep-Sandstein von Wyoming (? Sakmarian).

Beziehungen: *G. simplex* (GUNNELL 1933) besitzt eine wesentlich schlankere und tiefer eingesenkte Plattform.

G. wabaunsensis (GUNNELL 1933) stimmt in der Ausbildung der Plattform überein, weist aber Nebenknoten auf.

Gattung *Gondolella* STAUFFER & PLUMMER 1932

Typusart *Gondolella elegantula* STAUFFER & PLUMMER 1932

Gondolella milleri parva n. subsp.

(Taf. 1, Fig. 7)

Derivatio nominis: Nach der im Verhältnis zu *G. milleri milleri* geringen Größe.

Holotypus: Das auf Taf. 1, Fig. 7 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Dolpo (Nepal).

Stratum typicum: Probe 5/59 (oberes Jakutian), vgl. FUCHS & MOSTLER 1969.

Diagnose: Kleinwüchsig. Plattform hinten abgestutzt, breit, nach vorn verschmälert. Plattformränder stark aufgebogen, mit kleinen Randzähnen (z.T. nur auf einer Seite vorhanden). Carina mit 8-11 hohen Zähnen, die ziemlich gleichmäßig nach hinten geneigt sind und in der Länge nur wenig variieren (in der Mitte meist kürzer). Plattformunterseite mit hohem, ziemlich schmalem Kiel, der um die Basalgrube nur wenig ausgeweitet ist. Basalfurche deutlich.

Vorkommen: Oberes Jakutian (Anasibirites multiformis-Zone) von Asien, ? Nordamerika.

Beziehungen: *Gondolella milleri milleri* MÜLLER 1956 ist größer und besitzt eine wesentlich kräftigere Skulptur. Es handelt sich bei *G. milleri parva* nicht um Jugendformen, da diese Unterart auch noch oberhalb des letzten Vorkommens von *G. milleri milleri* auftritt.

Gondolella mosheri n. sp. unterscheidet sich durch die fehlende Grobskulptur der Plattform. *G. milleri parva* vermittelt zwischen *G. milleri* und *G. mosheri*, was auch in der stratigraphischen Abfolge zum Ausdruck kommt.

Gondolella mosheri n. sp.

(Taf. 1, Fig. 9-12)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. C. MOSHER, Tallahassee.

Holotypus: Das auf Taf. 1, Fig. 9 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Dolpo (Nepal).

Stratum typicum: Probe 5/59 (oberes Jakutian), vgl. FUCHS & MOSTLER 1969.

Diagnose. Kleinwüchsig. Plattform hinten sehr breit, nach vorn keilförmig verschmälert. Hinterrand breit abgestutzt, z.T. sogar etwas eingebuchtet, in der Aufsicht meist vom Hauptzahn überragt. Plattform bis auf die feine Grübchenskulptur glatt, randlich stark aufgebogen. Carina mit 8-11, meist 9 Zähnen. Der hinterste ist als Hauptzahn ausgebildet. Auch die übrigen Zähne sind verhältnismäßig groß, meist mehr oder weniger deutlich verschmolzen, z.T. aber auch bis zur Basis frei. Meist sind die mittleren Zähne am kleinsten; die Größenunterschiede sind aber oft nur gering. Der Kiel ist mäßig breit und weist eine deutliche Basalfurche auf. Die Ausweitung des Kiels um die Basalgrube ist fließend und nicht sehr stark.

Vorkommen: Oberes Jakutian (Pakistan, Nepal, Primorje, Arktisches Kanada).

Beziehungen: MOSHER 1973 konnte die vorliegende Art als erster nachweisen. Die von ihm unter *Neogondolella nevadensis* abgebildeten Exemplare aus der tardus-Zone (oberes Jakutian) stimmen perfekt mit den hier beschriebenen Formen aus Nepal überein. *Gondolella nevadensis* CLARK 1959 unterscheidet sich durch die knotenförmigen, kurzen, weit getrennt stehenden Zähne und die randlich nicht aufgebogene Plattform, die ein gerundetes Hinterende aufweist. Das Längen/Höhen-Verhältnis ist bei *G. nevadensis* ungleich größer als bei *G. mosheri*.

Die engsten Beziehungen bestehen zu *Gondolella milleri parva* n. subsp., die sich durch die Randzähnelung der Plattform unterscheidet. Es bestehen in stratigraphischer Aufeinanderfolge fließende Übergänge zwischen *G. milleri milleri* MÜLLER 1956 über *G. milleri parva* n. subsp. zu *G. mosheri*, aus der sich wiederum *G. elongata* SWEET 1970 entwickelt. Die letztere Art besitzt sehr hohe Zähne im vorderen Teil der Carina, die nach hinten rasch kleiner werden. Außerdem ist bei *G. elongata* die Plattform in der Länge reduziert; wodurch ein freies Blatt entsteht.

Gondolella nepalensis n. sp.

(Taf. 1, Fig. 1-6)

Derivatio nominis: Nach dem Erstnachweis in Nepal.

Holotypus: Das auf Taf. 1, Fig. 1 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Ponga NNW, 2. EW-Grat (Nepal).

Stratum typicum: Probe MS 99 (vgl. KOZUR & MOSTLER 1973), basales Jakutian.

Diagnose: Plattform sehr schmal bis fast völlig fehlend, von hinten nach vorn sehr allmählich auslaufend. Hauptzahn am Hinterende deutlich bis undeutlich. Davor liegen 7-9 Zähne, die von hinten nach vorn rasch an Höhe zunehmen (mit Ausnahme des meist kleinen vordersten Zähnhens). Die Zähne stehen völlig getrennt und sind vorn extrem lang und schlank. Vorn sind sie sehr wenig oder gar nicht, hinten schwach nach hinten geneigt. Der Kiel ist verhältnismäßig breit und besitzt eine deutliche Basalfurche. Um die Basalgrube ist der Kiel deutlich aufgetrieben und hier oftmals so breit wie die breiteste Stelle der Plattform.

Vorkommen: basales Jakutian von Nepal.

Beziehungen: *Gondolella nepalensis* ist eine der Übergangsformen zwischen *Gondolella* und *Neospathodus*, die in der Untertrias in verschiedenen stratigraphischen Bereichen auftreten. *Gondolella timorensis* NOGAMI 1968 unterscheidet sich durch die Bezahnung und ist meist auch etwas länger. *Gondolella elongata* SWEET 1970 ist in der Bezahnung ähnlich, obwohl die Zähne wesentlich breiter sind. Die bei SWEET 1970 (Taf. 3, Fig. 18, 23, 25) abgebildeten Exemplare gehören nicht zu *Gondolella elongata*, sondern zu *Gondolella sweeti* n. sp. Diese Form vermittelt in der Bezahnung zwischen *G. nepalensis* und *G. elongata*, besitzt aber im Unterschied zu *G. nepalensis* eine mäßig breite, nicht reduzierte Plattform. *Gondolella ? kummeli* (SWEET 1970) hat ähnlich hohe, schlanke Zähne wie *G. nepalensis* und auch eine ähnlich reduzierte Plattform, besitzt aber auf der ganzen Carina annähernd gleich lange Zähne.

Gondolella serrata serrata CLARK & ETHINGTON 1962

BEHNKEN 1975 faßte *G. serrata serrata* und *G. nankingensis* CHING 1960 zu *G. serrata serrata* CLARK & ETHINGTON 1962 zusammen. Aus Prioritätsgründen ist dies aber nicht möglich, da die Arbeit CHING 1960 zwei Jahre früher erschien als die Arbeit CLARK & ETHINGTON 1962. Zumindest im Unterartbereich ist die Trennung von *G. nankingensis* (Plattform bis zum Hinterende berippt) und *G. serrata* (mindestens das hintere Drittel ist unberippt) gerechtfertigt.

Gondolella sweeti n. sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. W.C. SWEET, Columbus.

Holotypus: Das bei SWEET 1970 auf Taf. 3, Fig. 23, 25 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Nammal (Pakistan).

Stratum typicum: Probe K6-B, Mittiwali Member, Mianwali Formation, unterhalb des "Ceratiten-Sandsteins".

Diagnose: Plattform langgestreckt, schmal bis mäßig breit, vom Hinterende bis zur Mitte etwa gleich breit bleibend oder in dieser Richtung nur geringfügige Verschmälerung. Nach vorn nimmt die Breite der Plattform dann allmählich ab. Plattformoberfläche mit feiner Grübchensculptur. Die Carina trägt 9-13 Zähne. Vor dem nach hinten geneigten Hauptzahn liegen zunächst kleinere, weiter vorn dann sehr lange Zähne, die völlig getrennt stehen und ziemlich schmal sind. Die vordersten 4-5 Zähne sind am längsten und nur wenig oder gar nicht nach hinten geneigt. Nach hinten nimmt die Neigung etwas zu. Der Kiel ist schmal und besitzt eine deutliche Basalfurche. Um die Basalgrube ist der Kiel verbreitert, aber auch hier stets schmaler als die Plattform.

Vorkommen/ Pakistan, Nepal (oberes Gandarian).

Beziehungen: SWEET 1970 stellte *G. sweeti* zu *Neogondolella elongata*. *Gondolella elongata* (SWEET 1970) aus der oberen Anasibirites multiformis-Zone unterscheidet sich aber von *G. sweeti* durch die wesentlich gedrungeneren Plattform, die vorn stark reduziert ist bzw. völlig fehlt und die wesentlich breiteren Zähne, die zumindest basal nicht getrennt sind.

Gondolella shevyrevi n. sp.

(Taf. 1, Fig. 13, 14)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. A.A. ŠEVYREV, Moskau.

Holotypus: Das auf Taf. 1, Fig. 14 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Dolnapa (Mangyślak)).

Stratum typicum: Olenekian, Schichten mit *Albanites*.

Diagnose: Kleinwüchsig. Plattform im Verhältnis zur geringen Größe recht breit, an der Oberseite mit feinen Grübchen versehen. Plattformrand etwas aufgebogen. Größte Breite der Plattform im hinteren Drittel oder etwas hinter der Mitte, von hier nach vorn allmählich schmaler werdend. Hinterrand gerundet. Carina vorn extrem hoch; nach hinten wird sie kontinuierlich niedriger. Die 8-11 Zähne sind stets hoch verschmolzen. Kein Hauptzahn ausgebildet. Kiel niedrig, ziemlich schmal. Basalfurche und Basalgrube deutlich. Kiel um die Basalgrube kaum verbreitert.

Vorkommen: Olenekian von Asien.

Beziehungen: Große Ähnlichkeit besteht mit *Gondolella excelsa* MOSHER 1968), die eine sehr ähnlich ausgebildete Carina aufweist. Diese Art ist aber deutlich größer und schlanker. Die engsten verwandtschaftlichen Beziehungen bestehen zu *Gondolella jubata* (SWEET 1970). Diese Art ist wesentlich schlanker, länger und die Carina ist niedriger. Außerdem tritt keine so starke und kontinuierliche Größenabnahme der Carina von vorn nach hinten auf und das Hinterende der Carina ist bei *G. jubata* mehr oder weniger deutlich umgebogen, was bei *G. shevyrevi* nur sehr selten der Fall ist.

Gattung *Merrillina* KOZUR 1975

Typusart *Spathognathodus divergens* BENDER & STOPPEL 1965

Merrillina praedivergens n. sp.

(Taf. 1, Fig. 8)

Derivatio nominis: Nach der stratigraphischen Vorläuferstellung zu *Merrillina divergens*.

Holotypus: Das bei CLARK & BEHNKEN 1971 (Taf. 2, Fig. 6) unter *Neospathodus divergens* abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Phalen Butte (Nevada).

Stratum typicum: Obere Gerster Formation (Capitanian).

Diagnose: Vorderast mit hohem Blatt und 4-5 langen, nach hinten geneigten Zähnen. Nur der vorderste Zahn ist klein, steht gerade oder ist nach vorn geneigt. Hauptzahn meist deutlich, stark nach hinten geneigt. Hinterast mit 1-2 kleinen, kräftig nach hinten geneigten Zähnen. Basalgrube groß und tief.

Vorkommen: Oberes Capitanian von Nevada, ? Iran.

Beziehungen: *M. praedivergens* n. sp. vermittelt zwischen *Merrillina galeatus* (BENDER & STOPPEL 1965) = *Neospathodus arcucristatus* CLARK & BEHNKEN 1971 und *Merrillina divergens* (BENDER & STOPPEL 1965). *M. galeatus* besitzt einen längeren Astbogen mit mehr Zähnen, was besonders beim Hinterast recht augenscheinlich ist. *M. divergens* ist noch gedrungenener. Nur selten besitzt diese Form noch einen rudimentären Hinterast. Sie läßt sich aber auch in diesem Fall durch das wesentlich höhere Blatt unterscheiden. So liegt das Längen/Höhen-Verhältnis des Blattes bei *Merrillina divergens* bei 0,9-1,5, bei *M. praedivergens* um 2 (Meßwerte: Größte Blattlänge ohne überstehende Zähne, größte Blatthöhe von der Basis bis zu dem Teil gemessen, wo die Zähne frei werden).

Merrillina oertlii n. sp.

(Taf. 3, Fig. 10)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. H.J. OERTLI, Pau.

Holotypus: Das auf Taf. 3, Fig. 10 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Aufschluß am Fluß Aktasty, vgl. RŮŽENCEV 1956.

Stratum typicum: Baigendzhinian (Oberartinsk).

Diagnose: Vorderast sehr hoch, mit 7-10 stark verschmolzenen breiten Zähnen, die nur an den Spitzen frei sind. Hauptzahn abgeflacht, breit, wuchtig; stark nach hinten geneigt. Hinterast mit 4-5 schlanken, getrennt stehenden Zähnen, die etwas länger als diejenigen des Vorderastes sind. Basalgrube tief, stark ausgeweitet; an der gesamten Unterseite des Conodonten entwickelt, am Vorderende aber deutlich verschmälert und dort z.T. in eine breite Basalfurche übergehend.

Vorkommen: Oberartinsk des Uralgebietes.

Beziehungen: *M. galeata* (BENDER & STOPPEL 1965) ist ähnlich, die Zähne des Vorderastes schwächer verschmolzen und schlanker.

Gattung *Neostreptognathodus* CLARK 1972

Typusart *Streptognathodus sulcopicatus*

YOUNGQUIST, HAWLEY & MILLER 1951

Bemerkungen: *Neostreptognathodus* wurde von BEHNKEN 1975 als Ein-Element-Gattung angesehen, da die *Neostreptognathodus*-Arten in der Leonard-Serie von Nordamerika stark überwiegen. Es handelt sich aber hierbei um die gleichen Erscheinungen der statistischen Überrepräsentation der Plattformconodonten gegenüber den Zahnreihenconodonten, wie wir sie bei *Gnathodus*/*Idiognathodus* sowie bei *Gondolella* kennen. Sofern reichlich Jugendformen vorkommen, steigt bei allen diesen Gattungen, von denen z.T. Apparatefunde vorliegen, der Anteil an zugehörigen Zahnreihenconodonten beträchtlich an (vgl. KOZUR 1974). *Neostreptognathodus* ist stets mit den gleichen hindeodelliformen, ozarkodiniformen, prioniodiniformen und symmetrisch gebelbten Formen vergesellschaftet, wie auch die Gattung *Sweetognathus* und die oberkarbonischen *Diplognathodus*-Arten. Trotz des statistischen Mißverhältnisses ist daher wahrscheinlich, daß diese Formen zu einem Apparat gehören

Neostreptognathodus clarki KOZUR n. sp.

(Taf. 2, Fig. 8)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. D.L. CLARK, Madison.

Holotypus: Das auf Taf. 2, Fig. 8 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Cis-Ural, Aufschluß am Fluß Aktasty (vgl. RUŽENCEV 1956).

Stratum typicum: Oberes Artinsk (Baigendzhinian).

Diagnose: Ausweitung der Basalgrube schmal bis mäßig breit, hinten stets spitz endend. Freies Blatt wie bei *Sweetognathus whitei* und *Neostreptognathodus pequopensis* entwickelt. Plattform schmal, nach vorn und hinten spitz auslaufend, hinten fließend in das spitze Hinterende der basalen Ausweitung übergehend. Die Skulptur der Plattform besteht in der vorderen Hälfte aus zwei gegenüberliegenden Knotenreihen, die durch eine Furche getrennt sind. In der hinteren Hälfte sind die Knoten zu kurzen, randlich verdickten Rippen miteinander verschmolzen. Auch die vordersten beiden Knoten können in der Mitte verschmolzen sein. Oberfläche der Skulpturelemente mit feinen Pusteln versehen.

Vorkommen: Riepetown Formation, Moorman Ranch-Profil (Nevada), Oberartinsk vom Locus typicus.

Beziehungen: *N. clarki* n. sp. vermittelt zwischen *Sweetognathus whitei* und *Neostreptognathodus pequopensis*. Er setzt schon zusammen mit *Sweetognathus whitei* ein, tritt aber auch noch oberhalb des letzten Vorkommens dieser Art zusammen mit *N. pequopensis* auf.

Neostreptognathodus leonovae KOZUR n. sp.

(Taf. 2, Fig. 19, 20)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Frau Dr. T.V. LEONOVA, Moskau.

Holotypus: Das auf Taf. 2, Fig. 19 abgebildete Exemplar.

Locus typicus und Stratum typicum: Wie bei *Diplognathodus nassichuki*.

Diagnose: Freies Blatt mit 5-6 flachen Zähnen. Plattform sehr schmal, mit tiefer, schmaler Zentralfurche. Die Plattformränder weisen vorn beiderseits drei deutliche Knoten auf, von denen der vorderste am kräftigsten ist. Dahinter folgen je 1-2 sehr undeutliche flache Erhebungen auf beiden Plattformrändern und in der hinteren Hälfte oder im hinteren Drittel sind die Plattformränder glatt. Formen mit voll erhaltener basaler Ausweitung wurden nicht gefunden. Aus verschiedenen bruchstückhaften Erhaltungen läßt sich aber eine Ausweitung der Basalgrube wie bei *Neostreptognathodus pequopensis* (siehe dort) und bei *Neostreptognathodus clinei* BEHNKEN 1975 rekonstruieren. Das spitze Hinterende der Plattform geht wie bei diesen Arten fließend in das spitze Hinterende der basalen Ausweitung über.

Vorkommen: *Misellina*-Fauna (Chihisian) des Pamir.

Beziehungen: *N. leonovae* n. sp. vermittelt zwischen *N. pequopensis* BEHNKEN 1975 und *N. clinei* BEHNKEN 1975. Bei *N. pequopensis* weisen die Plattformränder von vorn bis hinten eine knotenförmige Skulptur auf, während bei *N. clinei* die Platt-

formränder durchgehend glatt sind.

Neostreptognathodus pequopensis BEHNKEN 1975

(Taf. 3, Fig. 9, 10)

Bemerkungen: Das nordamerikanische *Neostreptognathodus*-Material ist, ähnlich wie dasjenige aus dem Pamir, meist schlecht erhalten. So bildet BEHNKEN 1975 nur von *N. clinei* adulte Formen mit voll erhaltener Basalfläche ab. Im Unterschied dazu ist das Material aus dem Ural vorzüglich erhalten und weist oft gut erhaltene Basalflächen auf. Da der Umriss der ausgeweiteten Basalfläche taxonomisch wichtig ist (vor allem für die Klärung der phylogenetischen Beziehungen zwischen den einzelnen Arten), sind bei den meisten *Neostreptognathodus*-Arten einige Ergänzungen zu den Beschreibungen bei BEHNKEN 1975 nötig.

N. pequopensis besitzt eine asymmetrisch ausgeweitete Basalgrube. Auf der einen Seite nimmt die Ausweitung hinten früher und stärker ab als auf der anderen Seite, wobei man nach diesem Merkmal Rechts- und Linksformen unterscheiden kann. Das freie Blatt wird nach vorn allmählich höher, wobei die Zahnlänge bis zum zweiten Zahn ebenfalls zunimmt. Meist ist der zweite Zahn am größten. Falls vorn noch ein weiteres kleines Zähnchen entwickelt ist, ist der dritte Zahn am größten. Die vorderen Zähne besitzen meist keine oder nur sehr wenig "white matter", die hinteren Zähne des freien Blattes sind dagegen völlig von "white matter" erfüllt. Die schmale Plattform fällt hinten stets allmählich ab, endet stets spitz und geht fließend in das ebenfalls spitze Ende der basalen Ausweitung über, das hinten nicht oder höchstens ganz unbedeutend übersteht. Die Oberfläche der Knoten ist mit feinen Pusteln bedeckt. Bei Jugendformen sind die Knoten zahnartig lang.

Vorkommen: Oberes Artinsk (Baigendzhinian) bis oberes Leonardian im Sinne von KOZUR 1976. Weltweit.

Beziehungen: BEHNKEN 1975 vermutet, daß *N. pequopensis* die Stammform aller *Neostreptognathodus*-Arten ist. Er nimmt an, daß sich aus *N. pequopensis* die Arten *sulcopicatus* und "*N.*" *adjunctus* (= *Sweetognathus adjunctus*!) direkt entwickeln und *N. sulcopicatus* wiederum die Stammform von *N. prayi* und *N. clinei* ist. Das Material aus dem Ural und dem Pamir zeigt, daß diese vermuteten phylogenetischen Zusammenhänge nicht stimmen. *N. pequopensis* geht über *N. leonovae* n. sp. fließend in *N. clinei* BEHNKEN 1975 über. *N. sulcopicatus* YOUNGQUIST, HAWLEY & MILLER 1951 gehört einer anderen Entwicklungsreihe an, die von *N. transitus* n. sp. über *N. ruzhencevi* n. sp. zu *N. sulcopicatus* führt. Die Stellung von *N. prayi* BEHNKEN 1975 ist derzeit noch ungeklärt.

Neostreptognathodus ruzhencevi KOZUR n. sp.

(Taf. 2, Fig. 5-7)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. V.E. RUŽENCEV, Moskau.

Holotypus: Das auf Taf. 2, Fig. 5 abgebildete Exemplar.

Locus typicus und Stratum typicum wie bei *Neostreptognathodus clarki* n. sp.

Diagnose: Sehr große Art mit stark und etwas asymmetrisch ausgeweiteter Basalgrube, wobei die basale Ausweitung hinten deutlich über die Plattform übersteht. Juvenile Formen besitzen auf beiden Plattformrändern gegenüberliegende kreisrunde Knoten, die bei adulten Formen zunehmend querverlängert werden und in transversale oder schräg verlaufende kurze breite Rippen übergehen, die nach der Mitte zu mehr oder weniger deutlich zugespitzt sind. Am Hinterende setzt die Plattform stets abrupt ab.

Beschreibung: Das freie Blatt besitzt vorn 4-5 flache Zähne, die fast immer keine "white matter" aufweisen und die nach hinten allmählich kleiner werden. Vor dem großen vorderen Zahn ist mitunter noch ein kleines Zähnchen anzutreffen. Nach hinten folgen 3-4 mit "white matter" erfüllte Zähne, die fast völlig oder vollständig miteinander verschmolzen sind und nach hinten transversal immer breiter werden. Manchmal tritt auch eine etwas abweichende Bezahnung des freien Blattes auf, indem die ersten drei Zähne nach hinten allmählich größer werden und der vierte, schon mit "white matter" erfüllte Zahn besonders breit ist. Die Plattform läuft vorn spitz, hinten spitz (aber nicht so stark zugespitzt wie bei *N. pequopensis*) oder gerundet aus und ist in der Mitte am breitesten. Bei adulten Formen sind auf beiden Seiten der Plattform fast immer 8 transversal bzw. schräg verlaufende breite Rippen oder transversal bzw. schräg verlängerte Knoten entwickelt, von denen das hinterste Paar miteinander verbunden ist. Die Oberfläche der Rippen bzw. Knoten ist mit kleinen Pusteln bedeckt. Die Plattform setzt hinten stets abrupt und beträchtlich vor dem schmal gerundeten Hinterende der basalen Ausweitung aus.

Vorkommen: Oberartinsk des Cis-Ural, basales Svalbardian von Spitzbergen (hier hoch entwickelte Formen).

Beziehungen: *N. ruzhencevi* n. sp. leitet sich von *N. transitus* n. sp. ab, bei dem noch ein Teil der Rippen in der Mitte nicht unterbrochen ist.

Jugendformen von *N. ruzhencevi* n. sp. sind *N. pequopensis* BEHNKEN 1975 ähnlich. Bei dieser Art reicht aber das allmählich abfallende und stärker zugespitzte Hinterende der Plattform stets bis zum spitz auslaufenden Hinterende der basalen Ausweitung. Die adulten Formen von *N. ruzhencevi* unterscheiden sich von *N. pequopensis* zusätzlich noch durch die rippenartige Plattformsulptur. Durch diese Skulpturelemente treten wiederum deutliche Anklänge an *N. sulcopicatus* YOUNGQUIST,

HAWLEY & MILLER 1951 auf, der bei guter Erhaltung ebenfalls eine sehr breite basale Ausweitung besitzt, die hinten spitz gerundet ist und beträchtlich über das Plattformhinterende hinausragt. Der Hauptunterschied zu dieser Art liegt darin, daß die Plattform bei *N. sulcopicatus* vorn abrupt und unter geringer Verbreiterung und Ausbildung eines Endknotens auf beiden Seiten absetzt, während bei *N. ruzhencevi* die Plattform fließend in das freie Blatt übergeht. *N. ruzhencevi* ist zweifelsohne die Vorläuferform von *N. sulcopicatus*, der erstmals in der Leonardian-Stufe im Sinne von FURNISH (1973) und KOZUR (1976) einsetzt.

Neostreptognathodus transitus KOZUR n. sp.

(Taf. 2, Fig. 11, 12)

Derivatio nominis: Nach der Übergangstellung zwischen den Gattungen *Sweetognathus* und *Neostreptognathodus*.

Holotypus: Das auf Taf. 2, Fig. 41 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Aktjubinsker Cis-Ural-Gebiet, Aufschluß am Fluß Aktasty.

Stratum typicum: Oberartinsk (Baigendzhinian).

Diagnose: Freies Blatt mit 4-7 Zähnen, die von vorn nach hinten kleiner werden. Kurz vor der Plattform sind sie zu einer höckerigen bis glatten Leiste verschmolzen und nur noch an der Verteilung der "white matter" zu erkennen. Die Aufblähung der Basalgrube ist sehr breit, hinten schmal gerundet und reicht hinten deutlich über das Hinterende der Plattform hinaus. Die Plattform weist in der hinteren Hälfte durchgehende Rippen auf, zumindest die hinteren drei sind nicht unterbrochen. Bei einzelnen adulten Exemplaren sind die Rippen auch noch durch eine undeutliche, schmale mediane Längsrippe miteinander verbunden. In der vorderen Hälfte der Plattform sind die Rippen durch eine flache Medianfurche in der Mitte unterbrochen, sodaß hier gegenüberliegende Randrippen bzw. -knoten an beiden Plattformrändern entstehen, die sich aber in der Mitte meist noch ziemlich weit annähern. Das vorderste Skulpturelement der Plattform (länglicher Knoten oder kurze, breite Transversalrippe) ist wiederum ungeteilt. Alle Skulpturelemente sind mit kleinen Pusteln besetzt.

Vorkommen: Oberartinsk des Cis-Uralgebietes.

Beziehungen: *N. transitus* n. sp. vermittelt zwischen *Sweetognathus whitei* (RHODES 1963) und *N. ruzhencevi* n. sp. Die Grenze zwischen beiden Gattungen wird hier nach der Zahl der über die Medianlinie hinweglaufenden oder dort getrennten Skulpturelemente gezogen. Wenn mindestens 2 Skulpturelemente (Rippen, Knoten) der Plattform in der Mitte unterbrochen sind, werden die Formen zu *Neostreptognathodus* gestellt.

Neostreptognathodus tschuvashovi KOZUR n. sp.

(Taf. 2, Fig. 1-3)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. B.I. ČUVAŠOV, Sverdlovsk.

Holotypus: Das auf Taf. 2, Fig. 2 abgebildete Exemplar.

Locus typicus und Stratum typicum: Wie bei *N. clarki*.

Diagnose: Basalgrube extrem stark, fast rundlich ausgeweitet, hinten breit gerundet. Rippen auf der Plattform am Hinterende radial angeordnet. Das Hinterende der Plattform setzt weit vor dem Hinterende der basalen Ausweitung aus.

Beschreibung: Das freie Blatt weist vorn 4-5 seitlich abgeflachte, z.T. in Längsrichtung recht breite Zähne fast stets ohne "white matter" auf. Vorn ist meist ein sehr kleiner Zahn entwickelt. Sonst nimmt die Höhe der Zähne von vorn nach hinten ab, während die Breite meist unregelmäßig variiert. Dahinter folgt ein Bereich mit 3-4 völlig verschmolzenen Zähnen, die man nur an der "white matter"-Verteilung im Blatt erkennen kann. Dieser Bereich kann bis auf einen ziemlich großen, transversal verbreiterten Zahn oder Knoten völlig reduziert sein. Die Skulptur der Plattform ist sehr charakteristisch. Vorn sind jeweils 2, z.T. deutlich transversal verbreiterte Knoten vorhanden, die mitunter in der Mitte zusammenwachsen. Dann folgen auf jeder Seite 2 Transversalrippen, die auf der Seite zu einem großen länglichen Knoten verschmelzen können. Schließlich folgt ein Bereich, in dem die Rippen zunächst schräg und am Hinterende radial angeordnet sind, wobei sie z.T. miteinander verschmelzen. Die verhältnismäßig breite Plattform ist in der Mitte nur wenig eingesenkt. Hinten und z.T. auch vorn sind die Rippen über diese Einsenkung hinweg verbunden, sonst sind sie in der Mitte unterbrochen. An der Oberfläche weisen die Rippen feine Pusteln auf. Das stets gerundete Hinterende der Plattform fällt weit vor dem breit gerundeten Hinterende der basalen Ausweitung ziemlich abrupt ab.

Vorkommen: Bisher nur am Locus typicus nachgewiesen.

Beziehungen: Durch die teilweise noch verbundenen Rippen treten noch gewisse Anklänge an *Sweetognathus* auf, sodaß es sich bei *N. tschuvashovi* um eine primitive *Neostreptognathodus*-Art handelt.

Durch die radiale Anordnung der Rippen am Hinterende der Plattform ist *N. tschuvashovi* n. sp. von allen anderen *Neostreptognathodus*-Arten leicht zu unterscheiden. Anklänge an eine radiale Anordnung der Rippen am Hinterende der Plattform finden sich manchmal auch bei *N. sulcoplicatus* YOUNGQUIST, HAWLEY & MILLER 1951, der sich aber sonst deutlich unterscheidet (u.a. durch die Ausbildung des Vorderendes der Plattform). Die am nächsten verwandte Form ist *N. ruzhencevi* n. sp. Sie unterscheidet sich durch die kürzeren und hinten nicht radial angeordneten Rippen und die hinten weniger breit gerundete und nicht so weit überstehende basale Ausweitung.

Gattung *Sweetognathus* CLARK 1972

Typusart *Spathognathodus whitei* RHODES 1963

Sweetognathus bogoslovskajae KOZUR n. sp.

(Taf. 3, Fig. 7,8)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Frau Dr. M.F. BOGOSLOVSKAJA, Moskau.

Holotypus: Das auf Taf. 3, Fig. 7 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Aufschluß am rechten Ufer des Flusses Žaksy-Kargala am Berg Žil-Tau (vgl. RUŽENCEV 1956).

Stratum typicum: Oberes Artinsk (Baigendzhinian).

Diagnose: Asymmetrische *Sweetognathus*-Art mit sehr hohen, auch in der Mitte nicht abgeflachten breiten Knoten bis kurzen Transversalrippen. Ohne zentrale Längsrippe. Freies Blatt vorn sehr hoch.

Beschreibung: Das deutlich aus der Längsachse des Conodonten herausgebogene freie Blatt ist vorn sehr hoch und trägt drei (bei juvenilen Formen zwei), selten vier Zähne ohne "white matter". Der zweite Zahn ist meist am wichtigsten, doch wird er oft vom vordersten Zahn überragt, der meist höher ansetzt. Nur bei einigen Formen ist am Vorderende noch ein sehr kleiner Zahn anzutreffen, der tiefer ansetzt als die nachfolgenden. Bei diesen Formen rückt der große zweite Zahn an die dritte Position und der eigentliche dritte Zahn ist stark reduziert. Hinter diesen vorderen Zähnen folgen dann drei (selten zwei) sehr niedrige, nach hinten zunehmend transversal verbreiterte, ganz mit "white matter" erfüllte Zähne, die nur an den Spitzen frei sind oder zu einer höckerigen Leiste verschmolzen sind. Dahinter folgen fünf Knoten bis kurze Transversalrippen, die im oberen Teil mit "white matter" erfüllt sind und auf ihrer Oberfläche kleine Pusteln tragen. Nach hinten werden sie zunächst breiter, dann wieder schmäler, während ihr Abstand nach hinten kontinuierlich anwächst. Auch ihre Länge nimmt nach hinten kontinuierlich zu, nur das hinterste Element ist meist wieder etwas kürzer. Hinter dem letzten Knoten ist bei adulten Formen noch ein kleines Knötchen oder ein kurzes Zähnchen entwickelt. Die breite Basalgrube ist deutlich asymmetrisch ausgeweitet. Sie ist im hinteren Drittel auf derjenigen Seite deutlich breiter, nach der das freie Blatt gebogen ist. Hinten reicht die basale Ausweitung deutlich über die Knotenreihe hinaus. Unter dem freien Blatt geht die Basalgrube in eine Basalfurche über. Das Hinterende des Conodonten ist ganz geringfügig in die entgegengesetzte Richtung wie das freie Blatt aus der Längsachse herausgebogen oder gerade.

Vorkommen: Bisher nur am Locus typicus.

Beziehungen: *Sweetognathus merrilli* KOZUR 1975 aus dem Sakmarian (

besitzt ein recht ähnlich ausgebildetes freies Blatt und ist auch hinsichtlich der Asymmetrie recht ähnlich. Der Hauptunterschied zu *S. bogoslovskajae* liegt in den wesentlich niedrigeren Knoten bzw. kurzen Transversalripen, die überdies auch noch nicht so stark abgeplattet sind.

Sweetognathus iranicus KOZUR, MOSTLER & RAHIMI 1975 besitzt ein ähnlich ausgebildetes freies Blatt, das jedoch nicht aus der Längsachse herausgebogen ist. Der Abstand der Knoten bis kurzen Transversalrippen ist bei dieser Art geringer, die vorderen sind sogar meist miteinander verschmolzen. Eine mediane Längsrippe ist bei *S. iranicus* meist vorhanden.

Sweetognathus whitei (RHODES 1963) weicht durch die Ausbildung des freien Blattes und die wesentlich niedrigeren Knoten bzw. kurzen Transversalrippen ab. Außerdem ist bei dieser Art immer eine mediane Längsrippe vorhanden.

Enge Beziehungen bestehen zu *Sweetognathus adjunctus* (BEHNKEN 1975). Diese Form wurde von BEHNKEN zu *Neostreptognathodus* gestellt, weil er wegen der großen zeitlichen Verbreitungslücke zu dem obersten Vorkommen von *Sweetognathus* in Nordamerika annahm, daß es sich um eine iterative Neuentwicklung von *Sweetognathus*-Merkmalen aus *Neostreptognathodus* und daher um eine homöomorphe Form zu *Sweetognathus* handelt. In Asien kommt *Sweetognathus* jedoch vom basalen Perm bis zum Dzhulfian mehr oder weniger kontinuierlich vor, sodaß man die Auffassung BEHNKENS leicht widerlegen kann. Der Vergleich von *Sweetognathus adjunctus* mit *S. bogoslovskajae* wird dadurch erschwert, daß die Erhaltung der bei BEHNKEN abgebildeten Exemplare durchwegs schlecht ist. Außerdem wurde die Ausbildung des freien Blattes nicht beschrieben. Sie ist auch nicht rekonstruierbar, da keine Seitenansicht abgebildet wurde. Die Ausbildung der Knoten bzw. kurzen Transversalrippen ist offenbar recht ähnlich und auch bei *S. adjunctus* fehlt die mediane Längsrippe. Das Hinterende dieser Art ist bei adulten Formen dieser Art stark aus der Längsachse herausgebogen, dagegen ist das freie Blatt gerade. Die ausgeweitete Basalgrube reicht anscheinend bei *Sweetognathus adjunctus* hinten nicht über das Hinterende der Plattform hinaus (? erhaltungsbedingt).

Sweetognathus n. sp. aff. *whitei* (RHODES 1963)

Bemerkungen: Oberhalb des letzten Vorkommens von *Sweetognathus whitei* treten noch Formen auf, die dieser Art recht ähnlich sind, bei denen aber die charakteristische mediane Längsrippe fehlt. Von *Sweetognathus adjunctus* (BEHNKEN 1975) und *S. bogoslovskajae* n. sp. unterscheiden sich diese Formen vor allem durch die wesentlich niedrigeren Transversalrippen. Anscheinend handelt es sich um Übergangsformen zwischen *S. whitei* und *S. bogoslovskajae*. Für die Aufstellung einer neuen Art liegt noch nicht genügend Material vor.

Gattung *Vjalovites* KOZUR n. gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. O.S. VJALOV,

Lvov.

Typusart: *Vjalovites shindyensis* n. gen. n. sp.

Diagnose: Vordere Zähne hoch, spitz auslaufend. Nach hinten werden die Zähne niedriger und oben zunehmend breit abgeplattet. Basalgrube unter dem gesamten Blatt entwickelt, bis unter die Zähne reichend.

Vorkommen: Leonardian (Buz-Tere-Komplex des Pamir). Eine weitere Art, die wesentlich primitiver als *V. shindyensis* ist, kommt im basalen Svalbardian von Spitzbergen (*Spiriferina*-Kalkstein) vor.

Beziehungen: Obwohl die neue Gattung in ihrem Aussehen recht deutlich von typischen Conodonten abweicht, kann an der Conodontennatur kein Zweifel bestehen, da im basalen Svalbardian Übergangsformen zwischen *Neostreptognathodus* und *Vjalovites* beobachtet werden konnten (für die Einsichtnahme in das Conodontenmaterial danken wir Herrn Dr. H. SZANIAWSKI, Warszawa, recht herzlich). Die Gattung *Vjalovites* entsteht aus *Neostreptognathodus*-Arten mit schmaler Plattform, die zur *Neostreptognathodus peguopensis*-Gruppe gehören. Bei den Übergangsformen sind die gegenüberliegenden Randknoten in der Mitte noch nicht vollständig zu einem Knoten verschmolzen.

Vjalovites shindyensis KOZUR n. gen. n. sp.

(Taf. 3, Fig. 9, 11)

Derivatio nominis: Nach der Typuslokalität.

Holotypus: Das auf Taf. 3, Fig. 9 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Aufschluß am Fluß Síndy (Pamir).

Stratum typicum: Schichten unmittelbar unterhalb der Síndysker Folge (oberes Leonardian, nahe zur Grenze des Chihsian).

Diagnose, Vorkommen und Beziehungen: Siehe unter der Gattung.

Bei den nachfolgend beschriebenen Formen handelt es sich um phosphatische Reste, deren Zugehörigkeit zu den Conodonten sehr zweifelhaft ist. Zuordnungen zu bestimmten anderen Organismengruppen sind aber derzeit auch nicht möglich.

Gattung *Caenodontus* BEHNKEN 1975

Typusart *Caenodontus serrulatus* BEHNKEN 1975

Bemerkungen: Die Conodontennatur der Gattung *Caenodontus* erscheint fraglich. Es könnte sich auch um aberrante Fischreste handeln. Die einzelnen Arten scheinen gewisse stratigraphische Bedeutung zu besitzen.

Caenodontus behnkeni n. sp.

(Taf. 4, Fig. 4, 7)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. F.H. BEHNKEN, Lubbock.

Holotypus: Das auf Taf. 4, Fig. 4 abgebildete Exemplar.

Locus typicus und Stratum typicum: Wie bei *Neostreptognathodus clarki*.

Diagnose: Die Bezahnung reicht an der Vorder- und Hinterseite bis an oder nahe an die Spitze. Die Zähne auf der Vorderseite stehen weiter getrennt, sind kürzer und meist etwas breiter.

Vorkommen: Oberartinsk des Cis-Uralgebietes.

Beziehungen: Bei *Caenodontus movschovitschi* n. sp. treten nur in der unteren Hälfte der Vorderseite Zähne auf.

Caenodontus movschovitschi n. sp.

(Taf. 4, Fig. 5, 6)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. E.V. MOVŠOVIČ, Rostov am Don.

Holotypus: Das auf Taf. 4, Fig. 5 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Profil Iljinskaja, Cis-Ural.

Stratum typicum: Schicht 34 nach RUŽENCEV 1950.

Diagnose: Kegel basal ziemlich breit, seitlich zusammengedrückt, mit ovalem Querschnitt. Unterseite eingebuchtet. Vorderrand in der unteren Hälfte mit breiten niedrigen Zähnen. Hinter- rand mit zahlreichen dicht stehenden, kurzen Zähnen, die in der unteren Hälfte etwa gleich lang sind und dann nach oben langsam kleiner werden. Auf der Innenseite ist nahe der Spitze ein Nebenzahn vorhanden. Ringförmige Anwachsstrukturen sind auf der Oberfläche vor allem in der unteren Hälfte des Kegels schwach sichtbar. Basalgrube sehr tief.

Vorkommen: Asselian bis Oberartinsk des Cis-Uralgebietes.

Beziehungen: *Caenodontus serrulatus* BEHNKEN 1975 besitzt einen glatten Vorderrand.

Caenodontus behnkeni n. sp. ist auch am Vorderrand bis an oder nahe an die Spitze bezahnt und besitzt wie *C. serrulatus* außerdem keinen Seitenzahn.

Gattung *Pavlovites* KOZUR n. gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. A.M. PAVLOV, Lenin-grad.

Typusart: *Pavlovites artinskiensis* n. gen. n. sp.

Diagnose: Astbogen hohl, dünnwandig, vorn unbezahnt und umge-

bogen, wobei man je nach der Biegung Rechts- und Linksformen unterscheiden kann. Der gesamte übrige Teil des Astbogens ist mit spitzen, stark nach hinten geneigten Zähnen besetzt, die in der Länge nur wenig variieren. Zwischen die basal breiten, sonst schlanken, seitlich stark komprimierten Zähne können breitere Zähne eingeschaltet sein.

Vorkommen: Oberartinsk des Cis-Uralgebietes.

Beziehungen: Die Zugehörigkeit dieser Gattung zu den Conodonten ist fraglich. Dagegen spricht vor allem die völlig ausgehöhlte Unterseite, die allerdings auch bei *Vjalovites* vorhanden ist, dessen Conodontennatur durch Übergangsformen zu *Neostreptognathodus* gesichert ist. *Pavlovites* besitzt große Ähnlichkeit mit einigen rezenten Agnatha-Zähnen, die allerdings aus hornig-chitinigem Material bestehen. Das spricht aber nicht zwangsläufig gegen die Agnatha-Natur der vorliegenden Reste.

Vjalovites unterscheidet sich durch die völlig abweichende Bezahnung, ist sonst aber ähnlich.

Pavlovites artinskiensis KOZUR n. gen. n. sp.

(Taf. 3, Fig. 13)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Artinskian.

Holotypus: Das auf Taf. 3, Fig. 13 abgebildete Exemplar.

Diagnose, Vorkommen und Beziehungen: Wie für die Gattung. Offensichtlich liegen mindestens zwei verschiedene Arten vor, die sich aber derzeit noch nicht exakt trennen lassen. Als Artunterschiede könnten Unterschiede in der Bezahnung fungieren.

Stratigraphische Auswertung der neuen Arten

Ein Teil der neu beschriebenen Arten hat große stratigraphische Bedeutung, die hier kurz gestreift werden soll. *Gnathodus ruzhencevi* ist eine wichtige Leitform des Oberkarbon im sowjetischen Sinne. Er kommt vom Kasimovian bis zur Daixina sokensis-Zone vor und wird im höheren Gzhelian von *Gnathodus simplex* begleitet, der sich aus dieser Art entwickelt hat. Im Asselian tritt dann (neben *Gnathodus elongatus*, *G. wabaunsensis*, *Gondolella bella*, *Anchignathodus minutus* und anderen Arten) nur noch *G. simplex* auf, und zwar fast stets als das häufigste Faunenelement. *Gondolella milleri parva* und vor allem *G. mosheri* sind wichtige Leitformen des oberen Jakutian (mittleres Skyth), wo sie oberhalb der Assoziation mit *G. milleri milleri*, aber noch unterhalb der Assoziation mit *G. elongata* s. str. vorkommen. Dabei überschneidet sich *G. milleri parva* in der stratigraphischen Reichweite etwas mit *G. milleri milleri*, während sich die stratigraphische Reichweite von *G. mosheri* etwas mit derjenigen von *G. elongata* überschneidet.

G. nepalensis und *G. sweeti* sind wichtige Leitformen des basalen Jakutian. Die erste Art ist in der Conodontenzonierung die Zonenindexart des basalen Jakutian. Die genaue Reichweite von *G. sweeti* ist noch nicht bekannt; ihr Aussetzen und vielleicht auch ihr Einsetzen scheinen faziell bedingt zu sein. *G. shevyrevi* ist eine wichtige Leitform des Olenekian von Asien. Sie nimmt hier die Position zwischen den Conodontenfaunen der *Columbites costatus*-Zone (*triangularis* Assemblage-Zone, leider meist ohne *Gondolella*, die dort durch eine weitere neue Art repräsentiert wird) und der *Keyserlingites subrobustus*-Zone (*Gondolella timorensis* Assemblage-Zone) ein und dürfte daher dem Bereich der *Prohungarites crasseplicatus*-Zone entsprechen. Schichten mit *Prohungarites crasseplicatus* wurden aber noch nicht nach Conodonten untersucht, sodaß diese Korrelation nicht gesichert ist. Auf jeden Fall ist *G. shevyrevi* ein wichtiges Element der Ammonitenfauna mit *Albanites* oberhalb der *Columbites costatus*-Zone s. str. *Gondolella shevyrevi* ist die Zonenindexart für die *shevyrevi*-Zone oberhalb der *triangularis* Assemblage-Zone.

Da *Merrillina praedivergens* aus dem Capitanian des westlichen Nordamerika eine Übergangsform zwischen *Merrillina galeata* aus dem Wordian und unteren Capitanian und *Merrillina divergens* aus dem unteren Zechstein ist, muß der untere Zechstein jünger als das obere Capitanian sein. Dies wird auch noch dadurch bekräftigt, daß *M. divergens* etwas unterhalb der Mitte der Unit 5 nach TARAZ 1973 (höhere Abadeh-Stufe) von Abadeh (Zentraliran) auftritt).

Besonders große stratigraphische Bedeutung hat ein Teil der neu beschriebenen *Neostreptognathodus*-Arten. *Neostreptognathodus leonovae* ist die Leitform des Chihhsian. Bisher wurden allerdings nur Ablagerungen aus dem unteren Chihhsian untersucht, sodaß nicht klar ist, ob diese Art auch noch im oberen Chihhsian vorkommt oder dort bereits durch *N. clinei* BEHNKEN vertreten wird. *N. leonovae* ist die Indexart für die *leonovae*-Zone zwischen der *peguopensis*-Zone und der *clinei*-Zone. Der betreffende Bereich ist sowohl in Nordamerika als auch in Asien auszuschalten. Große stratigraphische Bedeutung hat auch der häufig auftretende *N. ruzhencevi*. Mit Hilfe dieser Art, die die Vorläuferform von *N. sulcoplicatus* ist, läßt sich die *N. peguopensis* range-Zone in die untere *ruzhencevi*-Subzone (gemeinsames Vorkommen von *N. peguopensis* und *N. ruzhencevi*) und die obere *sulcoplicatus*-Subzone (gemeinsames Vorkommen von hoch entwickelten *N. peguopensis* und *N. sulcoplicatus*) unterteilen. *N. sulcoplicatus* setzt dabei etwas oberhalb der Basis des Leonardian im Sinne von FURNISH 1973 und KOZUR 1976 ein. Da noch im oberen Artinsk des Cis-Uralgebietes primitivere *Neostreptognathodus*-Arten als im basalen Leonardian auftreten, muß das obere Artinskian (vielleicht mit Ausnahme der Šurtansker Folge) älter als die Leonardian-Stufe (nicht zu verwechseln mit der bei vielen Autoren im Umfang wesentlich größeren Leonard-Formation oder -Serie), d.h. älter als die Cathedral Mountain-Formation mit *Perrinites hilli* sein. *N. transitus* und *N. tschuvashovi* sind weitere wichtige Leitformen der *ruzhencevi*-Subzone. *N. clarki* ist insofern wichtig, als diese Art bisher teilweise zu *N. peguopensis* gestellt wurde, woraus das bei BEHNKEN 1975 ver-

zeichnete sehr tiefe Vorkommen von *N. pequopensis* innerhalb und sogar etwas unterhalb der Sweetognathus whitei-Gondolella bisselli Assemblage-Zone resultiert. Nach Abtrennung dieser Art wird die pequopensis-Zone zur species range-Zone, da in seiner engeren Fassung *N. pequopensis* erst oberhalb der Sweetognathus whitei-Gondolella bisselli Assemblage-Zone auftritt. Stratigraphisch sehr bedeutsam ist auch die Gattung *Vjalovites*, die bisher nur im Buz-Tere-Ammonitenkomplex des Pamir sowie mit primitiven Formen (Übergangsformen zu *Neostreptognathodus*) im basalen Svalbardian von Spitzbergen nachgewiesen wurde. Damit wird diese Gattung zu einer entscheidenden Leitform des Leonardian von Asien, wo sie sowohl in der tethyalen, als auch in der borealen Provinz auftritt und meist recht häufig ist. Ähnliche stratigraphische Bedeutung hat die Gattung *Pavlovites*. Ihr stratigraphisch ältestes Vorkommen wurde im obersten Artinsk nachgewiesen. Ihre Hauptverbreitung hat sie aber erst im Leonardian.

Literatur

- BARSKOV, I.S. & A.S. ALEKSEEV (1975): Konodonty srednego i verchnego karbona Podmoskovja. - *Izv. AN SSR, ser.geol.*, Jg. 1975 (6), S. 84-99, Moskva.
- BEHNKEN, F.H. (1975): Leonardian and Guadalupian (Permian) conodont biostratigraphy in western and southwestern United States. - *J. Paleont.*, 49 (2), S. 284-315, Lawrence.
- BENDER, H. & D. STOPPEL (1965): Perm-Conodonten. - *Geol.Jb.*, 82, S. 331-364, Hannover.
- BITTER, P.H. von (1972): Environmental control of conodont distribution in the Shawnee group (Upper Pennsylvanian) of eastern Kansas. - *Univ. Kansas, Paleont. Contrib.*, 59, S. 7-105, Kansas.
- CHING, Y.-K. (1960): Conodonts from the Kufeng suite (Formation) of Lungtan, Nanking. - *Paleont. Sinica*, 8, S. 242-248, Peking.
- CLARK, D.L. (1959): Conodonts from the Triassic of Nevada and Utah. - *J. Paleont.*, 33, S. 305-312.
- CLARK, D.L. (1972): Early Permian crisis and its bearing on Permo-Triassic conodont taxonomy. - *Geologica et Palaeontologica*, SB 1, S. 147-158, Marburg.
- CLARK, D.L. & F.H. BEHNKEN (1971): Conodonts and biostratigraphy of the Permian. In: *Symposium on conodont biostratigraphy*. - *Geol. soc. America, Mem.*, 127, S. 415-439.
- CLARK, D.L. & R.L. ETHINGTON (1962): Survey of the Permian conodonts in western North America. - *Brigham Young Univ., Geol. Studies*, 9 (2), S. 102-114.
- ELLISON, S. (1941): Revision of the Pennsylvanian conodonts. - *J. Paleont.*, 15 (2), S. 107-143.
- FUCHS, G. & H. MOSTLER (1969): Mikrofaunen aus der Tibet-Zone, Himalaya. - *Verh. geol. B.A.*, Jg. 1969 (2), S. 133-143, Wien.
- FURNISH, W.M. (1973): Permian stage names. In: LOGAN, A. & A.V. HILLS (ed.): *The Permian and Triassic systems and their mutual boundary*. - *Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 2, S. 522-548, Calgary.
- KOZUR, H. (1975): Beiträge zur Conodontenfauna des Perm. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 5 (4), S. 1-44, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1976): Beiträge zur Stratigraphie des Perm. Teil I: Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perm. - *Freiberger Forsch.-H.*, C 319, Leipzig.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1973): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen. Teil I: Conodonten aus der Tibetzone des Niederen Himalaya (Dolpogebiet, Westnepal). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 3 (9), S. 1-23, Innsbruck.
- KOZUR, H.; MOSTLER, H. & A. RAHIMI-YAZD (1975): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen. Teil II: Neue Conodonten aus dem Oberperm und der basalen Trias von Nord- und Zentraliran. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 5 (3), S. 1-23, Innsbruck.
- LEVEN, E. Ja. (1967): Stratigrafija i fuzulinidy permskich otloženij. *Trudy geol. inst. AN SSSR*, 167, 224 S., Moskva.
- LEVEN, E. Ja. (1975): Jarusnaja škala permskich otloženij Tetisa. - *Bjul. MOIP*, 50 (1), S. 5-21, Moskva.
- MERRILL, G.K. (1974): Pennsylvanian conodont localities in

- northeastern Ohio. - Division of geological survey, guidebook no. 3, 25 S., Columbus.
- MOSHER, C. (1973): Triassic conodonts from British Columbia and the northern Arctic Islands. - Geol. Surv. Canada, Bull. 222, S. 141-193, Ottawa.
- MÜLLER, K.J. (1956): Triassic conodonts from Nevada. - J. Paleont. 30, S. 818-830.
- PANDER, Ch.H. (1856): Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der Russisch-baltischen Gouvernements. Conodonten. S. 5-84, Petersburg.
- PERLMUTTER, B. (1975): Conodonts from the uppermost Wabaunsee Group (Pennsylvanian) and the Admire and Council Group (Permian) in Kansas. - Geologica et Palaeontologica, 9, S. 95-115, Marburg.
- RHODES, F.H.T. (1963): Conodonts from the topmost Tensleep Sandstone of the eastern Big Horn Mountains, Wyoming. - J. Paleont. 37 (2), S. 401-408.
- RUŽENCEV, V.E. (1950): Verchnekamennougolnye ammonity Urala. - Trudy paleont.ist., 29, 223 S., Moskva-Leningrad.
- RUZENCEV, V.E. (1956): Niznepermiskie ammonity Juznogo Urala. 2. Ammonity artinskogo jarusa. - Trudy paleont.inst. An SSSR, 60, 275 S., Moskva
- SWEET, W.C. (1970): Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus ranges, West Pakistan. In: KUMMEL, B. & C. TEICHERT: Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. - S. 207-275, Kansas.
- YOUNGQUIST, W.L.; HAWLEY, R.W. & A.K. MILLER (1951): Phosphoria conodonts from southeastern Idaho. - J. paleont., 25, S. 356-364.
- ZIEGLER, W. (1969): Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 17, S. 343-360, Krefeld.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1 (alle Vergrößerungen, außer Fig. 8, ca. 60 x; Fig. 8 ca. 100 x)

- Fig. 1-6: *Gondolella nepalensis* n. sp., Probe MS 99, basales Jakutian, Nepal (Ponga NNW, 2. E-W-Grat), Fig. 1: Seitenansicht des Holotypus, Ko/Mos/1975/I-6; Fig. 2: Seitenansicht, Jugendform; Fig. 3: Ansicht schräg von oben; Fig. 4: Ansicht von oben; Fig. 5: Ansicht von unten; Fig. 6: Seitenansicht, alle Ko/Mos/1975/I-7
- Fig. 7: *Gondolella milleri parva* n. subsp., Holotypus, Probe 5/59, oberes Jakutian, Dolpo (Nepal), Ko/Mos/1975/I-10, a) Ansicht schräg von oben, b) Ansicht von oben, c) Ansicht von unten
- Fig. 8: *Merrillina praedivergens* n. sp., Reproduktion des bei CLARK & BEHNKEN 1971 auf eaf. 2, Fig. 6 abgebildeten Exemplars, Holotypus, obere Gerster Formation (Capitanian), Phalen Butte (Nevada)
- Fig. 9-12: *Gondolella mosheri* n. sp., Probe 5/59, oberes Jakutian, Dolpo (Nepal), Fig. 9: Holotypus, Ko/Mos/1975/I-8, a) Ansicht von oben, b) Ansicht schräg von oben; Fig. 11: Ansicht von unten; Fig. 12: Ansicht von oben, alle Ko/Mos/1975/I-9
- Fig. 13: *Gondolella shevyrevi* n. sp., Schichten mit Albanites (Olenekian), Dolnapa (Mangyślak), Ko/Mos/1975/I-12, a) Seitenansicht, b) Ansicht von unten
- Fig. 14: *Gondolella shevyrevi* n. sp., Holotypus, Schichten mit Albanites (Olenekian), Dolnapa (Mangyślak), Ko/Mos/1975/I-11, a) Seitenansicht, b) Ansicht von oben
- Fig. 15-18: *Diplognathodus nassichuki* KOZUR n. sp., Sul-Istyk-Ammonitenfauna (unteres Chihhsian, oberstes Unterperm), Aufschluß am Fluß Igrimijuz (Pamir), Fig. 16: Holotypus, Seitenansicht, Ko/Mos/1975/I-4; Fig. 15, 18: Seitenansicht; Fig. 17: bruchstückhaft erhaltenes Exemplar mit deutlich sichtbarer seitlicher Ausbuchtung der Basalgrube, alle Ko/Mos/1975/I-5
- Fig. 19, 20: *Neostreptognathodus leonovae* KOZUR n. sp., Sul-Istyk-Ammonitenfauna (unteres Chihhsian, oberstes Unterperm), Aufschluß am Fluß Igrimijuz (Pamir), Fig. 19: Holotypus, Ko/Mos/1975/I-13, a) Seitenansicht, b) Ansicht von oben; Fig. 20: Plattform in der Seitenansicht

TAFEL 2 (alle Vergrößerungen ca. 60 x)

- Fig. 1-3: *Neostreptognathodus tschivaschovi* KOZUR n. sp., (oberes) Baigendzhinian, Aufschluß am Fluß Aktasty (Cis-Ural), Fig. 1, 3: Ansicht von oben, Ko/Mos/1975/I-22; Fig. 2: Holotypus, Ansicht von oben, Ko/Mos/1975/I-21

- Fig. 4: *Neostreptognathodus sulcopicatus* (YOUNGQUIST, HAWLEY & MILLER), freies Blatt abgebrochen, Ansicht von oben, Schichten unmittelbar unter der Šindy-Folge (oberstes Leonardian), Aufschluß am Fluß Šindy (Pamir), Ko/Mos/1975/I-29
- Fig. 5-7: *Neostreptognathodus ruzhencevi* KOZUR n. sp., (oberes) Baigendzhinian, Aufschluß am Fluß Aktasty (Cis-Ural), Fig. 5: Holotypus, Ansicht von oben, Ko/Mos/1975/I-27; Fig. 6, 7: Ko/Mos/1975/I-28, a) Ansicht von oben, b) Seitenansicht
- Fig. 8: *Neostreptognathodus clarki* KOZUR n. sp., Holotypus, Ansicht von oben, (oberes) Baigendzhinian, Aufschluß am Fluß Aktasty (Cis-Ural), Ko/Mos/1975/I-23
- Fig. 9, 10: *Neostreptognathodus pequopensis* BEHNKEN, (oberes) Baigendzhinian, Aufschluß am Fluß Aktasty (Cis-Ural), Ko/Mos/1975/I-15, Fig. 9: a) Ansicht von oben, b) Ansicht schräg von unten; Fig. 10: Jugendform, Ansicht schräg von Oben
- Fig. 11, 12: *Neostreptognathodus transitus* KOZUR n. sp., Ansicht von oben, (oberes) Baigendzhinian, Aufschluß am Fluß Aktasty (Cis-Ural), Fig. 11: Holotypus: Ko/Mos/1975/I-25; Fig. 12: Ko/Mos/1975/I-26

TAFEL 3 (alle Vergrößerungen ca. 60 x)

- Fig. 1 *Gnathodus elongatus* (GUNNELL), Ansicht von oben, Schicht 9 nach RUŽENCEV 1952 (unteres Asselian), Ajdaralaši (Cis-Ural), Ko/Mos/1975/I-16
- Fig. 2, 4, 6: *Gnathodus barskovi* KOZUR n. sp., Ansicht von oben, oberes Asselian, Fig. 2: Aufschluß Ajdaralaši (Cis-Ural), Schicht 12 nach RUŽENCEV, Ko/Mos/1975/I-40; Fig. 4: Aufschluß am Flu Tabantal (Cis-Ural), Ko/Mos/1975/I-20; Fig. 6: Holotypus. Aufschluß am Fluß Tabantal (Cis-Ural), Ko/Mos/1975/I-19
- Fig. 3, 5: *Gnathodus simplex* (GUNNELL), Schicht 34 nach RUŽENCEV, 1950 (unteres Asselian) Ilinskaja (Cis-Ural), Ko/Mos/1975/I-17, Fig. 3: Ansicht von oben; Fig. 5: Ansicht schräg von oben
- Fig. 7, 8: *Sweetognathus bogoslovskajae* KOZUR n. sp., (oberes) Baigendzhinian, Žil-Tau (Cis-Ural), Fig. 7: Holotypus, Ko/Mos/1975/I-30, a) Ansicht von oben, b) Seitenansicht, schräg von unten; Fig. 8: Ko/Mos/1975/I-31, a) Ansicht von oben, b) Seitenansicht, schräg von unten
- Fig. 9, 11: *Vjalovites shindyensis* KOZUR n. sp., Schichten unmittelbar unter der Šindy-Folge (oberstes Leonardian), Aufschluß am Fluß Šindy (Pamir), Ko/Mos/1975/I-37, Fig. 9: Holotypus, a) Seitenansicht, b) Ansicht von oben; Fig. 11: kleines Bruchstück aus dem hinteren Abschnitt des Conodonten, Ansicht von oben, sehr breite, völlig abgeplattete Zähne deutlich sichtbar
- Fig. 10: *Merrillina oertlii* n. sp., Holotypus, (oberes)

Baigendzhinian, Aufschluß am Fluß Aktasty (Cis-ural), Ko/Mos/1975/I-18

Fig. 12: *Gnathodus ruzhencevi* KOZUR n. sp., Holotypus, Ansicht von oben, mittleres Gzhelian (Oberkarbon), Aufschluß am rechten Ufer des Flusses Ural, Nw von Ilinskaja, Ko/Mos/1975/I-1

Fig. 13: *Pavlovites artinskiensis* KOZUR n. sp., Holotypus, (oberes) Baigendzhinian, Cis-Uralgebiet, Ko/Mos/1975/I-32, a) Seitenansicht, b) Ansicht von oben

TAFEL 4 (alle Vergrößerungen ca. 60 x)

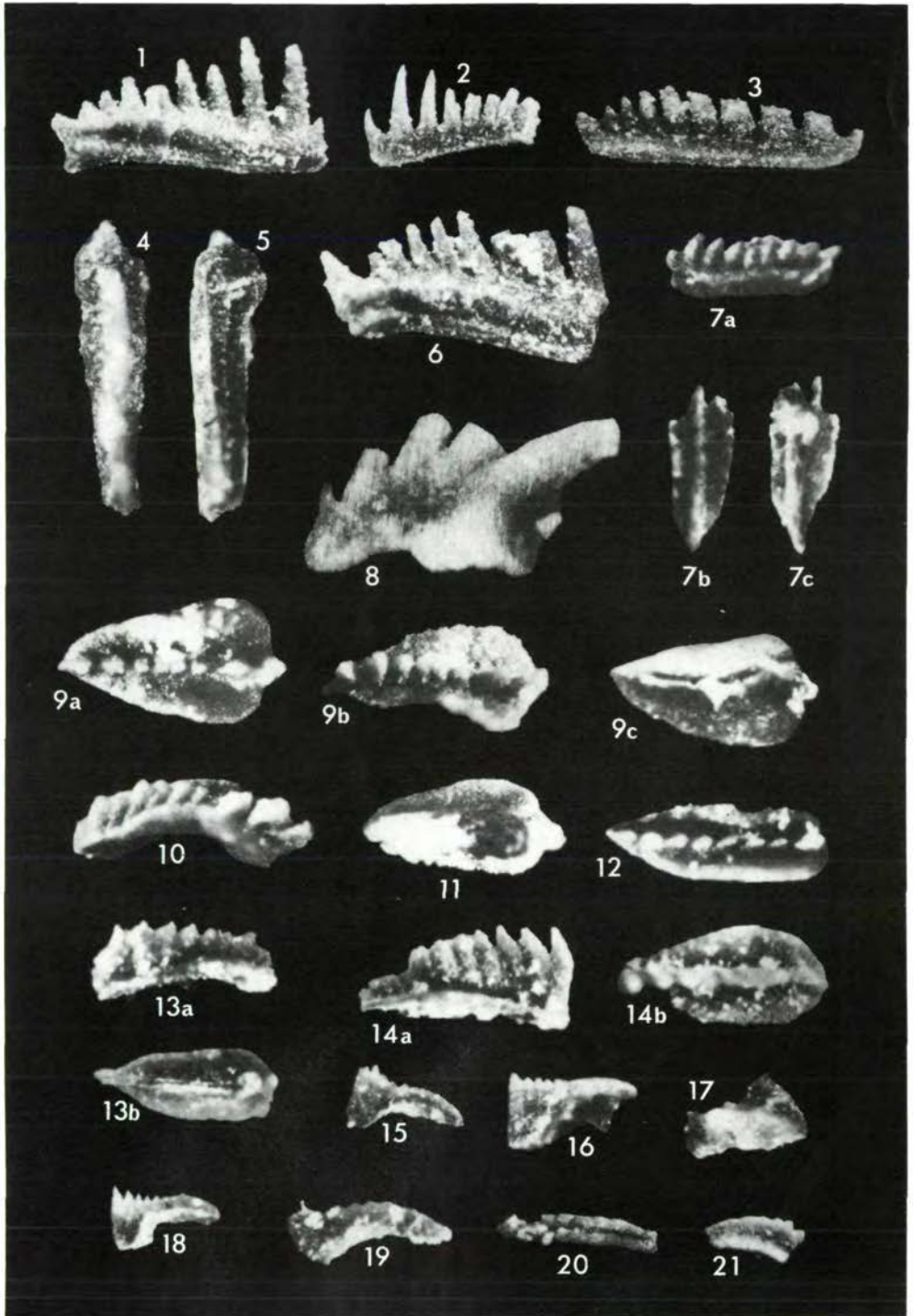
Fig. 1-3 *Gnathodus elegantulus* (STAUFFER & PLUMMER), Ansicht von oben, basale *Triticites jigulensis*-Zone, Cis-Uralgebiet, Ko/Mos/1975/I-39

Fig. 4, 7: *Caenodontus behnkeni* n. sp., (oberes) Baigendzhinian, Aufschluß am Fluß Aktasty (Cis-Ural); Fig. 4: Holotypus, Ko/Mos/1975/I-34, a) Ansicht der flachen Seite, b) Seitenansicht auf die zugeschärfte Seite, nahe der Spitze ist der kleine Seitenzahn sichtbar; Fig. 7: Ko/Mos/1975/I-35

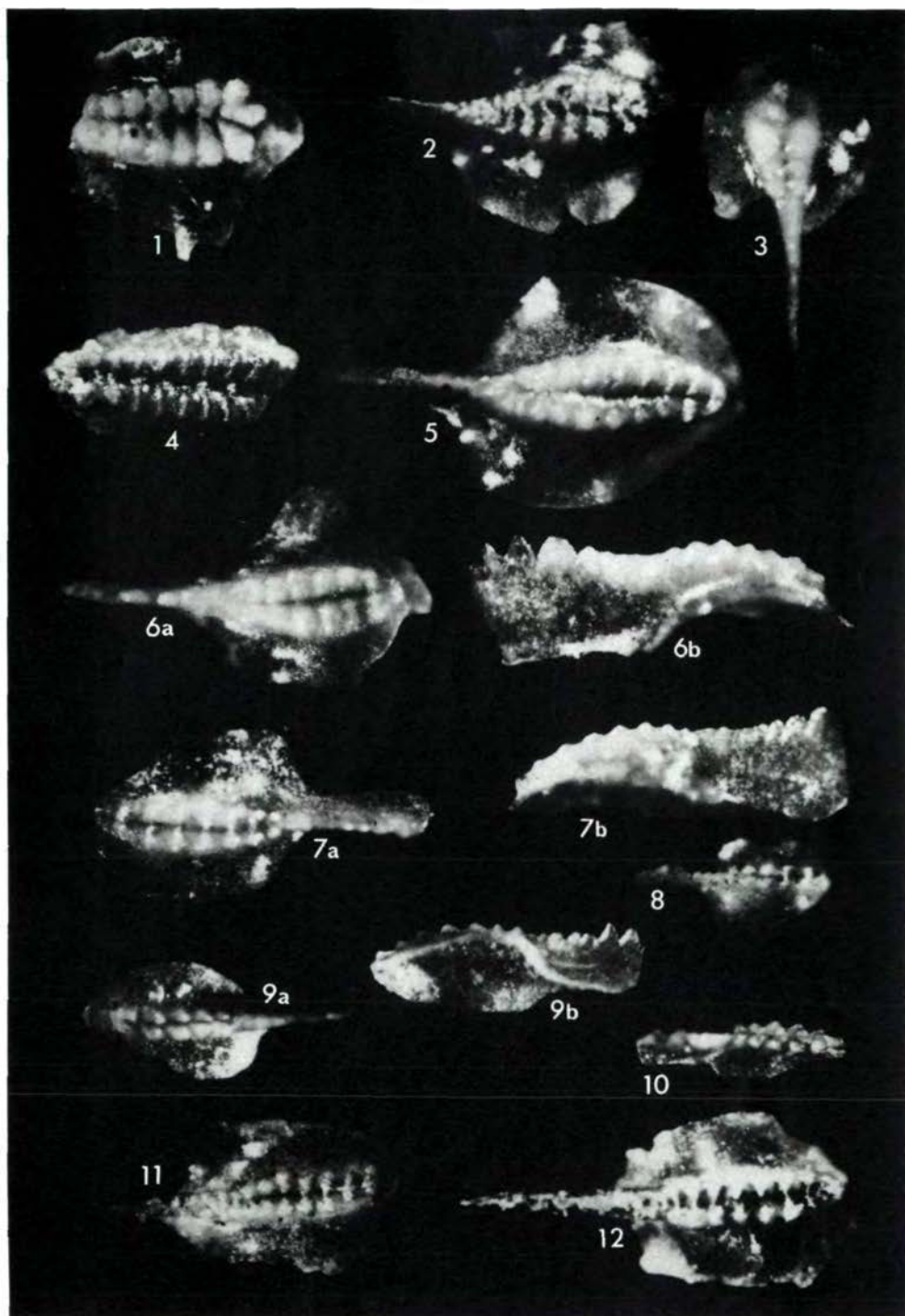
Fig. 5 *Caenodontus movschovitschi* n. sp., Holotypus, Schicht 34 nach RUŽENCEV 1950 (unteres Asselian), Profil Ilinskaja (Cis-Ural), Ko/Mos/1975/I-3, a) Ansicht der flachen Seite, b) Seitenansicht auf die zugeschärfte Seite, Seitenzahn nahe der Spitze deutlich sichtbar

Fig. 6 *Caenodontus movschovitschi* n. sp., (oberes) Baigendzhinian, Aufschluß am Fluß Aktasty (Cis-Ural), Ko/Mos/1975/I-36

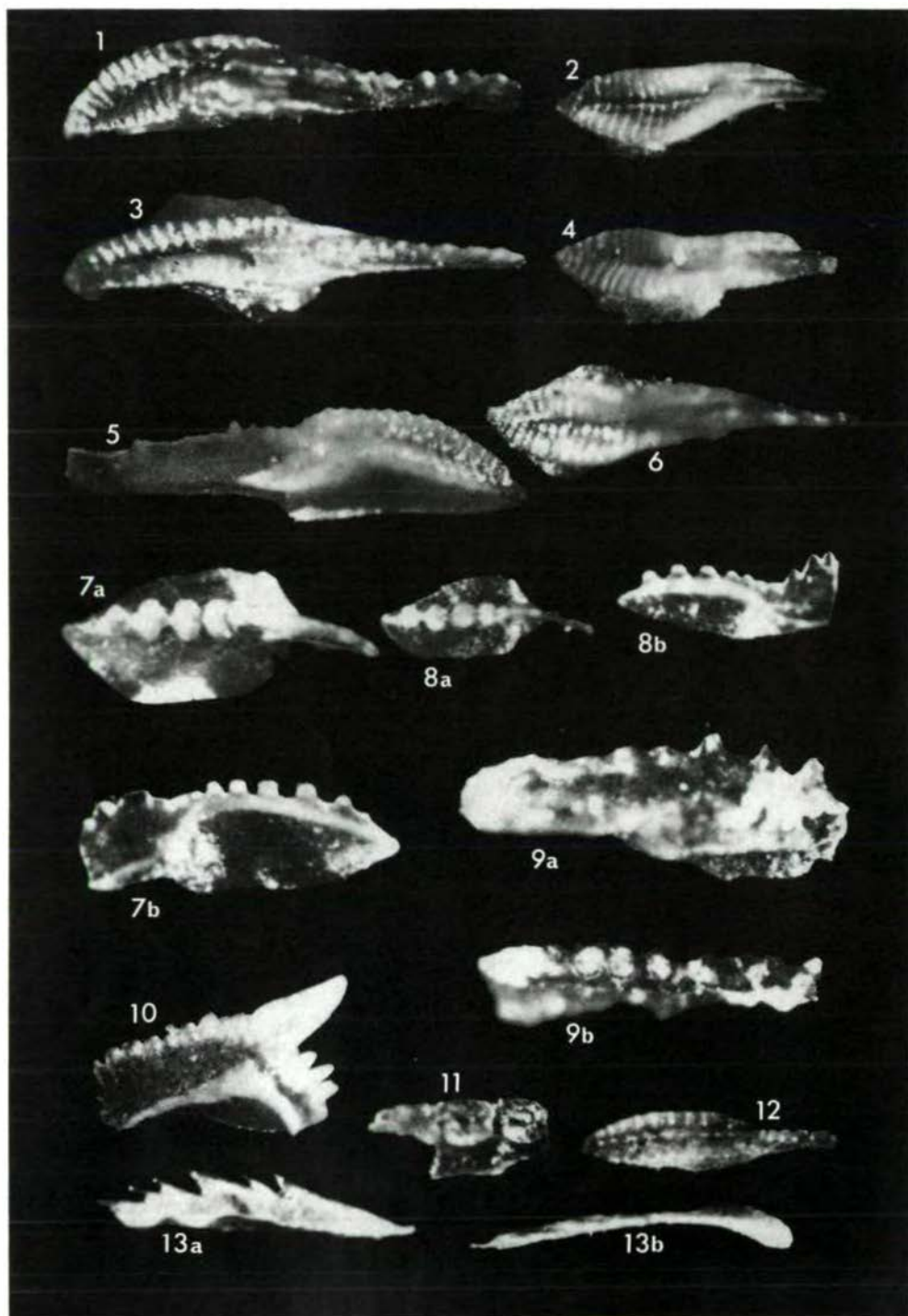
Tafel I



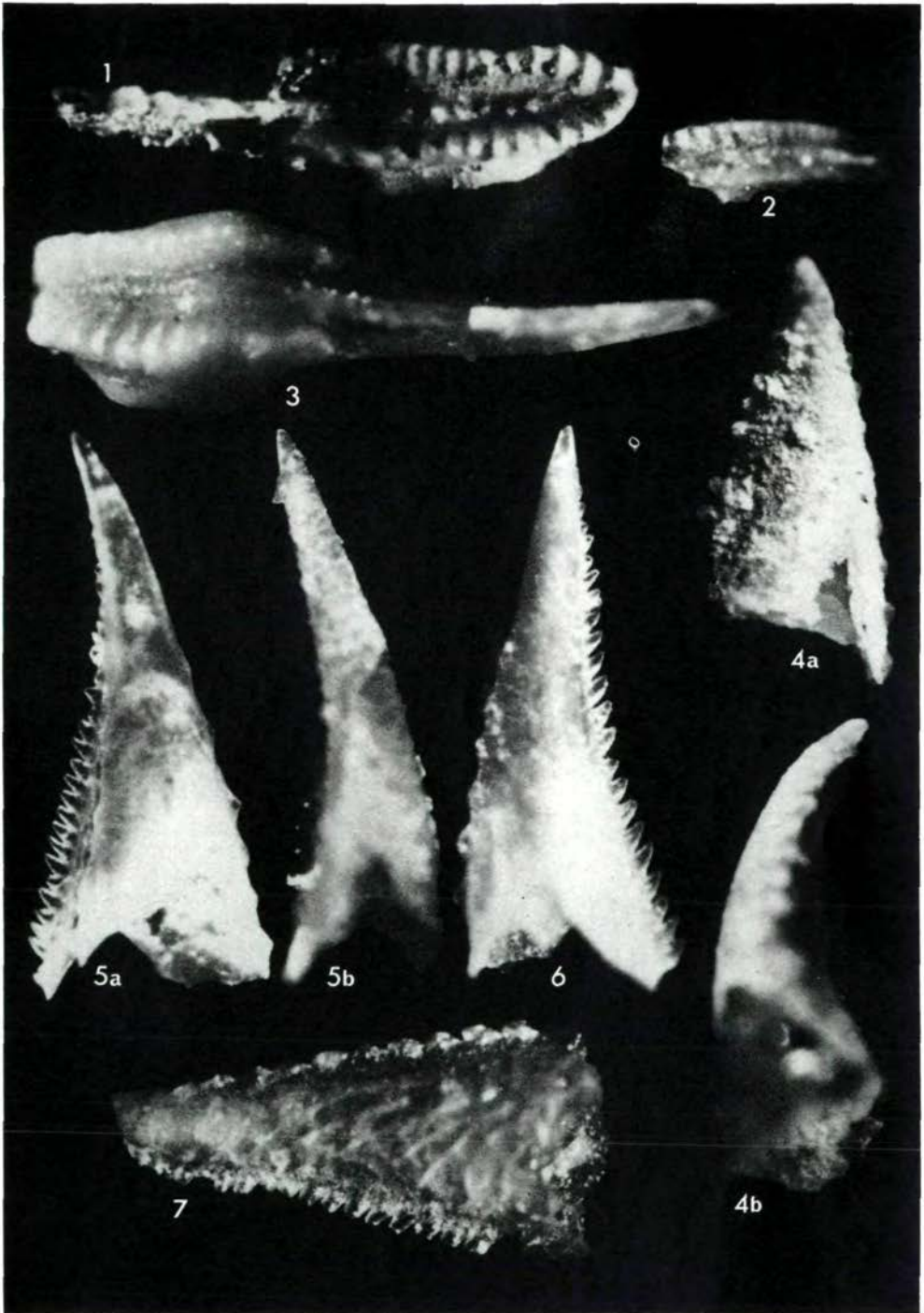
Tafel II



Tafel III



Tafel IV





Die stratigraphische Stellung der Frankites sutherlandi-Zone in der tethyalen Trias

von H. Kozur⁺⁾

Zusammenfassung

Die obere Frankites sutherlandi-Zone sensu TOZER (1967) entspricht der Trachyceras aon-Zone der Alpen. Der Stratotyp des Cordevols (Cassianer Schichten von St. Cassian) umfaßt die Frankites sutherlandi-Zone s. str. und die Trachyceras aon-Zone. Zwischen der Maclearnoceras maclearni-Zone (oberes Langobard) und der Frankites sutherlandi-Zone (unteres Cordevol) ist eine scharfe Änderung in den Makro- und Mikrofaunen sowie in der Dasycladaceen-Fauna zu erkennen. Die Faunen und Floren der sutherlandi-Zone s. str. und der aon-Zone sind einander sehr ähnlich. Die cordevolische Fauna kann sowohl von der langobardischen, als auch von der julischen klar unterschieden werden. Daher ist es nicht möglich, das Cordevol und Jul entgegen der Priorität zu einer Unterstufe zusammenzufassen. Sowohl das Cordevol, als auch das Jul kann in zwei Ammonitenzonen untergliedert werden. Die Trachyceras obesum-Zone von Nordamerika entspricht nicht der Trachyceras aon-Zone, sondern der unterjulischen Trachyceras aonoides-Zone.

⁺⁾ Anschrift des Verfassers: Dipl. Geol. Dr. sc. Heinz Kozur,
Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen

Summary

The upper Frankites sutherlandi zone sensu TOZER (1967) corresponds to the Trachyceras aon zone of the Alps. The stratotype of the Cordevolian substage (Cassian Beds st St. Cassian) encloses the Frankites sutherlandi zone s. str. and the Trachyceras aon zone. There is a very sharp break in the macro- and microfaunas as well as in the dasycladacean flora between the Maclearnoceras maclearni zone (Upper Langobardian) and the Frankites sutherlandi zone (Lower Cordevolian). The faunas and floras of the sutherlandi zone s. str. and the aon zone are very similar to each other. The Cordevolian fauna can be clearly separated from the Langobardian and Julian faunas. Therefore it is impossible to unite the Cordevolian and Julian substages, against the priority, into a single substage. Both, the Cordevolian and Julian substages can be divided into two ammonoid zones. The Trachyceras obesum zone of Northern America does not correspond to the Trachyceras aon zone but to the Lower Julian Trachyceras aonoides zone.

Die von TOZER (1967) eingeführte Frankites sutherlandi-Zone (damals als Paratrachyceras sutherlandi-Zone bezeichnet) gehört zu den wenigen Ammonitenzonen der Trias, deren Indexart regional sehr weit verbreitet ist und in ihrem Vorkommen zeitlich synchron ist. Sie wurde bisher in Nordamerika (hier auch in der borealen Großprovinz) und in der tethyalen Trias Europas und Asiens nachgewiesen. Damit kommt der Frankites sutherlandi-Zone erstrangige Bedeutung bei der überregionalen Korrelation der Trias zu.

Wie der überwiegende Teil der Ammonitenzonen TOZERS ist auch die Frankites sutherlandi-Zone in ihrer bisherigen Fassung keine "species range-Zone", ja nicht einmal eine "genus range-Zone", sondern eine Assemblage-Zone. TOZER (1967) zählte zur Paratrachyceras sutherlandi-Zone nicht nur Faunen, in denen die Indexart auftritt, sondern auch ähnliche, etwas jüngere Ammonitenfaunen, in denen *Frankites sutherlandi* nicht mehr vorkommt. Diese Definition wurde von TOZER bisher nicht verändert. Damit umfaßt die Frankites sutherlandi-Zone im Sinne TOZERS in Nordamerika den Bereich oberhalb der Schichten mit *Daonella lommeli* und unterhalb der *Trachyceras obesum*-Zone. TOZER (1967, 1971, 1974) stufte die Frankites sutherlandi-Zone in das obere Ladin ein, obwohl sie oberhalb der Schichten mit *Daonella lommeli* und nach TOZER (1967) sogar zum größten Teil oder vollständig oberhalb der *Protrachyceras archelaus*-Zone liegt, d.h. oberhalb von Faunenassoziationen, die nach der Priorität zum Ladin gestellt werden (vgl. auch ASSERETO & MONOD 1974). Die Zuordnung der Frankites sutherlandi-Zone zum Ladin durch TOZER erfolgte aufgrund der Definition der Karnbasis mit dem Einsetzen der Gattung *Trachyceras*. Wie KOZUR (1973c) erstmalig aufzeigte, setzt die Gattung *Trachyceras* in Nordamerika zumindest in der borealen Großprovinz später ein als in der tethyalen Trias Eurasiens. Ganz ähnliche Verhältnisse herrschen im asiatischen Teil der borealen Großprovinz, wo die Gattung *Trachyceras* entweder gleichzeitig mit der Gattung *Sirenites* einsetzt oder selbst in ammonitenreichen Schichten völlig fehlt (vgl. u.a. ARCHIPOV 1974). Im asiatischen Teil der borealen Großprovinz beginnt selbst die Gattung *Protrachyceras* erst innerhalb von ammonitenführenden Schichten, die jünger als das tethyale Cordevol sind, wodurch die ganze Fragwürdigkeit der Definition von Stufen- und Unterstufengrenzen nach dem Einsetzen einer einzigen Ammonitengattung schlagartig erhellt wird, denn das Einsetzen der Gattung *Protrachyceras* wird vielfach zur Definition der Anis/Ladin-Grenze benutzt. Nach dieser Grenzziehung läge die Ladin-Basis in der tethyalen Trias Europas an der Basis der reitzi-Zone, in Nordamerika an der Basis der *curionii*-Zone (wobei hier auch die unterschiedliche Abgrenzung der Gattung *Protrachyceras* von ihren Vorläuferformen eine Rolle spielt!) und in NE-Sibirien inmitten des Karn, während sie nach der Priorität an den scharfen Faunen- und Florensnchnitt zwischen der *trinodosus*- und *avisianus*-Zone zu legen ist. Die Probleme, die sich mit der Definition der Karnbasis mit dem Einsetzen von *Trachyceras* ergeben, sind ganz ähnlicher Natur. Das von KOZUR (1973c) erstmalig aufgezeigte spätere Einsetzen der Gattung *Trachyceras* in der borealen Großprovinz Nordamerikas würde bedeuten, daß der obere Teil der Frankites sutherlandi-Zone (im Sinne TOZERS) gleich-

aldrig mit der *Trachyceras* aon-Zone ist und man das Einsetzen der Gattung *Trachyceras* daher nicht zur Definition der Karnbasis verwenden kann. Die Auffassungen von KOZUR (1973c) haben sich durch die Arbeit von URLICHS (1974) rasch bestätigt. Dieser Autor konnte nachweisen, daß die unteren Cassianer Schichten von St. Cassian in die Frankites sutherlandi-Zone s. str. (Lebensbereich von *Frankites sutherlandi*) gehören. Ebenso wichtig ist der Nachweis, daß die Leitform der Frankites sutherlandi-Zone s.l., also der Frankites sutherlandi-Zone im Sinne von TOZER (1967, 1971, 1974) gleichzeitig charakteristische Elemente zumindest der unteren *Trachyceras* aon-Zone darstellen, wo sie zusammen mit der Indexart *Trachyceras aon* vorkommen. Dazu gehören *Asklepioceras* sp., *Daxatina dichotoma*, *D. sulcifer*, *Lobites* sp., *Klipsteinia archelaus*, *K. beotus*, *K. eduardi*, *K. okeani*, *Lecanites glaucus* und *Nannites spurius*. Die ersten drei Gattungen sind wichtige Bestandteile der Fauna der Frankites sutherlandi-Zone sensu TOZER, wobei *Daxatina* sogar auf die sutherlandi-Zone sensu TOZER beschränkt ist. Damit kann nun auch mit Ammoniten bewiesen werden, daß einerseits die Frankites sutherlandi-Zone s. str. (= Lebensbereich der Indexart) den unteren Cassianer Schichten entspricht und andererseits die obere Frankites sutherlandi-Zone sensu TOZER von Nordamerika (mit *Daxatina canadiensis*, *Joannites* und *Protrachyceras*, aber ohne *Frankites sutherlandi*) der aon-Zone entspricht und daher die Gattung *Trachyceras* in Nordamerika zumindest in der borealen Großprovinz später einsetzt als in der eurasiatischen Tethys. Es sei hier nur am Rande bemerkt, daß die Gattung *Trachyceras* in den Gebieten, wo sie später einsetzt auch wieder früher aussetzt.

Man könnte natürlich auch so argumentieren, daß die Gattung *Trachyceras* weltweit gleichzeitig einsetzt und die oben genannten Ammoniten in der tethyalen Großprovinz später aussetzen als in der borealen. Das kann aber durch das Studium der stratigraphischen Reichweiten der Conodonten, Ostracoden und anderer Mikrofossilien sowie der stratigraphischen Verbreitung bestimmter Lamellibranchiatengruppen widerlegt werden (vgl. KOZUR 1973c).

Leider zieht URLICHS (1974) aus der von ihm erstmalig exakt nachgewiesenen Verbreitung wichtiger Ammonitenarten in den Cassianer Schichten von St. Cassian, dem Stratotyp des Cordevol, nicht die richtigen Konsequenzen. Ähnlich wie KRYSTYN (1974) ist er bemüht, die Zonen-Stufengliederung, die TOZER für Nordamerika aufgestellt hat, unkritisch zu übernehmen. So findet sich dann bei URLICHS (1974, S. 208) auch folgende Feststellung: "Der Erstautor MOJSISOVICS (1869) hat die Cassianer Schichten zum Karn gerechnet. Dann hat er 1882 die aon-Zone aufgestellt, die er später (MOJSISOVICS 1895, S. 1298) als Stratotyp für die unterkarnische Unterstufe Cordevol benannte." Das aber hat MOJSISOVICS nicht geschrieben, ganz abgesehen davon, daß eine Ammonitenzone niemals ein Stratotyp sein kann. Auf S. 218 der gleichen Arbeit schreibt URLICHS dann auch richtig: "Die Cassianer Schichten in ihrem Typgebiet sind von MOJSISOVICS (in: MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER 1895, S. 1298) zum Stratotyp für das Cordevol erklärt worden." Selten liegt bei einer Triasstufe oder Unterstufe die ursprüngliche Absicht des Autors so klar

auf der Hand, wie beim Cordevol. MOJSISOVICS (in: MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER 1895) hat die Obergrenze des Ladins (damals von ihm als norische Stufe bezeichnet) an die Obergrenze der Protrachyceras archelaus-Zone bzw. der Daonella lommeli-Schichten gelegt. Als unterste Zone des Karn schied er die Trachyceras aon-Zone aus, die er in den Cassianer Schichten nachgewiesen hatte. Die aon-Zone stellte er in sein Cordevol, das er zum Karn rechnete. Wenngleich MOJSISOVICS die Bezeichnung "Stratotyp" niemals verwendete, so hat er doch selten eine Unterstufe so klar mit einer bestimmten Schichtfolge definiert, wie das Cordevol (Unterkarn) mit der Gesamtheit der Cassianer Schichten. Es ist daher unverständlich, daß TOZER die Frankites sutherlandi-Zone als unzweifelhaften Teil des Cordevol an dessen Stratotyp zum Ladin zählt und dies umso mehr, da er das Cordevol und Jul als eine unterkarnische Unterstufe zusammenfaßt. TOZER weist selbst immer wieder darauf hin, daß jede Biozone, Unterstufe und Stufe nur dann Gültigkeit habe, wenn sie durch einen Stratotyp definiert sei (obwohl dadurch m.E. die Gefahr besteht, daß man Biozonen etc. in fazielle Einheiten umfunktioniert). Wenn man aber dem gegenwärtigen Trend folgend solch großen Wert auf die Stratotypen legt, darf man dies natürlich nicht nur bei neu aufgestellten Zonen etc. tun, sondern man muß dann selbstverständlich in erster Linie auch die schon bestehenden Stratotypen und Prioritäten für Abgrenzungen von Stufen, Unterstufen etc. respektieren. Es wäre aber sicher falsch, nur mit dem Hinweis auf die Priorität der Zuordnung des Cordevol die Frankites sutherlandi-Zone zum Karn zu stellen. Vielmehr soll hier bei allen stratigraphisch wichtigen Fossilgruppen untersucht werden, inwieweit die Fossilien der Frankites sutherlandi-Zone mehr Ähnlichkeit zu ladinischen oder karnischen Fossilgemeinschaften zeigen.

Ammoniten

In den folgenden Betrachtungen werden Durchlufergattungen, wie *Proarcestes*, *Sageceras*, *Megaphyllites*, *Monophyllites* u.a. nicht berücksichtigt.

Die Gattungen *Asklepioceras*, *Lobites*, *Maclearnoceras*, *Nathorstites*, *Protrachyceras* und eventuell auch *Frankites*, *Lecanites* und *Nannites* reichen aus der ladinischen *Maclearnoceras maclearnii*-Zone oder noch älteren Schichten bis in die Frankites sutherlandi-Zone, kommen aber außer *Maclearnoceras* und *Frankites* auch noch in der *Trachyceras aon*-Zone vor, sodaß man sie nicht als Beweise für ein ladinisches Alter der sutherlandi-Zone heranziehen kann, wenn man die aon-Zone zum Karn stellt. In der Frankites sutherlandi-Zone treten folgende Gattungen erstmalig auf: *Badiotites*, *Clionitites* (setzt möglicherweise schon in der maclearnii-Zone ein), *Daxatina*, *Frankites* (nach KRYSZYN & GRUBER 1974 setzt diese Gattung bereits in der maclearnii-Zone ein), *Hannaoceras*, *Istreites*, *Klipsteinia*, *Pseudocarnites*, *Romanites* und eventuell *Lecanites* sowie *Nannites* (s.o.). *Daxatina*, *Frankites* und *Muensterites* sind nach TOZER (1971) auf die Frankites sutherlandi-Zone beschränkt. Das trifft jedoch nur für *Frankites* (vgl. obige einschränkende Bemerkungen zum Einsetzen dieser

Gattung) und *Muensterites* sowie nach KRYSZYN & GRUBER (1974) für *Istreites*, *Pseudocarnites* und *Romanites* zu. Die Gattung *Daxatina* kommt auch noch in der Trachyceras aon-Zone vor und zeigt daher an, daß der obere Teil der Frankites sutherlandi-Zone sensu TOZER (d.h. der Bereich ohne die Indexart, aber mit *Daxatina*) gleichaltrig mit der Trachyceras aon-Zone ist. Die Gattungen *Anolcites*, *Gymnites*, *Liardites* und *Sturia* setzen an der Untergrenze der sutherlandi-Zone aus. *Gymnites* und *Sturia* sind bezeichnende mitteltriassische Gattungen, deren Aussetzen besonders hoch bewertet werden muß. Die Gattung *Arpadites*, die nach KRYSZYN & GRUBER (1974) ebenfalls an der Untergrenze der sutherlandi-Zone aussetzt, reicht wohl noch mit vereinzelt Exemplaren bis in das Jul hinein, falls die diebezüglichen Vorkommen aus alten Aufsammlungen richtig horizontalisiert sind. Folgende Gattungen kommen sowohl in der sutherlandi-Zone s. str. (Lebensbereich der Indexart), als auch in der Trachyceras aon-Zone vor: *Asklepioceras*, *Badiotites*, *Clionitites*, *Daxatina*, *Hannoceras*, *Klipsteinia*, *Lecanites*, *Lobites*, *Nannites*, *Nathorstites*. Die Gattung *Nathorstites* wurde bisher nur aus der Frankites sutherlandi-Zone (und älteren Schichten) verzeichnet. Sie kommt aber auch noch in Schichten mit *Daxatina* und *Lobites* ohne *Frankites* (= obere sutherlandi-Zone sensu TOZER) vor, die ein zeitliches Äquivalent der Trachyceras aon-Zone sind (s.o.). Die Zahl der in beiden Zonen vorkommenden Ammonitengattungen ist in Wirklichkeit noch größer, da die Durchläufergattungen hier nicht berücksichtigt wurden.

An der Obergrenze der sutherlandi-Zone s. str. setzen *Frankites*, *Muensterites*, *Istreites*, *Pseudocarnites* und *Romanites* aus. An der Basis der Trachyceras aon-Zone setzen nur *Dittmarites*, *Pompeckjites* und *Trachyceras* (?) ein. In der borealen Provinz setzt die Gattung *Trachyceras* erst oberhalb der Äquivalente der aon-Zone ein oder fehlt selbst in ammonitenreichen Schichten völlig. *Trachyceras pescolense* MOJSISOVICS tritt schon in den obersten Wengener Schichten auf, sodaß *Trachyceras* in der tethyalen Großprovinz eventuell schon ganz vereinzelt unterhalb der Trachyceras aon-Zone vorkommt.

Die stratigraphische Reichweite der Ammonitengattungen im Ladin/Karn-Grenzbereich läßt die folgenden Schlüsse zu:

- (1) An der Basis der sutherlandi-Zone liegt ein sehr scharfer Schnitt in den Ammonitenfaunen, der durch das starke Aufblühen der Joanniten und das Ein- und Aussetzen zahlreicher Gattungen und Arten markiert wird. An der Basis der sutherlandi-Zone setzen mehrere weit verbreitete mitteltriassische Gattungen aus und 11 Gattungen erstmalig ein.
- (2) Die Frankites sutherlandi- und die Trachyceras aon-Zone sind durch zahlreiche gemeinsame Gattungen und Arten eng miteinander verbunden und bilden eine faunistische Einheit. Ohne Berücksichtigung der Durchläufergattungen treten in beiden Zonen 10 gemeinsame Gattungen auf. An der Basis der Trachyceras aon-Zone setzen nur 3 (? 2) Gattungen neu ein und bei den 5 Gattungen, die dort aussetzen, handelt es sich durchwegs um sehr kurzlebige Formen, die auf der Frankites sutherlandi-Zone s. str. beschränkt sind und von denen nur 2 (*Frankites* und *Muensterites*) häufiger sind.
- (3) Die Gattung *Trachyceras* setzt in der tethyalen Großprovinz früher ein als in der borealen, wo sie z.T. auch in ammoniten-

reichen Schichten völlig fehlt. Ihr Einsetzen kann daher nicht zur Definition der Karnbasis verwendet werden.

(4) Das Cordevol (= sutherlandi-Zone + aon-Zone) ist in seiner Ammonitenfauna recht eigenständig und sehr scharf vom Ladin unterschieden. Die Beziehungen zum Jul sind wesentlich enger, doch auch gegen das Jul sind die faunistischen Unterschiede beachtlich. Von den Ammonitenfaunen her ist das Cordevol als selbständige Unterstufe gerechtfertigt. Diese Unterstufe steht bei aller Eigenständigkeit faunistisch dem Karn viel näher als dem Ladin.

(5) Das Cordevol umfaßt am Stratotypus zwei Zonen: Die Frankites sutherlandi-Zone s. str. (= Lebensbereich der Indexart) und die Trachyceras aon-Zone. Die obere sutherlandi-Zone sensu TOZER ist ein Synonym der Trachyceras aon-Zone, sodaß die Frankites sutherlandi-Zone sensu TOZER das gesamte Cordevol an seiner Typuslokalität umfaßt.

Lamellibranchiaten

Zwischen der Protrachyceras archelaus-Zone bzw. der Maclearnoceras maclearni-Zone und der Frankites sutherlandi-Zone erfolgt ein entscheidender Wechsel in der artlichen Zusammensetzung der Daonellen-Fauna, der vor allem durch das Aussetzen von *Daonella lommeli* charakterisiert wird, die für das mittlere und höhere Langobard ein fast weltweit aufgetretenes Leitfossil ist. Insgesamt gesehen haben auch die Lamellibranchiaten des Cordevol ein recht eigenständiges Gepräge. Das letztmalige Vorkommen von *Daonella* (allerdings mit ganz anderen Arten als in der Maclearnoceras maclearni-Zone) zeigt Anklänge zum Ladin bzw. zur Mitteltrias, das erstmalige Auftreten von *Halobia* dagegen zum Karn bzw. zur Obertrias.

Mikrofaunen

Bei den Conodonten stirbt an der Obergrenze der Maclearnoceras maclearni-Zone *Gondolella excelsa*, eine der bezeichnendsten mitteltriadischen Conodontenarten, aus, und in der Frankites sutherlandi-Zone setzt erstmalig *G. polygnathiformis* mit typischen Exemplaren ein. *G. polygnathiformis* ist im gesamten Karn häufig. Desgleichen beginnt in der Frankites sutherlandi-Zone *Metapolygnathus diebeli*, und *M. mostleri* ist erstmalig häufig. Die letztere Art kommt aber schon im obersten Teil der maclearni-Zone vor. Großwüchsige Exemplare von *M. mungoensis* treten sehr stark zurück, kleinwüchsige Exemplare sind noch bis zur aon-Zone anzutreffen, wo sie zusammen mit reichlich *M. mostleri*, *M. diebeli* und *G. polygnathiformis* vorkommen. In der westmediterranen Faunenprovinz findet sich in den Äquivalenten der sutherlandi- und der aon-Zone nur noch *Pseudofurnishius murcianus* (gelegentlich mit *M. mungoensis* vergesellschaftet), dagegen nicht mehr *M. huddlei*.

Bei den Holothurien-Skleriten setzen an der Basis der sutherlandi-Zone typische ladinische Elemente, wie *Acanthotheelia veghae*, *A. ladinica*, *Eocaudina ramosa* und *Theelia planata* aus und eine Anzahl neuer Formen, wie *Theelia tubercula* (nur in der asiatischen, dinarischen und westmediterranen Faunenprovinz), *Theelia koeve-*

skalensis, *Fissobractites inusitata* und *Theelia lata* ein. Desgleichen beginnt mit *Irinella canalifera* ein für das gesamte Karn charakteristisches Mikroproblematikum, das früher zu den Holothurien-Skleriten gestellt wurde.

Die Conodonten- und Holothurienfauna des Cordevol ist sehr eigenständig und sowohl von derjenigen der liegenden Maclearnoceras maclearni-Zone, als auch von derjenigen des Jul sehr scharf abgesetzt (vgl. auch KOZUR 1972a, 1973a, c, 1974a, d; KOZUR & MOCK 1974; KOZUR & MOSTLER 1971, 1972a; KOZUR & SIMON 1972; MOSTLER & SCHEURING 1974). Die Mikrofaunen sprechen auf jeden Fall für eine Eigenständigkeit des Cordevol als Unterstufe. Mit dem Einsetzen von *G. polygnathiformis* beginnt eine völlig neue Entwicklungslinie bei den Conodonten, von der direkt oder indirekt fast alle karnischen bis rhätischen Leitformen abstammen. Durch das reiche Vorkommen von *G. polygnathiformis* erhält die Conodontenfauna der sutherlandi- und aon-Zone ein entschieden karnisches Gepräge, zumal *G. polygnathiformis* auf das Karn beschränkt ist. Da *M. diebeli* und *M. mostleri* Endglieder der mitteltriassischen Reihen sind (wobei sie sich allerdings beträchtlich von ihren mitteltriassischen Vorfahren unterscheiden) und andererseits *M. mungoensis* und *P. murciánus* aus dem Ladin in das Cordevol hinaufreichen (auch *M. mostleri* setzt bereits in der obersten maclearni-Zone ein), kann man die cordevolische Conodontenfauna nicht als rein karnisch bezeichnen (das gilt aber gleichermaßen für die sutherlandi- und die aon-Zone, die eine übereinstimmende Conodontenfauna aufweisen!). Gerade aus der Mischung der zahlreichen neu einsetzenden karnischen bzw. obertriassischen Elemente und den aus dem höheren Ladin bis in die aon-Zone reichenden Entwicklungsreihen bei verschiedenen Makro- und Mikrofaunen (u.a. Ammoniten, Lamelli-branchiaten, Conodonten, Holothurien-Sklerite) ergibt sich die unverkennbare Eigenständigkeit des Cordevol gegenüber dem Lango-bard und dem Jul, wobei man den neu auftretenden Elementen, die sich meist auch in der Überzahl befinden, größeres Gewicht beimessen muß und daher durchaus uneingeschränkt von einem karnischen Charakter der cordevolischen Fauna sprechen kann. An der auch der Priorität entsprechenden Zuordnung des Cordevol zum Karn kann es daher keinen Zweifel geben.

Die Ostracodenfaunen des Cordevol besitzen einen ausgeprägt karnischen Charakter und sind mit denjenigen des Jul eng verbunden (vgl. BUNZA & KOZUR 1971; KOZUR 1972d, 1973b; KOZUR u.a.). In der Frankites sutherlandi-Zone setzt erstmalig die Gattung *Mostlerella* ein, die bis zum oberen Tival der karnischen Flachwasser-Ostracodenfauna der eurasiatischen Tethys ihr Gepräge gibt. Desgleichen setzen hier erstmalig die Kerocytheridae ein, die vom Cordevol bis zum Rhät die wichtigsten Leitformen bei den Ostracoden stellen. Auch weitere wichtige obertriassische Formen, wie *Simeonella brotzenorum*, setzen in der Frankites sutherlandi-Zone ein.

Auch die Foraminiferen der Frankites sutherlandi-Zone weisen erstmalig ein eindeutig karnisches Gepräge auf und lassen sich von denen der aon-Zone kaum unterscheiden. Zusammenfassend kann man die Mikrofaunen der Frankites sutherlandi-Zone wie folgt bewerten:

(1) Zwischen der Maclearnoceras maclearni- und der Frankites sutherlandi-Zone liegt ein sehr scharfer Schnitt bei allen Mikrofaunen.

(2) Die Mikrofaunen der Frankites sutherlandi-Zone s. str. und der Trachyceras aon-Zone sind einander sehr ähnlich und vielfach nicht voneinander zu trennen. Sie bilden die faunistische Einheit des Cordevol, die sowohl gegen das Langobard, als auch gegen das Jul sehr scharf abgesetzt ist.

(3) Die Beziehungen der cordevolischen Mikrofaunen zu denjenigen des Jul sind bei aller faunistischen Eigenständigkeit des Cordevol enger als zu den Mikrofaunen des Langobard. Entscheidende karnische bzw. obertriassische Leitformen bzw. deren Vorläuferformen setzen an der Basis der Frankites sutherlandi-Zone ein. Aus dem Langobard in das Cordevol herüberreichende Elemente erfahren eine entscheidende Weiterentwicklung und bedingen zu einem Teil die große Eigenständigkeit der cordevolischen Mikrofaunen gegenüber den langobardischen und julischen. Alle übrigen, hier nicht genannten Makro- und Mikrofaunengruppen des Cordevol sind bisher zu wenig untersucht, um ihre Beziehungen zu langobardischen bzw. julischen Faunen genauer abschätzen zu können.

Floren

Bei den Dasycladaceen kommt in der Frankites sutherlandi-Zone erstmalig *Clypeina besici*, die karnische Leitform, vor. Dagegen fehlt *Diplopora annulata*, die ladinische Leitform, die bis zur Maclearnoceras maclearni-Zone reicht. Nach OTT (1974) setzen an der Obergrenze der Protrachyceras archelaus-Zone folgende Arten aus: *Diplopora annulata*, *Teutloporella nodosa* und *T. peniculi-formis*. Etwa gleichzeitig setzen die folgenden Arten ein: *Clypeina besici*, *Poikiloporella duplicata*, *Salpingoporella humilis* und *Uragiella supatriassica*.

Bei den Megasporen setzt an der Basis der Frankites sutherlandi-Zone *Dijkstraisporites beutleri*, die charakteristische ladinische Leitform, aus. Ökologisch-klimatische Ursachen lassen sich hierfür allerdings nicht ausschließen.

Bei den Mikrosporen/Pollen erfolgt das Einsetzen neuer Elemente schon tiefer, innerhalb des oberen Langobard (vgl. MOSTLER & SCHEURING 1974); auch hier spielen offensichtlich ökologisch-klimatische Änderungen eine hervorragende Rolle.

Die Makrofloren an der Ladin/Karn-Grenze sind hinsichtlich ihrer Korrelation mit den Ammonitenzonen noch nicht untersucht.

Bei den Characeen-Oogonien erfolgt ein starker Wechsel erst oberhalb des Jul; genaue zeitliche Einstufungen dieses erstrangigen Schnittes in den Charophyten-Assoziationen sind derzeitig noch nicht möglich (eventuell erfolgen sie an der Karn/Nor-Grenze, auf jeden Fall oberhalb des Tuval und unterhalb des Obenor).

Auch die Floren sprechen, soweit sie bisher bekannt sind, für die Zuordnung der Frankites sutherlandi-Zone s. str. und des gesamten Cordevol zum Karn; die obertriassischen Elemente setzen z.T. jedoch schon unterhalb der Frankites sutherlandi-Zone, und damit etwas früher als die obertriassischen Faunenelemente ein.

Floristische Unterschiede zwischen der Frankites sutherlandi-Zone und der Trachyceras aon-Zone sind bisher nicht bekannt; erst im Jul treten weitere neue obertriassische Elemente auf. Zusammenfassend ergibt die Auswertung aller bisher im Ladin/Karn-Grenzbereich genauer untersuchten Faunen- und Florenelemente folgendes Bild:

(1) Zwischen der Maclearnoceras maclearni- und der Frankites sutherlandi-Zone bzw. zwischen der Protrachyceras archelaus- und der sutherlandi-Zone liegt ein bedeutender Schnitt in den Faunen und Floren.

(2) Zwischen der Frankites sutherlandi-Zone und der Trachyceras aon-Zone erfolgen nur geringe Änderungen des Fossilinhaltes.

(3) Sutherlandi-Zone s. str. und aon-Zone bilden eine faunistische und floristische Einheit, die gegen das liegende Langobard sehr scharf, gegen das hangende Jul deutlich abzugrenzen ist.

(4) Nach den Verhältnissen in der Typusregion des Cordevol, den Cassianer Schichten von St. Cassian, nehmen die Frankites sutherlandi- und die Trachyceras aon-Zone etwa den Gesamtbereich des Cordevol ein.

(5) Trotz ihrer großen Eigenständigkeit zeigen die cordevolischen Faunen und Floren durch das Einsetzen zahlreicher karnischer bzw. obertriassischer Elemente deutlich karnischen Charakter.

Daraus ergeben sich folgende Schlußfolgerungen:

(1) Da am Stratotyp des Cordevol, den Cassianer Schichten von St. Cassian (nach URLICHS 1974 sollte das Profil Stuores Wiesen als Typusprofil ausgewählt werden), sowohl die Frankites sutherlandi-Zone, als auch die Trachyceras aon-Zone im Cordevol enthalten sind, muß der zeitliche Umfang des Cordevol mit diesen beiden Zonen definiert werden. Auch faunistisch und floristisch bilden die sutherlandi- und aon-Zone eine Einheit.

(2) Das Cordevol muß, gemäß der Priorität bei MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER (1895) beim Karn (Unterkarn) belassen werden, da es eine eindeutig karnische Fauna und Flora führt.

(3) Die Fauna des Cordevol besitzt eine so große Eigenständigkeit, daß jede Vereinigung mit dem Jul, wie sie von TOZER (letztmalig 1974) und in Anlehnung daran von KRYSZYN (1974, ohne neue Argumente übernommen) nicht akzeptiert werden kann. Eine solche Zusammenlegung entspricht weder dem an den Stratotypen definierten Umfang beider Unterstufen, noch dem Fossilinhalt des Cordevol und Jul. Es ist verwunderlich, daß gerade TOZER den Definitionen der karnischen Unterstufen an den Stratotypen keine Beachtung schenkt, wo er doch in einer Fußnote (TOZER 1974, S. 197) ausdrücklich darauf verwiesen hat, daß KOZUR (1972b) ihn mißverstanden hat, als er schrieb, daß TOZER ohne Berücksichtigung der bisherigen Stratotypen seine Standardgliederung auf der Basis faunistischer Folgen aufbaute (worin übrigens keine Kritik, sondern Zustimmung zum Ausdruck gebracht wurde, da die Stratotypen ohnehin nur aufgrund ihrer Faunen mit anderen Ablagerungen korreliert werden können). Die Zusammenfassung des Cordevol und Jul zu einer unterkarnischen Unterstufe durch TOZER und KRYSZYN ist ein Widerspruch in sich. Beide Autoren zählen die Frankites sutherlandi-Zone sensu TOZER zum Langobard (Oberladin). Damit zählen sie das gesamte Cordevol am Stratotypus (Frankites sutherlandi-Zone s. str. + Trachyceras aon-Zone) zum Ladin.

Das bedeutet also, daß sie einerseits das gesamte Cordevol zum Ladin zählen, andererseits aber die Ammonitenfaunen des Cordevol und Jul für so ähnlich halten, daß sie diese beiden Unterstufen zum Unterkarn s.l. zusammenfassen. Das zeigt ganz eindringlich, wohin die einseitige Überbetonung der Auswertung der Ammonitenfaunen für die Definition triassischer Stufen und Unterstufen führen kann, zumal wenn der Provinzialismus in den Ammonitenfaunen nicht berücksichtigt wird. Bei Berücksichtigung dieses Provinzialismus besteht auch bei den Ammonitenfaunen keinerlei Veranlassung, die Untergliederung des Karn in Cordevol, Jul und Tuval durch die Zusammenfassung des Cordevol und Jul aufzugeben. Die faunistische Abfolge in der tethyalen Großprovinz Eurasiens lautet grob vereinfacht:

(a) Frankites sutherlandi-Zone s. str., (b) *Trachyceras aon-Zone* (weitgehend übereinstimmender Gattungsbestand, aber ohne *Frankites* und mit *Trachyceras*, (c) Bereich mit *Trachyceras*, aber ohne die für die sutherlandi- und aon-Zone gleichermaßen typischen Gattungen, wie *Asklepioceras*, *Daxatina*, *Klipsteinia*, *Lecanites*, *Lobites* und ohne *Sirenites*, (d) Bereich mit *Sirenites* und *Trachyceras*, (e) Bereich mit *Sirenites* ohne *Trachyceras*, (f) Bereich mit *Sirenites*, *Gymnotropites* und *Tropites* der *dilleri*-Gruppe. Die Bereiche (c) und (d) repräsentieren die aonoides-Zone im bisher verwendeten Umfang. Die Zuordnung des Bereiches (e) ist schwierig, da er immer nur aus vergleichsweise armen Faunen nahe der Jul/Tuval-Grenze bekannt ist und bei solchen armen Faunen nicht klar ist, ob wirklich nur *Sirenites* oder nicht auch noch *Trachyceras* oder *Tropites*, *Gymnotropites* und andere Leitformen der *dilleri*-Zone vorhanden sind. TOZER (1967) setzt die *Sirenites nanseni*- und die *Trachyceras aonoides*-Zone gleich. Da in der borealen Großprovinz Nordamerikas in der *nanseni*-Zone *Trachyceras* nicht mehr vorkommt, schließt er auf eine stratigraphische Kondensation der Hallstätter *aonoides*-Fauna, was ja auch zweifelsohne richtig ist. KRYSZYN (1973) ist dagegen der Ansicht, daß *Trachyceras* und *Sirenites* in der gesamten aonoides-Zone gemeinsam vorkommen und daß dieses gemeinsame Vorkommen das Charakteristikum der aonoides-Zone sei. Als Beweis führt er die Faunenliste von MOJSISOVICS (1893, S. 820) aus nicht kondensierten Schichten an, wo *Trachyceras* und *Sirenites* ebenfalls gemeinsam vorkommen sollen. Es handelt sich dabei um eine Faunenliste aller bis zu diesem Zeitpunkt aus den Raibler Schichten bekannt gewordenen Ammonitenarten. Neben reichlich *Trachyceras* werden hier auch einige Exemplare von *Sirenites ex aff. agriodus* aufgeführt. Es handelt sich dabei nach den Angaben bei MOJSISOVICS (1893) um schlecht erhaltene Exemplare aus den *Trachyceras*-Schiefern von Göstling und Scheiblingbauer. *Pamphagosirenites agriodus* ist aber eine Leitform der *welleri*-Zone. Des weiteren wurde noch ein Exemplar von *Sirenites ex aff. loczyi* aus dem *Trachyceras*-Schiefer von Göstling angegeben. Auch diese Form gehört nicht zu *Sirenites* im heute verwendeten Umfang. Die Angaben von KRYSZYN (1973) entbehren daher einer realen Grundlage. Vielmehr existiert zwischen der aon-Zone und dem Bereich, wo die ersten *Sirenites*-Arten auftreten, ein Bereich, in dem nur *Trachyceras* ohne die cordevolischen Leitformen und ohne

Sirenites auftritt. Eine typische unkondensierte Fauna dieser Art beschrieb ALLASINAZ (1968) auch aus dem Jul der Lombardei. Neben zahlreichen *Trachyceras*-Arten sind für diesen Bereich u.a. *Simonyceras simonyi*, *Pompeckjites layeri*, *Joannites cymbiformis*, *J. klipsteini*, *Carnites floridus*, *Megaphyllites jarbas*, *Proarcestes gaytani*, *Paratrachyceras hofmanni* und *Sageceras haidingeri* charakteristisch. Dieser Bereich und nicht die *Trachyceras aon*-Zone ist das zeitliche Äquivalent der *Trachyceras obesum*-Zone von Nordamerika. Mit dem Einsetzen der Gattung *Sirenites* beginnen in der tethyalen Trias Eurasiens die Äquivalente der *Sirenites nanseni*-Zone. Im Unterschied zur borealen Provinz stirbt zu dieser Zeit die Gattung *Trachyceras* aber noch nicht aus. Sofern *Trachyceras* in der borealen Großprovinz überhaupt vorkommt, setzt diese Gattung nicht nur später ein als in der tethyalen Trias Eurasiens, sondern auch früher aus. Solche unterschiedlichen Reichweiten von Ammonitengattungen in der borealen und tethyalen Großprovinz sind durchaus nicht selten. So reicht z.B. die Gattung *Sirenites* s. str. in der tethyalen Trias Eurasiens bis in die Tropites dilleri-Zone, wo sie in der borealen Großprovinz nicht mehr vorkommt. Aus diesem Grunde bereitet die Zuordnung armer Ammonitenfaunen nahe der Jul/Tuval-Grenze, die nur aus *Sirenites*-Arten bestehen, in der tethyalen Großprovinz beträchtliche Schwierigkeiten. Es könnte sich hier sowohl um oberes Jul, als auch um basales Tuval handeln. Die *Sirenites nanseni*-Zone muß daher neu definiert werden: Lebensbereich der Gattung *Sirenites* s. str. ohne *Tropites*, *Gymnotropites* und andere tuvalische Leitformen. Die Bezeichnung *Sirenites nanseni*-Zone ist als Standard-Zone recht unglücklich, da diese Art nur in der borealen Großprovinz vorkommt. Besser wäre es, diese Zone als *Sirenites senticosus*-Zone zu bezeichnen, da diese Art sowohl in der borealen, als auch in der tethyalen Großprovinz vorkommt. Ob man für den Bereich mit *Trachyceras* ohne die cordevolischen Leitformen und ohne *Sirenites* die Bezeichnung *aonoides*-Zone beibehalten kann, müssen weitere Untersuchungen klären. In den kondensierten Rotkalken der Hallstätter Trias findet sich *Trachyceras aonoides* auch zusammen mit *Sirenites*-Arten. Das muß aber nicht bedeuten, daß *T. aonoides* wirklich zusammen mit *Sirenites* vorkommt, weil es sich durchaus auch um ein scheinbares gemeinsames Vorkommen infolge stratigraphischer Kondensation handeln könnte. Sofern *T. aonoides* wirklich auch zusammen mit *Sirenites* vorkommt, müßte die *aonoides*-Zone umbenannt werden. Als Index-Art würde sich in einem solchen Fall eine *Trachyceras*-Art empfehlen, die auf den Bereich zwischen der *aon*-Zone und der *nanseni*-Zone beschränkt ist; es sind mehrere solcher *Trachyceras*-Arten bekannt. Unabhängig von den Fragen der Benennung der julischen Ammonitenzonen kann man sowohl im Cordevol (*Frankites sutherlandi*-Zone s. str. und *Trachyceras aon*-Zone), als auch im Jul (*Trachyceras aonoides*-Zone und *Sirenites nanseni*-Zone) je zwei Ammonitenzonen unterscheiden. Trotz aller Unterschiede in der Reichweite einzelner Ammonitengattungen lassen sich diese vier Zonen auch in der borealen Großprovinz erkennen. Die *Frankites sutherlandi*-Zone s.l. (im Sinne TOZERS) umfaßt zwei Zonen, die *sutherlandi*-Zone s. str. (= Lebensbereich der Indexart bzw. Lebensbereich der

Gattung *Frankites*, sofern diese Gattung erst an der Basis der sutherlandi-Zone einsetzt) und eine weitere Zone ohne *Frankites*, aber mit *Daxatina*, *Lobites* und anderen Gattungen, die aus der sutherlandi-Zone s. str. hinaufreichen, und die ein zeitliches Äquivalent der *Trachyceras* aon-Zone ist (hier ohne *Trachyceras*). Den beiden julischen Zonen entsprechen die *Trachyceras* obesum- und die *Sirenites* nanseni-Zone. Der Hauptunterschied zur tethyalen Trias Eurasiens liegt vor allem im Fehlen bzw. im nur kurzzeitigen Vorkommen der Gattung *Trachyceras* in der borealen Großprovinz, was auch die bisherigen Schwierigkeiten bei der Korrelation bedingte.

Abschließend noch einige Bemerkungen zur Korrelation des Lettenkeupers und Grenzdolomits mit der tethyalen Gliederung bei MOSTLER & SCHEURING (1974). Die Arbeit von MOSTLER & SCHEURING (1974) hat entscheidende Bedeutung für die Korrelation der Mikrosporen/Pollen des Germanischen Beckens mit der tethyalen Triasgliederung, da hier erstmalig der genaue Zeitpunkt des Einsetzens der *Ovalipollis*-Gruppe und der *Circumpolles* im Unterstufenbereich der tethyalen Trias nachgewiesen und diese Einstufung mikro- und makropaläontologisch ausgezeichnet abgesichert wurde. Auch der Hinweis auf das von NE nach SW immer spätere Einsetzen des Lettenkeupers im Germanischen Becken ist durchaus berechtigt (vgl. hierzu die ausführlichen faunistischen und ökologisch-faziellen Begründungen bei KOZUR 1971, 1974b, c, in der ersten Arbeit mit Fazieskarten über die Verbreitung der Keuperfazies in den einzelnen Ammonitenzonen des Oberen Muschelkalks). Die palynologische Beweisführung bei SCHEURING (in MOSTLER & SCHEURING 1974) für diese Fazieswanderung geht allerdings von falschen Voraussetzungen aus. *Ovalipollis* tritt nicht nur im Lettenkeuper der Nordwestschweiz, sondern im Lettenkeuper des gesamten Germanischen Beckens und sogar auch schon in der "Lettenkeuperfazies" der obersten Ceratitenschichten auf. Desgleichen kann man die Annahme von SCHEURING nicht akzeptieren, daß der Grenzdolomit in der Nordwestschweiz jünger als in zentralen und nördlichen Teilen des Germanischen Beckens ist. Wie KOZUR (1974b, c) ausführt, geht der Obere Lettenkohlsandstein (S 3) des Thüringer Beckens nach SW sukzessive in dolomitische Ablagerungen ("Lingula-Dolomit", im SW "Badischer Grenzdolomit") über. Der Grenzdolomit in der Nordwestschweiz entspricht dem "Badischen Grenzdolomit". Die darüber folgenden Schichten des Lettenkeupers, die auch im Thüringer Becken in der Fazies des Gipskeupers ausgebildet sind, werden in der Nordwestschweiz schon zum Gipskeuper gezählt. Der dann folgende Thüringer Grenzdolomit ist eine marine Bildung (brachyhalin bis hyposalin), die zwischen dem Brackwasser-"Meer" im NE und dem stärker übersalzenen Gebiet im SW am charakteristischsten ausgebildet und am fossilreichsten ist. In diesem Bereich fanden die euryhalin-marinen Organismen die besten Lebensbedingungen. In den Brackwasserarealen im NE fehlen marine Fossilien völlig, in den stärker übersalzenen Arealen im SW treten sie an Häufigkeit zurück. Dieser stratigraphische Bereich wird in der Nordwestschweiz ebenso wie die Äquivalente der "Lichten Mergel" (ku 3) meist schon zum Gipskeuper gezählt. Der Grenzdolomit der Nordwestschweiz ist also nicht jünger, sondern je nach Grenzziehung zwischen dem Letten-

keuper und dem Gipskeuper älter als der Grenzdolomit des zentralen Germanischen Beckens oder gleichaltrig mit diesem. SCHEURING (in: MOSTLER & SCHEURING 1974) stuft den Grenzdolomit des zentralen Germanischen Beckens tief in das Langobard ein. Das aber ist nach faunistischen Kriterien ausgeschlossen. Bereit in der oberen similis-Zone, d.h. im tiefen Teil des oberen Hauptmuschelkalks, tritt die Conodonten-Assoziation mit *Gondolella haslachensis* (hoch entwickelte Formen, vielfach mit starker Plattformreduktion) und *Celsigondolella watznaüeri praecursor* auf. Diese beiden Arten finden sich im Balatonhochland in gleicher phylomorphogenetischer Entwicklungshöhe in der Assoziation mit *Metapolygnathus mungoensis* und *M. hungaricus*, welche die Meginoceras meginiae-Zone (also mittleres Langobard, vgl. auch Probe AS 1 - AS 3 aus der Lokalität Göstling bei MOSTLER & SCHEURING 1974) charakterisiert. Darüber folgen aber im südlichen und zentralen Germanischen Becken noch die nodosus-, bivolutus-, dorsoplanus- und semipartitus-Zone sowie der ammonitenfreie, ca. 40-60 m mächtige Lettenkeuper, ehe der (Thüringer) Grenzdolomit abgelagert wurde. Für das Alter des Thüringer Grenzdolomits kommt daher nur Cordevol (KOZUR 1972b, 1974b, c; eine solche Alterseinstufung würde bedeuten, daß der basale Gipskeuper der Nordwestschweiz noch langobardisch ist, sofern die Lettenkeuper/Gipskeuper-Grenze oberhalb des "Badischen Grenzdolomits" gezogen wurde) oder oberstes Langobard in Frage. Das bisher meist angenommene julische Alter für den Lettenkeuper und Grenzdolomit scheidet sicher aus (vgl. KOZUR 1972b, 1974b, c, 1975). Das Einsetzen der *Circumpolles* in Abschnitt C des Gipskeupers vom Bölchentunnel (NW-Schweiz) würde bedeuten, daß diese Gruppe hier erst etwas oberhalb des (Thüringer) Grenzdolomits und damit im Cordevol nach der Korrelation bei KOZUR (1972b, 1974b, c, 1975) einsetzt. Gleiches kann man auch an einigen anderen Stellen des Germanischen Beckens beobachten. Andererseits geben aber GRODZICKA-SZYMANKO & ORLOWSKA-ZWOLINSKA (1972) bereits aus dem Grenzdolomit neben sehr häufig *Ovalipollis*, reichlich *Circumpolles* (*Camerosporites*, *Duplicisporites*, *Praeciculina*) an. SCHEURING (in MOSTLER & SCHEURING 1974) weist zu Recht daraufhin, daß solche wichtigen Leitformen mit markanter Gestalt und Kurzlebigkeit, die zu den Gattungen *Echinitosporites*, *Infernopollenites*, *Cucculispota* und *Retisulcites* gehören, trotz ihrer z.T. weiten regionalen Verbreitung in den zeitlichen Äquivalenten der Ost- und Südalpen fehlen. Er hebt hervor, daß einzelne Florenelemente in den verschiedenen Verbreitungsgebieten unterschiedliche vertikale Reichweiten aufweisen. Für die *Circumpolles*-Gruppe schließt SCHEURING solche unterschiedlichen Reichweiten aber offensichtlich aus. Gerade bei dieser Gruppe gibt es aber Hinweise, daß ihr Einsetzen an einen klimatischen Wechsel gebunden war. Vom Langobard bis zum Cordevol kommt es zu einer deutlichen Erwärmung und damit zu einer Verschiebung der warm-ariden Klimazone nach N. Ganz offensichtlich drangen die von SCHEURING aufgeführten *Circumpolles* mit zunehmender Erwärmung immer weiter nach N vor, bevor sie dann in der kühleren und humideren Phase des Jul durch die Schilfsandsteinflora verdrängt wurden. In diesem Fall würde das Einsetzen der *Circumpolles* in N-S-Profilen, wie im Fall der Korrelation der Germanischen mit der Alpenen Trias, ihre stratigraphische

Bedeutung weitgehend einbüßen. Auf diese Weise ließe sich z.B. klären, warum in den Südalpen die *Circumpolles* mit *Lunatisporites noviaulensis mollis* vergesellschaftet sind, während sie in der NW-Schweiz erstmalig oberhalb der oberen Verbreitungsgrenze dieser Art einsetzen. Genauso gut könnte man allerdings auch annehmen, daß *L. noviaulensis mollis* in den Südalpen höher hinaufreicht. Aufgrund zahlreicher Kenntnislücken über die Verbreitung der Mikroflora im Ladin/Karn-Grenzbereich des Germanischen Beckens und der Alpen begibt man sich beim heutigen Kenntnisstand bei der palynologischen Korrelierung der tethyalen und der Germanischen Trias sehr rasch in den Bereich der Spekulationen. Wenngleich auch die Faunen ziemlich einheitlich für eine Zuordnung des (Thüringer) Grenzdolomits zum Cordevol sprechen, sollte aber aufgrund der palynologischen Ergebnisse in der Arbeit MOSTLER & SCHEURING (1974) die Lage der Ladin/Karn-Grenze im Germanischen Becken nochmals überprüft werden. Besonders bedeutsam ist in diesem Zusammenhang die definitive Festlegung der Ladin/Karn-Grenze in der Betischen Zone (Spanien), wo weitgehend mit dem Germanischen Becken übereinstimmende Faunen auftreten. Da an der Basis des km_{1β} bereits eine julische Lamellibranchiaten-Fauna mit *Myophoria kefersteini* auftritt, ist ein langobardischer Anteil des Unteren Gipskeupers des zentralen Germanischen Beckens wenig wahrscheinlich, wenn auch beim gegenwärtigen Kenntnisstand nicht völlig auszuschließen. Diejenigen im Grenzdolomit auftretenden Makro- und Mikrofaunen, die auch außerhalb des Germanischen Beckens nachgewiesen wurden, kommen dort alle im Unterkarn vor und setzen sogar erst im Unterkarn ein, wie die Ammonitengattung *Neoclypites*.

Literatur

- ALLASINAZ, A. (1968): Il Trias in Lombardia. XXIII. Cefalopodi e gasteropodi julico in Lombardia. - Riv. Ital. Paleont. 74, 2, 327-400.
- ARCHIPOV, J.V. (1974): Stratigrafija triasovych otloženij vostočnoj Jakutii. - 270 pp.
- ASSERETO, R. & O. MONOD (1974): Les formations triasiques du Taurus occidental à Seydidehir (Turquie méridionale). Stratigraphie et interprétation sédimentologique. - Riv. Ital. Paleont. Strat., mem. XIV: Contributi stratigrafici e paleogeografici sul Mesozoico della Tetide, 159-191.
- BUNZA, G. & H. KOZUR (1971): Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1, 2, 1-76, Innsbruck.
- GRODZICKA-SZYMANO, W. & T. ORLOWSKA-SWOLINSKA (1962): Stratigraphy of the Upper Triassic in the NE margin of the Upper Silesian coal basin. - Kwart. Geol. 16, 1, 216-232.
- KOZUR, H. (1971): Ökologisch-fazielle Probleme der Biostratigraphie des Oberen Muschelkalkes. - Freiburger Forsch.-H. C 267, 129-154.
- KOZUR, H. (1972a): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 2, 11, 1-37, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1972b): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, 363-412.
- KOZUR, H. (1972c): Die Bedeutung der Megasporen und Characeen-Oogonien für stratigraphische und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, 437-454.
- KOZUR, H. (1972d): Die Bedeutung triassischer Ostracoden für stratigraphische und paläoökologische Untersuchungen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, 623-660.
- KOZUR, H. (1973a): Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 3, 1, 1-30, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973b): Beiträge zur Ostracodenfauna der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 3, 5, 1-41, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973c): Beiträge zur Stratigraphie der Trias. II. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 3, 4, 1-20, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1974a): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Teil II. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 4, 1, 1-35, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1974b): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Teil I. - Freiburger Forsch.-H. C 280, 1-56.
- KOZUR, H. (1974c): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Teil II. - Freiburger Forsch.-H. C 280, 1-70.
- KOZUR, H. (1974d): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. - Freiburger Forsch.-H. C 298, 139-197.
- KOZUR, H. (1975): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II:

- Anschluß der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung. - Freiburger Forsch.-H.C 304, 51-77.
- KOZUR, H. u.a. (1974): Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic zone (southern Spain). - Scripta geol. 23, 1-56.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1972): Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck 2, 4, 1-20, Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1974): Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. - Geol. zborn., geol. Carpathica 25, 1, 113-143.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971): Holothuriensklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck 1, 10, 1-36, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972a): Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 21, 777-810.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972b): Mikroproblematica aus Lösungsrückständen triassischer Kalke und deren stratigraphische Bedeutung. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 21, 989-1012.
- KOZUR, H. & O.J. SIMON (1972): Contribution to the Triassic microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (southern Spain). - Rev. Española Micropaleont., num. extraord. 30. Aniv. ADARO, 143-158.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodontenstratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). - Verh.Geol.B.A., Jg. 1973, 1, 113-153.
- KRYSTYN, L. (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der alpin-mediterranen Obertrias. In: ZAPFE, H. (ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Schriftenr. erdwiss.Komm.Österr.Akad.Wiss. 2, 137-144.
- KRYSTYN, L. & B. GRUBER (1974): *Daonella lommeli* (WISSMANN) im Hallstätter Kalk der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). - N.Jb.Geol.Paläont.Mh.Jg. 1974, 5, 279-286.
- MOJSISOVICS, E.v. (1893): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. - Abh. geol.R.A. 6, 2, 1-835.
- MOJSISOVICS, E.v.; WAAGEN, W. & C. DIENER (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. - Sber.Akad.Wiss.Wien, math.-nat. Cl. 104, 1, 1271-1302.
- MOSTLER, H. & B.W. SCHEURING (1974): Mikrofloren aus dem Lango- bard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Keupersedimentation im Germanischen Raum. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck 4, 4, 1-35.
- OTT, E. (1972): Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 21, 455-464.
- OTT, E. (1974): Algae (Dasycladaceae). In: ZAPFE, H.: Catalogous fossilium Austriae, XVII b, 64 pp.
- TOZER, E.T. (1967): A standard for Triassic time. - Geol.Surv. Canada bull. 156, 1-103.
- TOZER, E.T. (1971): Triassic time and ammonoids: Problems and proposals. Canadian Journ. Earth Sci. 8, 8, 989-1031.
- TOZER, E.T. (1974): Definitions and limits of Triassic stages and substages: suggestions prompted by comparisons between

North America and the Alpine-Mediterranean region. In:
ZAPFE, H. (ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen
Trias. - Schriftenr. erdwiss.Komm.Österr.Akad.Wiss. 2, 195-
206.

URLICHS, M. (1974): Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der
Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten/Italien). In:
ZAPFE, H. (ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen
Trias. - Schriftenr. erdwiss.Komm. Österr.Akad.Wiss. 2, 207-
222.



Poriferenspiculae der alpinen Trias

von H. Mostler⁺)

Zusammenfassung

Es werden 132 unterschiedlich gebaute Kieselspiculae (Megaskleren) aus der alpinen Trias beschrieben. 73 davon kommen sehr häufig bis häufig vor. Mit Hilfe aller hier erfaßten Spiculae (z.T. auch durch Mikroskleren) konnte auf folgende natürliche Systemeinheiten geschlossen werden: Die Klasse Demospongia ist durch die Ordnungen Poecilosclerida, Epipolasida, Choristida, Carnosida und Lithistida vertreten. Innerhalb der Choristida ließ sich auch die Familie Ophiraphiditidae sowie die Gattungen *Ophiraphidites* und *Euleraphe* nachweisen, während die Lithistida durch die Unterordnungen Rhizomorina, Megamorina und Tetracladina mit den Familien Isoraphiniidae und Discodermiidae aufscheinen. Von der Klasse der Hexactinellida ließen sich die Ordnungen Amphidiscosa, Lyssakida und Dictyida feststellen, wobei die letzteren durch die Familien Docodermatidae und Staurodermatidae bzw. Euritidae vertreten sind.

Die häufig auftretenden Spiculae wurden auf etwaige stratigraphische Verwertbarkeit überprüft, wobei sich herausstellte, daß, abgesehen von ganz spezifischen Spiculaetypen, nur den Spiculae-Assoziationen eine wirklich stratigraphische Bedeutung zukommt. Innerhalb der alpinen Trias ließen sich vier verschiedene, sehr charakteristische Spiculae-Vergesellschaftungen nachweisen. Die Unterschiede sind so einschneidend, daß man ohne Schwierigkeiten pelsonische, fassanische sowie cordevolische und obernorische Spiculae-Assoziationen auseinanderhalten kann.

⁺) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Summary

132 different SiO₂-spicules (megascleres) from the Alpine Triassic are described. 73 of them are abundant respectively very numerous. With the aid of these spicules (partly also microscleres) for the first time it is possible to give a view of Alpine Triassic poriferas: Demospongia with Poecilosclerida, Epipolasida, Choristida, Carnosida and Lithistida. The family Ophiraphiditidae with the genera *Ophiraphidites* and *Euleraphe* is also abundant and belongs to the Choristida. The Lithistida are represented by Rhizomorina, Megamorina and Tetracladina with the families Isoraphiniidae and Discodermiidae. Among the Hexactinellida we find *Amphidiscosa*, *Lyssakida* and *Dictyida*; the latter are represented by the families Docodermatidae respectively Euritidae.

The stratigraphical value of the numerous spicules was proved. Apart from some characteristical spicules a stratigraphical value is only occurring for spicules-associations. In the Alpine Triassic four different typical spicules-associations could be established. The differences are so decisive, that without any difficulties pelsonian, fassanian, cordevolian and upper-norian spicules-assemblages can be distinguished.

Inhalt

1. Einleitung
2. Kurze Beschreibung der einzelnen Nadeltypen
3. Bemerkungen zu den neuen Nadeltypen und Diskussion über die Zuordnung zu den natürlichen Systemeinheiten
4. Zusammenstellung alpin-triassischer Kieselschwämme (rückgeschlossen aus Spiculae-Vergesellschaftungen und sehr markanten Nadeltypen)
5. Stratigraphische Verwertbarkeit der Megaskleren sowie der Spiculae-Vergesellschaftungen innerhalb der Trias

1. Einleitung

Funde von Kieselspiculae wurden aus der alpinen Trias zwar öfters gemeldet, einzelne Nadeltypen aber erstmals von FRANZ 1966 und MOSTLER 1967 bekanntgemacht. Eine erste Übersicht über die Häufigkeit und Bedeutung der Schwammspiculae aus der alpinen Trias hat MOSTLER 1971 gegeben. Von den 49 dort beschriebenen Megaskleren setzen sich 41 aus Kieselsäure zusammen. Mit Hilfe von Kieselspiculae-Vergesellschaftungen konnte MOSTLER 1972 eine grobe stratigraphische Verwertbarkeit innerhalb der alpinen Trias nachweisen. Vergleichsuntersuchungen, die an norischen außeralpinen Karbonatgesteinen durchgeführt wurden, erbrachten völlige Übereinstimmung mit den Poriferennadeln norischer Beckensedimente (hier sind speziell die Pötschenkalke angesprochen).

1975 hat TICHY in Verbindung mit dem ersten körperlich erhaltenen Kieselschwamm aus der alpinen Trias hexactine Nadeln abgebildet (Taf. 1, Fig. 3-4). Wichtig in diesem Zusammenhang sind die herausgelösten Fragmente von verschmolzenen Nadeln (TICHY 1975: 68, Taf. 1, Fig. 1-2), zumal völlig analoge Skelettelemente, auch in Verbindung mit z.T. körperlich erhaltenen Kieselschwämmen aus dem Pelson von Recoaro (MOSTLER 1976: 14), mit diesen übereinstimmen.

In jüngster Zeit wurden vom Verfasser auch die nicht in Hallstätter Kalkfazies vorliegenden Beckensedimente der alpinen Trias untersucht, wobei im Zuge dieser Studien eine recht beachtliche Anzahl neuer, aber auch aus der Trias bisher unbekannter Kieselnadeln gefunden werden konnte.

Da den Poriferensspiculae unzweifelhaft eine grobstratigraphische Bedeutung zukommt, sollen die neuen Spiculae hier kurz beschrieben werden, um einerseits weitere, innerhalb der Trias stratigraphisch verwertbare Spiculae-Assoziationen aufzuzeigen, andererseits, um einen Vergleich der Spiculae-Vergesellschaftungen anderer Formationen mit denen aus der Trias zu erleichtern. So ist z.B. der Unterschied zwischen den aus der Rechnitzer Serie von SCHÖNLAUB (1973: 47) beschriebenen Spiculae, verglichen mit dem Informationsstand der Trias (MOSTLER 1971), sicher sehr beachtlich. Nach den in den letzten Jahren gefundenen neuen triassischen Spiculae besteht nur mehr ein geringer Unterschied. Im gegebenen Fall hat dies allerdings keine stratigraphischen Folgen, nur dürfte man z.B. bei einem isolierten Vorkommen (d.h. z.B. ohne Nachweis von Skelettelementen der Familie Pseudoverruculina) eines Criccaltrops mit 9 Ringen nicht mehr auf ein Kreidealter schließen, zumal in der Trias Criccaltrope auftreten, die eine höhere Ringzahl aufweisen als die aus dem Jura bekanntgemachten; z.T. stimmt ihre Ringzahl mit den kretazischen Criccaltropen überein. Die Anzahl der Ringe ist bei cricomorphen Spiculae nur dann von stratigraphischer Bedeutung, wenn es gilt, jurassische von kretazischen zu unterscheiden (siehe GEYER 1955, 1962).

Mit den vielen, für die Trias neuen Spiculaetypen ist es auch gelungen, mehr über die Zugehörigkeit der Spiculae zu den natür-

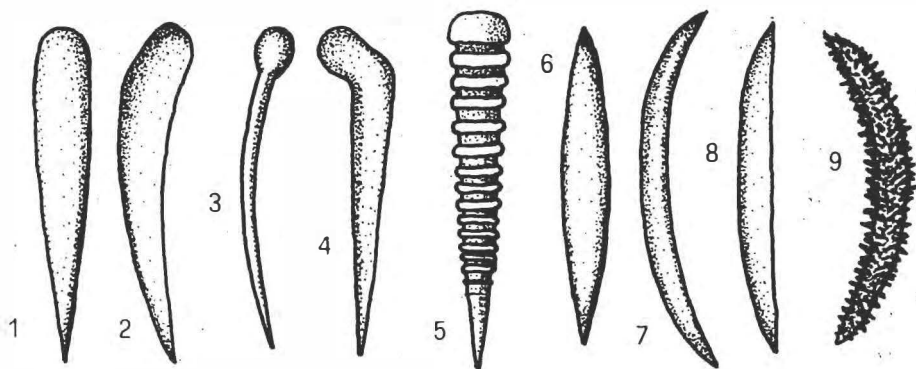
lichen Systemeinheiten triassischer Porifera beizutragen. So konnte auf der einen Seite eine Reihe von Familien, die bisher erst ab dem Oberjura bekannt waren, bis in die Mitteltrias zurückverfolgt werden, auf der einen Seite konnte aber auch an paläozoische Poriferen angeschlossen werden.

Eine ausführliche Arbeit, die sich mit den Poriferen triassischer Beckensedimente befaßt, ist in Vorbereitung.

2. Kurze Beschreibung der einzelnen Nadeltypen

1) Monactine

Megastyl: Entweder vollkommen gestreckte oder schwach gebogene Nadeln mit einem spitzen und einem stumpfen Ende, im Querschnitt annähernd rund. Diese Kieselnadeln (Fig. 1-2) sind völlig analog aufgebaut wie die Kalknadeln, zeigen aber einen deutlichen Kanal. Es handelt sich hierbei also nicht um silifizierte Kalknadeln. Das stark gekrümmte Styl (Krümmung in der Nähe des verdickten Oberendes) ist auch hierher zu stellen (Fig. 4)



Tylostyl: Die selten anfallenden langen, zarten Nadeln weisen einen deutlich abgesetzten Knopf an einem Ende auf. Neben dem relativ großen Tylostyl konnten auch sehr kleine gefunden werden, die bereits im Größenbereich von Mikrosklern liegen (Fig. 3).

Criccostyl: Während das aus dem Oberror von Csövar gefundene Criccostyl nur 4 Ringe zeigt, haben weitere Proben von derselben Lokalität auch solche mit 10 und mehr Ringen erbracht. Die Criccostyle aus den Zlambachschichten und Pötschenkalken beginnen an einem Ende mit einer Halbkugel, woran sich 14 gut erkennbare Ringe reihen, die sich gegen das spitze Ende hin allmählich auflösen bzw. zu spitz zulaufenden Graten umfunktioniert werden (Fig. 5). Damit unterscheiden sie sich doch wesentlich von den jurassischen Criccostylen, unter denen es solche gibt, die 4-5 Ringe aufweisen (GEYER 1958) und solche mit 6-9 Ringen, wie sie SCHRAMMEN 1924 beschrieb.

2) Diactine

Amphiox: Neben dem gestreckten Amphiox (Fig. 6), das in der Mitte am dicksten ist, treten gekrümmte, mehr oder minder gleich dick bleibende Amphioxe auf bzw. solche, die auf der einen Seite eine

Krümmung, auf der anderen Seite einen geraden Verlauf zeigen (Fig. 7, 8).

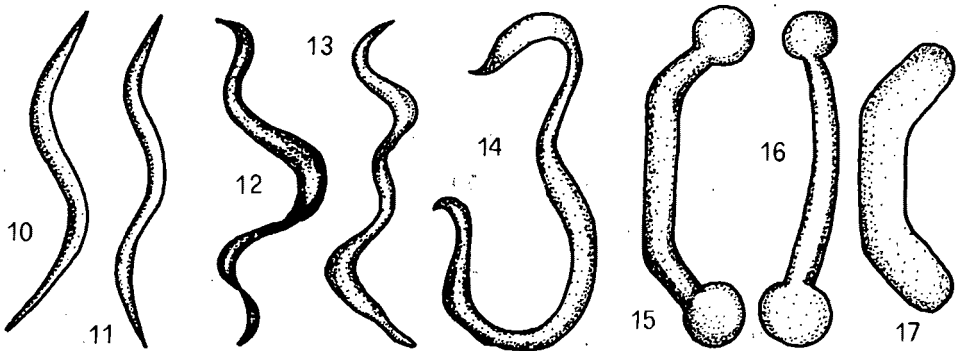
Acanthoamphiox: Nie ganz gerade, d.h. schwach bis stärker gekrümmte, relativ breite Amphioxe mit sehr vielen langen, spitzen Dornen (Fig. 9).

Sigma: S-förmig bzw. doppel-s-förmig gekrümmte, völlig glatte Nadeln, die keinerlei Verdickungen oder Andeutungen von Drehungen um die eigene Achse zeigen (Fig. 10, 11).

Ophirhabd: Stark wellenförmig geschwungene Spiculae mit Torsionen um die eigene Achse (Fig. 12, 13).

Eulerhabd: Einigermaßen glatte, c-förmig oder klammerartig geschwungene, in der Dicke etwas schwankende Nadeln (Fig. 14).

Amphistrongyl: Kleines, relativ selten auftretendes massives, c-förmig gestaltetes Spiculum mit ziemlich abrupt abgerundeten Enden (Fig. 17).



Amphityl: Recht unterschiedlich entwickelte Nadeltypen. Einmal entsprechen die knopfartig verdickten Enden völlig dem unter Fig. 15 abgebildeten Exemplar oder diese variieren in der Größe (Fig. 16).

3) Triactine

Anadiaen: Von einem langen Schaft gehen zwei relativ kurze Aststrahlen ab, die in ihrer Form stark variieren (Fig. 20-22).

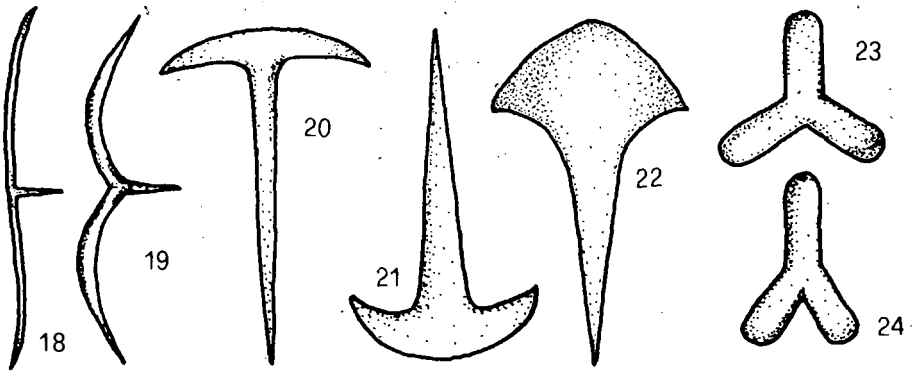
Orthodiaen: Nadeln mit kurzem Rhabd, von dem gestreckte oder gebogene Kladisken abweichen (Fig. 18, 19).

Strongyltriactin: Entweder sind es drei gleich lange, relativ dicke Strahlen, am Ende stets abgerundet, die in einem Winkel von 120° zueinander stehen, oder ein Strahl ist wesentlich länger und die beiden kürzeren Strahlen schließen einen spitzen Winkel ein (Fig. 23, 24).

Acanthoxytrioid: Drei gleich lange, spitz zulaufende, stets bedornete Nadeln (alle drei Strahlen liegen in einer Ebene; Fig. 25).

Oxytrioid: Entweder 3 gleich lange Strahlen oder ein Strahl ist

wesentlich länger ausgebildet; die Strahlen sind stets spitz endend. Die 3 Strahlen laufen pyramidenförmig zusammen (Fig. 26, 27).



4) Tetractine

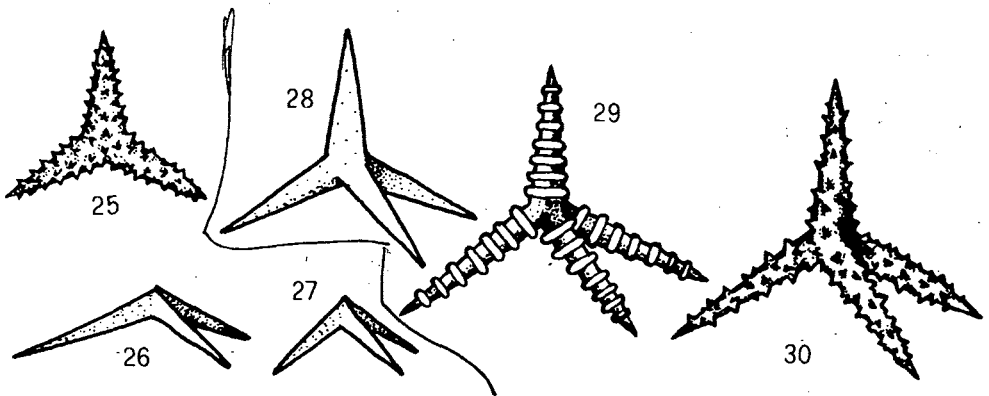
Oxycaltrop: Die sehr häufig auftretenden caltropen Spiculae sind durch 4 gleich lange, spitz endende Strahlen charakterisiert (Fig. 28).

Acanthoxycaltrop: Ebenso wie die oxycaltropen Nadeln gebaut, nur daß die einzelnen Strahlen über ihre ganze Länge bedornt sind (Fig. 30).

Oxycriccaltrop: Mit 4 gleich langen, spitz zulaufenden Strahlen, sonst über die ganze Länge ihrer Strahlen geringelt (Fig. 29).

Diverse Caltrope: Nadeln mit 4 verschiedenen langen, in verschiedenen Winkeln zueinanderstehenden Strahlen (Fig. 31-33).

Tetractin: Mit 3 in einer Ebene verlaufenden Strahlen und einem senkrecht dazu aufragenden, stark reduzierten Strahl.

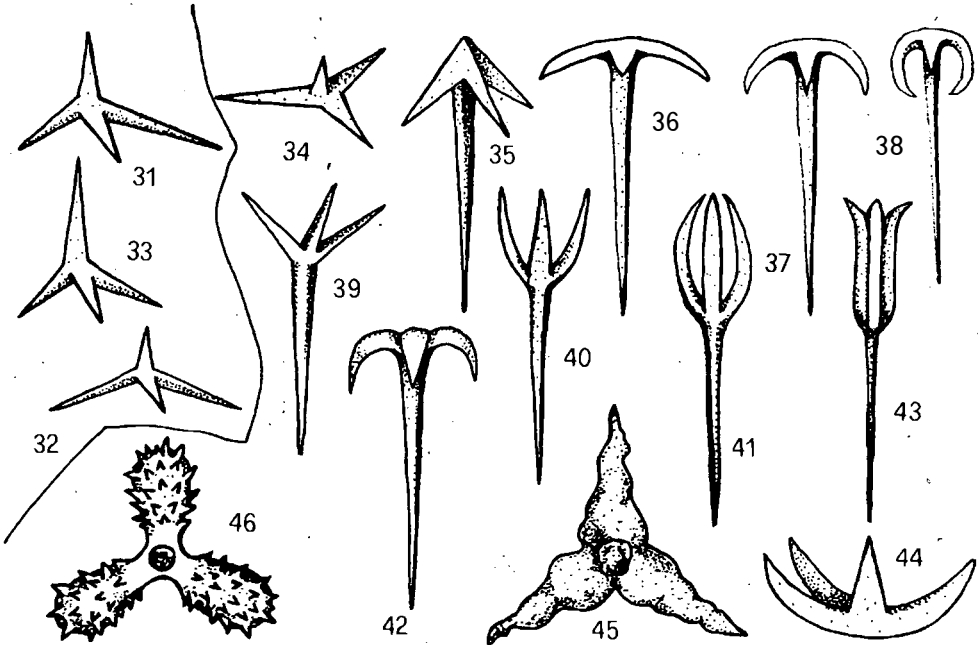


X 4a) Triaene

Anatriaen: Recht häufig treten sehr unterschiedlich gebaute Anatriaene auf; stets sind sie durch ein langes Rhabd gekenn-

zeichnet. Häufiger sind solche mit zum Rhabd hin gebogenen Strahlen (Fig. 36-38), als jene mit dachförmig abgewinkelten, völlig gestreckten Strahlen (Fig. 35).

Protriaen: Die 3 Strahlen schließen mit dem langen Rhabd einen stumpfen Winkel ein, wobei die Kladisken gerade gestreckt aufragen (Fig. 39), oder aber mit schwacher Biegung einwärts vom Rhabd abzweigen (Fig. 40-41).



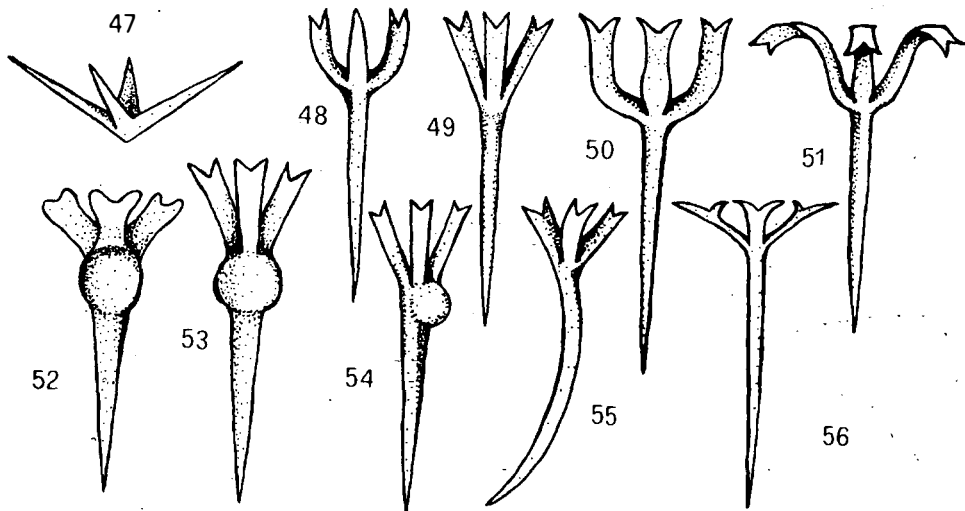
Diverse Triaene (Übergangsformen): Die an dem langen, oft schlanken Rhabd ansetzenden 3 Strahlen sind zunächst aufwärts gebogen wie bei den Protriaenen und erst nach der halben Länge der Strahlen in Richtung Rhabd zurückgebogen, ähnlich wie bei den anatriaenen Nadeln (Fig. 42), oder aber die 3 Strahlen laufen nahezu parallel mit dem Rhabd und biegen erst am äußersten Ende, analog den anatriaenen Strahlen, um (Fig. 43).

Triaene mit reduziertem Rhabd: Der in Fig. 44 abgebildete Nadeltypus fällt durch ein sehr kurzes Rhabd auf, entspricht aber sonst dem Anatriaen; hierher zu zählen ist auch der in Fig. 47 abgebildete Nadeltypus. Die sehr häufig auftretenden Spiculae (Fig. 45) sind durch 3 im Zentrum sehr breite, sich rasch verjüngende, spitz endende Strahlen charakterisiert; ein weiteres besonderes Merkmal stellt die unregelmäßige Außenbegrenzung der Strahlen dar. Das Rhabd ist zu einer kurzen Spitze rückgebildet oder überhaupt nur in Form eines Knopfes entwickelt.

Besonders auffällig, aber möglicherweise gar nicht mit den triaenen Nadeln in Verbindung zu bringen, sind stark bestachelte Spiculae mit 3 in einer Ebene liegenden Strahlen, aus deren Mitte eine kurze Spitze (Rhabd) aufragt (Fig. 46).

Prodichotriaien: Die zum Teil massenhaft auftretenden Spiculae des prodichotriaienen Typs sind sehr mannigfaltig entwickelt (Fig. 48-56). Allen gemeinsam ist das lange, in den meisten Fällen gestreckte Rhabd; wenig Nadeln weisen ein gebogenes Rhabd auf (Fig. 55). Eher selten sind Spiculae, deren Rhabd an der Grenze zu den Kladisken kugelförmig aufgetriebene Verdickungen aufweist (Fig. 52-54).

Zunächst gibt es alle Übergänge vom Protriaien zum Prodichotriaien (dichotome Aufspaltung nur eines Strahles); sehr oft wurden Formen mit 2 dichotom verzweigten Strahlen gefunden, der dritte blieb unverzweigt (Fig. 48).



Die dichotome Verzweigung kann zu sehr kurzen Ästchen führen (Fig. 49), oder zu sehr langen, schmalen Zweigen (Fig. 56). Bei einigen Formen kommt es zu sehr breit angelegten Strahlen (Fig. 52). Weniger häufig sind Kladisken, deren Enden in Richtung des Rhabds umbiegen (Fig. 51).

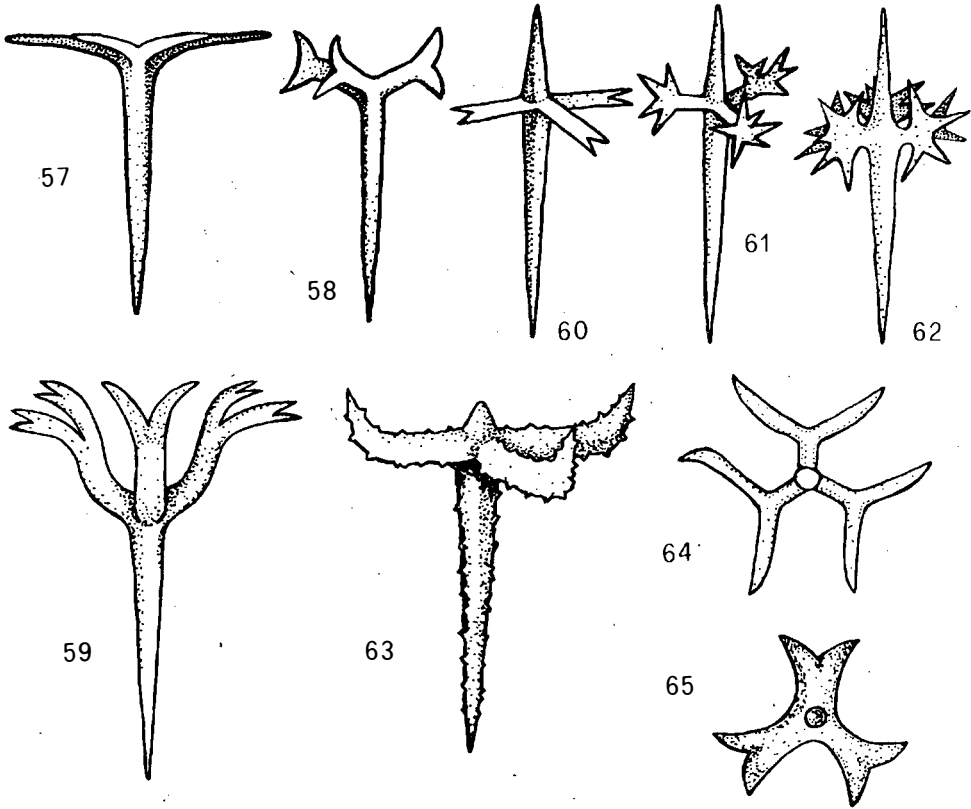
Orthodichotriaien: Es lassen sich 2 Typen auseinanderhalten. Einmal die sehr häufig vorkommenden Nadeln, deren Kladisken eine dichotome Aufspaltung in der Strahlenebene aufweisen (Fig. 57), zum anderen Mal, deren Verzweigung senkrecht zur Strahlenachse steht (Fig. 58).

Didichotriaien: (Fig. 59). Die dichotom verzweigten Äste spalten nochmals in 2 Ästchen auf.

Mesodichotriaien: Die Kladisken setzen im zweiten Drittel der Rhabdlänge an; die dichotome Verzweigung hat senkrecht zur Kladiskenebene stattgefunden (Fig. 60).

Acanthomesotriaien: Die zunächst im rechten Winkel vom obersten Drittel des Rhabds abgehenden Strahlen biegen in Richtung des kürzeren Rhabdteiles ab. Rhabd und Strahlen sind bedornt (Fig. 63).

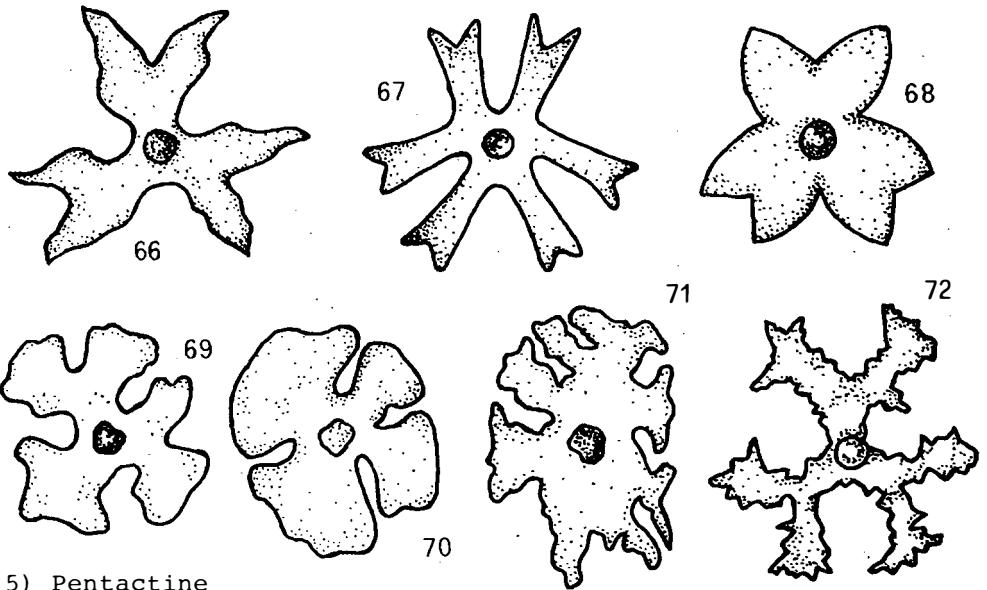
Mesodidichotriaen: (Fig. 61). Analog dem Didichotriaen aufgespaltene Strahlen; aus diesem Nadeltypus entsteht das sehr komplex gebaute Spiculum, das in Fig. 62 dargestellt ist. Es findet neben der dichotomen Aufspaltung eine Kombination mit einer trichotomen Verzweigung statt.



Orthodichotriaen mit reduziertem Rhabd: (Fig. 64-68). Alle hier zusammengefaßten Orthodichotriaene sind durch ein mehr oder weniger stark reduziertes Rhabd gekennzeichnet; oft ist nur mehr ein Knopf als Andeutung eines ehemaligen Rhabds zu erkennen. Die Länge der Kladisken entspricht der Länge der verzweigten Äste (Fig. 64), oder aber die Kladisken sind kürzer als die verzweigten Äste (Fig. 67; außerdem sind hier nochmals die Äste dichotom in Ästchen aufgespalten). Sehr auffallend sind Formen mit breiten Kladisken (Fig. 68) oder mit dichotom verzweigten Strahlen, deren Außenbegrenzung unregelmäßig, z.T. wulstig ausgebildet ist (Fig. 66).

Phyllotriaene: Durch Verdickung der 2 oder 3 dichotom verzweigten Strahlen, in deren Mitte ein knopfartig reduziertes Rhabd aufragt, entsteht eine Reihe recht unterschiedlich entwickelter phyllotriaener Nadeln (Fig. 69-73). Sind alle 3 Kladisken dichotom verzweigt, so können sich diese blattartig verbreitern;

wobei noch relativ große Zwischenräume zwischen den einzelnen Kladisken bestehen bleiben (Fig. 69), oder aber diese Zwischenräume werden so stark reduziert, daß beinahe Symphyllotriaene (rund) entstehen (Fig. 70). Zeigt die Ausgangsform aber nur zwei dichotom verzweigte Kladisken, so entwickeln sich dadurch langovale Phyllotriaene (Fig. 71). Aus den einfach gebauten Dichotriaenen mit sehr schlanken Kladisken bilden sich unter "Zerwurzlung" der dichotom verzweigten Ästchen bereits Desmon-ähnliche Spiculae heraus (Fig. 72). Ist einer der 3 Kladisken unverzweigt und an diesem tritt eine "Zerwurzlung" auf, dann treten Spiculae auf, die von Desmonen schon schwer auseinandergehalten werden können (Fig. 73). Typisch für die unter Fig. 72 und 73 genannten Nadeln sind Dichotriaene mit knopfartig entwickeltem Rhabd und stark beknoteten und verdrehten, dichotom verzweigten Ästchen (siehe Abb. 8, Fig. 2).



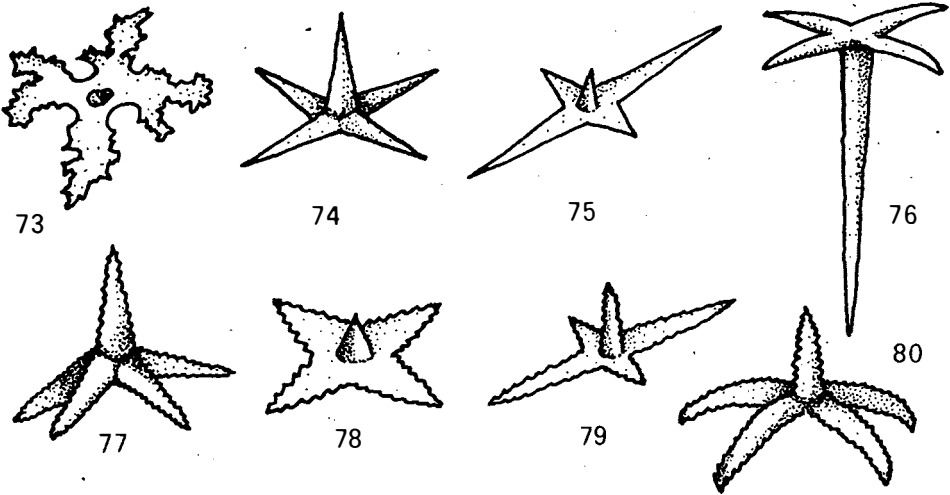
X 5) Pentactine

Oxypentactin: Die 4 rechtwinkelig zueinander in einer Ebene liegenden, spitz endenden Strahlen sind gleich lang und der fünfte, senkrecht aufragende Strahl ist entweder gleich lang (Fig. 74) oder wesentlich länger als die übrigen 4 Strahlen (Fig. 76). Zwei der in einer Ebene liegenden Strahlen sind sehr kurz, die anderen 2 mindestens doppelt so lang; der senkrecht aufragende Strahl liegt, was die Länge betrifft, etwa in der Mitte der beiden Extreme (Fig. 75).

Echinpentactin: Die 4 in einer Ebene liegenden, durchgehend bedornten Strahlen sind etwa gleich lang, bilden aber keinen rechten Winkel zueinander. Auch der aufragende Strahl nimmt keine senkrechte Lage zu den ersten 4 Strahlen ein (Fig. 77). Die 4 kreuzförmig angeordneten, eine Ebene bildenden Strahlen haben nur einen kurzen, meist unbedornten Strahl entwickelt (Fig. 78). Das in Fig. 79 abgebildete Exemplar entspricht vollkommen dem in Fig. 75 abgebildeten, nur mit dem Unterschied,

daß ersteres bedornt ist. Die 4 kreuzförmig angeordneten Strahlen sind am Außenende gleichmäßig gebogen (Fig. 80).

Protetraen: Langer Schaft mit 4 gleich langen, in stumpfem Winkel abstehenden Strahlen (Fig. 81).



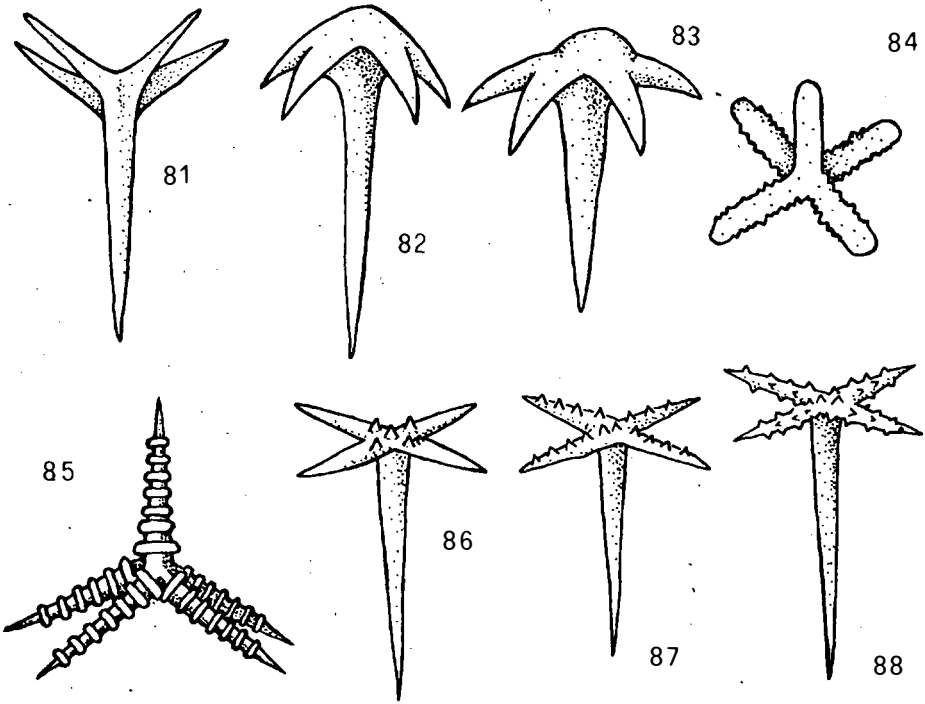
Anatetraen: Ein langer Schaft, von dessen Ende 4 gebogene Strahlen abgehen (Fig. 82); in einigen Fällen tritt noch eine buckelförmige Erhebung über dem langen Rhabd auf (Fig. 83).

Strongylechinpentactin: Die kreuzförmig angeordneten, stark bedornten Strahlen weisen rund zulaufende Enden auf. Aus der Mitte erhebt sich ein unbedornter, aber ebenso rund endender Strahl (Fig. 84).

Criccopentactin bzw. Criccaster: Analog dem Caltrop aufgebaut, mit noch zusätzlich einem Strahl. Alle Strahlen sind beringt (Fig. 85).

Pentactine mit distalen "Fortsätzen": (Fig. 86-91). Über einem langen Rhabd sind 4 gleich lange, spitz endende Strahlen kreuzförmig angelegt. Auf der distalen Seite tritt sowohl im Kreuzungspunkt, als auch im ersten Strahlendrittel je ein Dorn auf (Fig. 86). Die Dornen können sich aber auch auf die ganze Armlänge ausdehnen (Fig. 87) und schließlich auch die 4 Strahlen nach allen Seiten verzieren (Fig. 88). Während die Dornen der 3 zuerst genannten Spiculaetypen breit dreieckig entwickelt sind, treten bei Nadeln, wie sie auf Fig. 89 dargestellt sind, viele sehr spitzwinkelige Dornen auf. Gleichzeitig mit der Entwicklung von distalen hohen Stacheln bilden sich am Rhabd nahe dem Kreuzungspunkt der 5 Strahlen auch große, markante Dornen heraus. In einem Fall sind die 4 Außenenden durch 3-5 Dornen

gekennzeichnet, die sich in einer Ebene um den Strahl herum anordnen (Fig. 91). Dort wo diese fehlen, tritt eine von dem Strahlenende gegen die Mitte zu aufsteigende Bestachelung auf (Fig. 90).



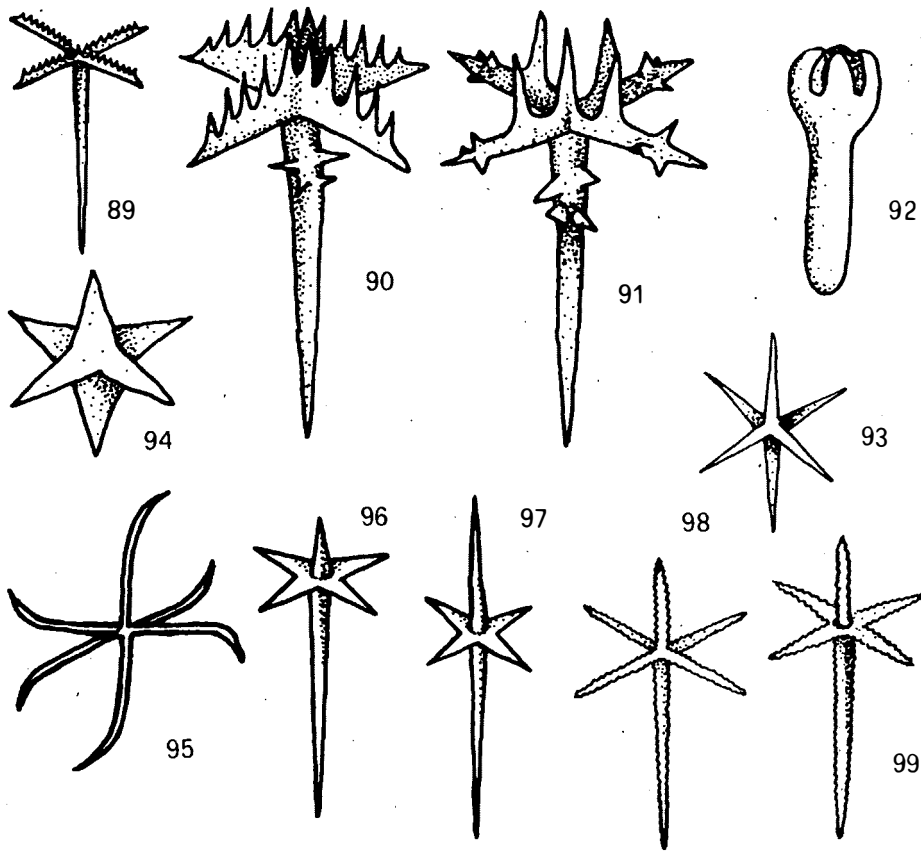
Pentactin (? Protriaen): Über einem langen Schaft sind 4 zusammengewachsene, nur am obersten Ende freie Strahlen entwickelt (Fig. 92).

X 6) Hexactine

Oxyhexactin: Die 6 von einem Punkt entspringenden schlanken Strahlen sind alle gleich lang und spitz endend (Fig. 93), oder aber stark verdickt (Fig. 94) bzw. alle gleichmäßig s-förmig geschwungen (Fig. 95). Zwei der 6 Strahlen sind sehr lang (Fig. 97) oder nur ein Strahl ist sehr lang, der andere aber sehr kurz (degenförmiges Hexactin; Fig. 96).

Echinoxylhexactin: Entsprechend dem unter Fig. 93 angeführten Oxyhexactin, nur bedornt (Fig. 98), sowie ein bedorntes, degenförmiges Hexactin (Fig. 99). Der in Fig. 100 dargestellte Nadeltyp fällt durch die stark unterschiedliche Größe der Dornen besonders auf.

Teilweise bedorntes Hexactin: Entweder finden sich ein oder zwei ringartig angeordnete Dornen in der Mitte der Strahlen, oder mehr gegen das Zentrum gerückt (Fig. 102), oder 5 Dornen sind nahe den spitz zulaufenden Strahlenden ausgebildet (Fig. 101).



Strongylechinhexactin: Alle 6 Strahlen sind bedornt, ausgenommen das letzte Drittel der Strahlenlänge. Die Enden der Strahlen sind zugerundet (Fig. 103).

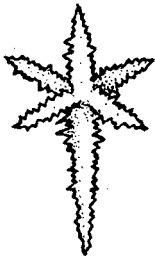
Pinulhexactin: Einerseits handelt es sich um Nadeln mit sehr schlanken Strahlen (Fig. 104-105), andererseits um solche mit relativ dicken, aber stets spitz zulaufenden Strahlen (Fig. 106-107). Unterschiede bestehen in der Ausbildung des bäumchenartig entwickelten Strahles. In Fig. 104 ist dieser mehr stumpf endend, während der in Fig. 105 mit einer extrem langen Spitze ausgestattet ist. Die dickstrahligen Pinulhexactine weisen entweder ein stark reduziertes "Bäumchen" auf (Fig. 106), oder die "Äste" des "Bäumchens" gehen mehr oder weniger von einem Punkt aus (Fig. 107).

Pinulechinhexactin: Analog dem in Fig. 105 abgebildeten Exemplar, nur daß die 5 Strahlen bedornt sind (Fig. 108).

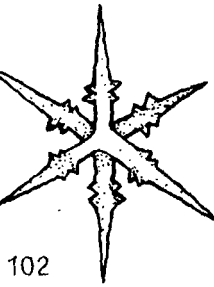
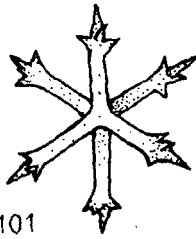
"Angeschwollene" Hexactine: Alle hier aufzuführenden Nadeln haben 4 gleich lange Strahlen. Im ersten Fall ist nur ein Strahl verdickt (Fig. 109), bei den folgenden Nadeln sind entweder 5 (Fig. 110), oder alle 6 Strahlen angeschwollen.

Strongylhexactin: Alle 6 Strahlen weisen gerundete Enden auf, 2 unter ihnen sind verdickt (Fig. 112).

100

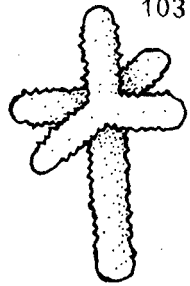


101

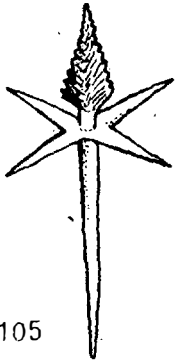


102

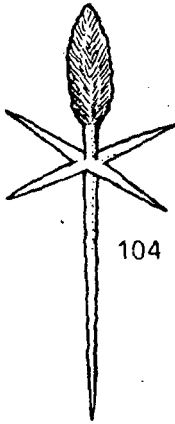
103



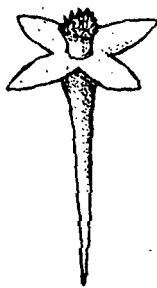
105



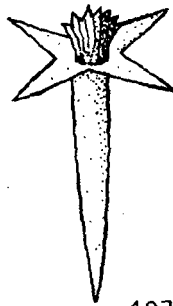
104



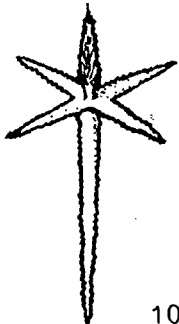
106



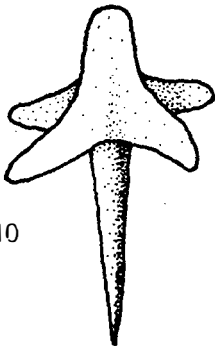
107



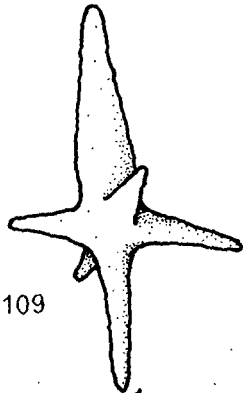
108



110



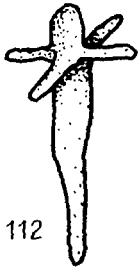
109



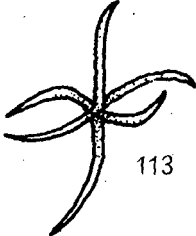
111



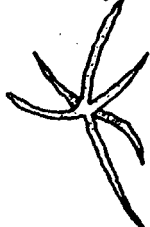
112



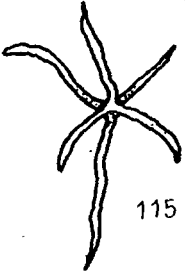
113



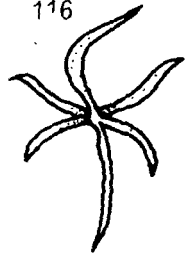
114



115



116



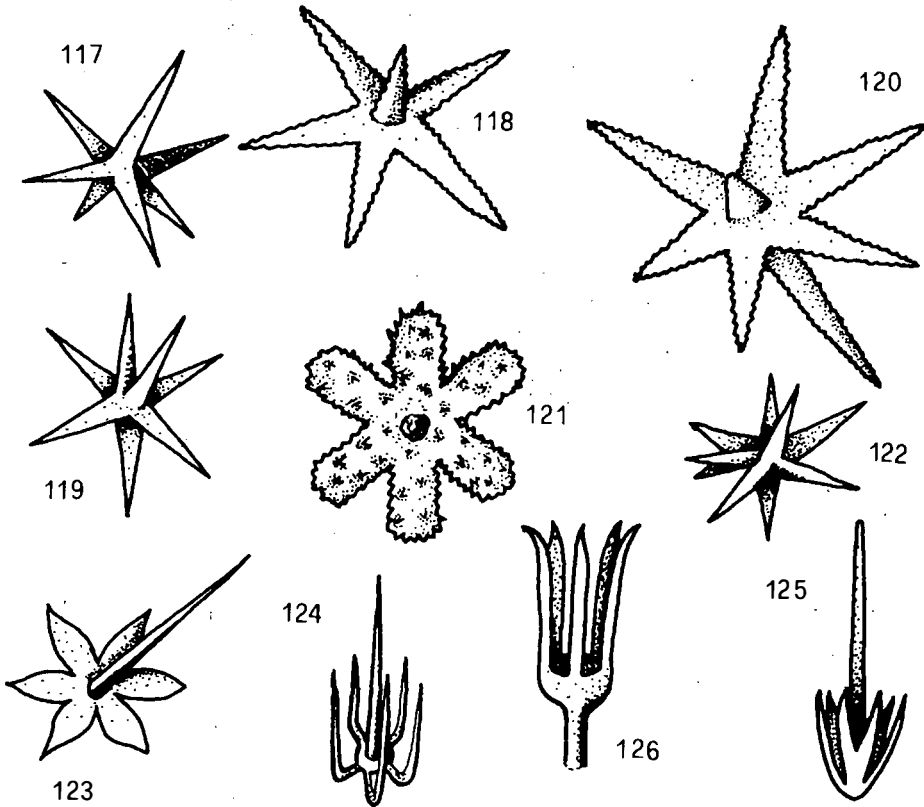
"Gebogene" Hexactine: (Fig. 113-116). Alle Strahlen sind gebogen; eine Variation ergibt sich aus der Lage der Strahlen und der Art der Biegung.

Unregelmäßig gebautes Hexactin: Ungleich lange, spitz zulaufende Strahlen, die alle möglichen Winkel einschließen (Fig. 117).

7) Polyactine

Vom Hexactin abzuleitende bedornete Nadeln: 5 in einer Ebene mehr oder minder gleich lange bedornete, verschiedene Winkel einschließende Strahlen mit einem dazu im rechten Winkel aufragenden Strahl (Fig. 118). 6 in einer Ebene, gleiche Winkel einschließende Kladisken, aus deren Kreuzungspunkt ein senkrecht stehender Strahl aufragt; alle Strahlen sind bedornt (Fig. 119). Der siebente, senkrecht zu den 6 in einer Ebene liegenden Strahlen ist sehr lang und ragt etwas über die Strahlenebene auf die andere Seite hinaus; die Bedornung überzieht gleichmäßig alle Strahlen (Fig. 120). 6 in einer Ebene mit zugerundeten Enden ausgestattete Strahlen sind bedornt; ein senkrecht dazu stehender, kurzer Strahl ist unbedornt (Fig. 121).

Vom Hexactin abzuleitende glatte Nadeln: 7-12 Strahlen von ungleicher Länge gehen von einem Punkt aus (Fig. 122).



"Clavul": Schirmartige Nadeln, in deren Zentrum ein langer Strahl auftritt; die 6 stark gebogenen Kladissen sind gleich lang und verlaufen nach der Biegung parallel dem langen Strahl (Fig. 124). In Fig. 123 ist auch eine typische schirmartige Entwicklung zu erkennen, allerdings ist der Schirm recht flach gebaut. Ebenfalls schirmähnliche Nadeln sind in Abb. 125 dargestellt. Die Strahlen sind durch tief eingreifende Aufspaltungen gekennzeichnet.

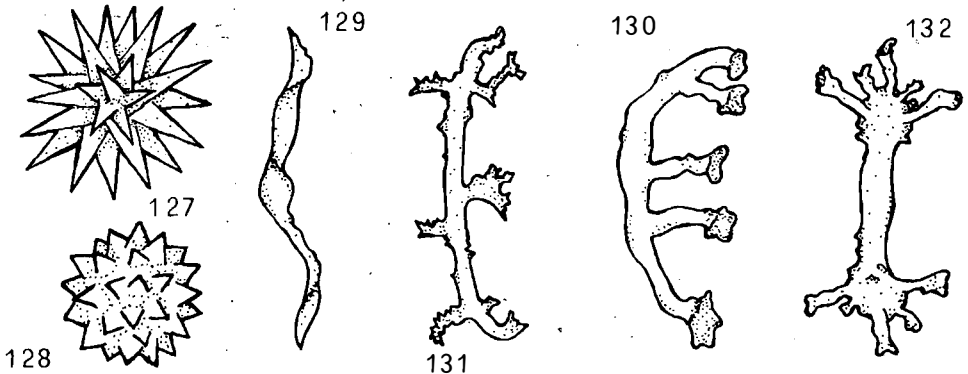
Scopul: Das an einem Ende spitz zulaufende Rhabd ist am anderen Ende stark verdickt. Diese Verdickung ist die Ansatzstelle für 6-10 Strahlen, die kurz vor dem Strahlenende nach außen biegen (Fig. 126).

Aster: Viele, von einem Punkt entspringende, gleich lange, spitz endende Strahlen (Fig. 127), oder von einem kugeligem Gebilde ausgehende, kurze, dreieckig gestaltete Strahlen (Fig. 128).

8) Desmen

Heloclon: Die vielen einachsigen, meist s- oder c-förmig gebogenen Desmen zeigen eine Reihe von wulstartigen Erhebungen (Fig. 129).

Megaclon: Von einem gebogenen, meist glatten Epirhabd mit einer Reihe von mehr oder minder glatten, leicht gebogenen Ästen, die ein relativ einfach entwickeltes Zygom aufweisen, das große Ähnlichkeit mit "Saugscheiben" hat (Fig. 130).



Rhizoclon: Stets gebogene, monocrepine Nadeln mit vielen unregelmäßig bestachelten Ästchen, die wiederum mit dornartigen Gebilden bestückt sind (Fig. 131).

? Didymoclon: Selten auftretende, am ehesten dem Didymoclon zuordenbare Spiculae, die durch ein gerades, glattes Epirhabd ausgezeichnet sind, dessen beide Enden etwas knpfartig angeschwollen sind; von diesen Anschwellungen ab geht eine Reihe unterschiedlich langer Ästchen nach außen (Fig. 132).

3. Bemerkungen zu den neuen Nadeltypen und Diskussion über die Zuordnung zu den natürlichen Systemeinheiten

Wie noch aufzuzeigen sein wird, tritt eine Reihe von neuen, d.h. weder fossil, noch rezent bekannten Kieselspiculae in der alpinen Trias auf. Eine Zuordnung zu den natürlichen Systemeinheiten ist unmöglich. Infolge der Kurzlebigkeit der mit neuen Spiculae bestückten Poriferen kommt diesen z.T. eine stratigraphische Bedeutung zu (siehe Kapitel 5). Es ist daher notwendig, auch die neuen, hier vorgestellten Kieselnadeln in die folgende Diskussion miteinzubeziehen.

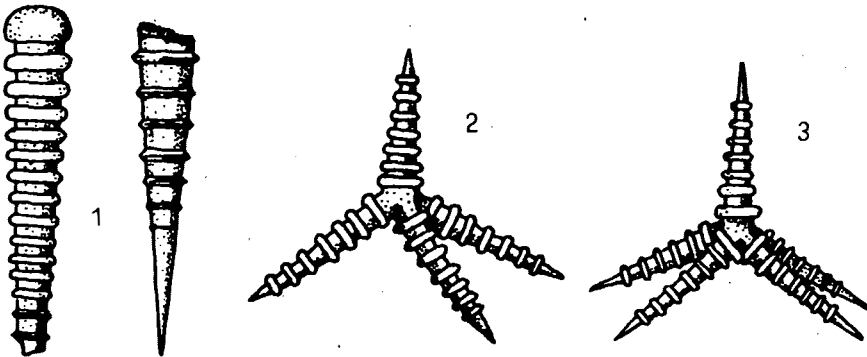
1) Criccomorphe Spiculae .

Die ersten criccostylen Schwammnadeln wurden von KOZUR & MOSTLER (1973: 303, Taf. 1, Fig. 4) aus der Obertrias Ungarns bekanntgemacht. Es handelt sich hiebei um einachsige Nadeln, die 4 Ringe aufweisen. Die in dieser Studie beschriebenen criccostylen Typen aus obernorischen Pötschenkalken, speziell aber aus obernorischen Zlambachschichten stammend, weisen mindestens 14 sehr deutlich ausgebildete, breite Ringe auf, die nach dem spitz zulaufenden Ende von ringförmigen Graten abgelöst werden.

Criccostyle Schwammnadeln wurden speziell aus dem Oberjura und aus der Kreide beschrieben; die ältesten nachgewiesenen Criccostyle stammen also aus dem Oberjura. Wenn auch über die taxonomische Zugehörigkeit dieses Nadeltyps noch nichts Näheres bekannt ist, soll wenigstens festgehalten werden, daß die Lebenszeit von Schwämmen mit criccostylen Nadeln vom Oberjura auf die Obertrias, d.h. ganz konkret ausgedrückt, auf das Obenor zurückverlegt werden muß.

Nach GEYER (1955: 394) nimmt die Ringzahl der criccostylen Nadeln vom Jura zur Kreide hin beträchtlich zu, womit eine stratigraphische Aussage je nach Anzahl der Ringe möglich ist. Dies trifft sicher für die Gegenüberstellung jurassischer und kretazischer criccostyler, aber auch anderer criccomorpher Spiculae zu. Die hohe Anzahl der Ringe von mindestens 14 (Abb. 1, Fig. 1) bei obernorischen Spiculae zeigt aber, daß man bei Einzelfunden in der stratigraphischen Aussage sehr vorsichtig vorgehen muß.

Abb. 1

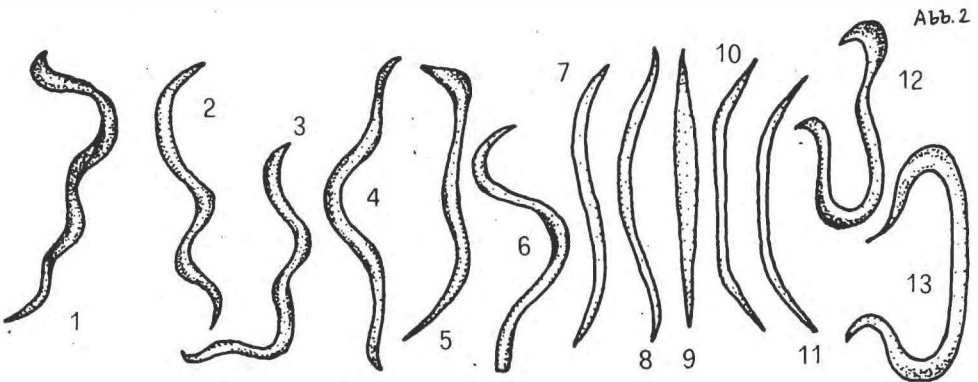


Neben den cricostylen Nadeltypen treten aber im Oberjura auch Criccaltrope (Abb.1, Fig.2) und Criccopentactine auf, die z.T. auch unter Criccaster mit 4 oder 5 (Abb.1, Fig.3) Strahlen (REIF 1967: 55) laufen. Zunächst wäre also das Criccaltrop zu nennen, dessen 4 gleich lange Strahlen je 7 Ringe aufweisen. Die von GEYER 1962 dargestellten Criccaltrope aus dem Weißjura haben 5 Ringe und die von CARTER 1871 aus der Unterkreide bekanntgemachten weisen 6-8 Ringe auf, während Criccaltrope rezenter Porifera (*Sphinctrella annulata*; siehe REIF 1967: 95) 19 Ringe haben. Auch daraus könnte man die Zunahme der Ringzahl von jurassischen über kretazische zu rezenten Criccaltropen folgern, wenn man die mit 7 Ringen aus der Trias außer Acht läßt.

Die fünfstrahligen cricomorphen Spiculae treten relativ selten auf. Aus dem Weißjura von Nattheim hat REIF (1967:Taf.15, Fig.16) nur wenige fünfstrahlige cricomorphe Nadeln nachweisen können. Die aus der Trias stammenden Nadeln dieses Typus weisen im Gegensatz zu den aus dem Jura bekanntgemachten (5 Ringe) 7 Ringe auf. Generell ist somit für die aus der Trias stammenden cricomorphen Nadeln die Ringzahl höher als die der aus dem Jura beschriebenen.

2) Besonders entwickelte monaxone Nadeln

Die vielen, um die eigene Achse verdrehten s-förmig bzw. wellig geformten monaxonen Nadeln (Abb.2, Fig.1-6) sind besonders aus Proben ladinischer Beckensedimente aufgefallen. Es handelt sich hierbei um Nadeln, die unter dem Namen Ophirhabd laufen, da sie speziell die Schwämme der Familie Ophiraphitidae SCHRAMMEN (O. Choristida) aufbauen. Die Gattung *Ophiraphidites* CARTER weist größtenteils den ophirhabden Nadeltypus auf (die auf Abb.2, Fig. 7-11 immer mit dem Ophirhabd vergesellschafteten Nadeln dürften zur selben Gattung gehören). Mit dem Nachweis dieses Nadeltypus ist es gelungen, die Verbreitungszeit der Familie Ophiraphitidae (ursprünglich im Jura einsetzend) auf die Mitteltrias zu erweitern, sodaß die Vertreter dieser Familie von der Mitteltrias bis rezent nachgewiesen sind.

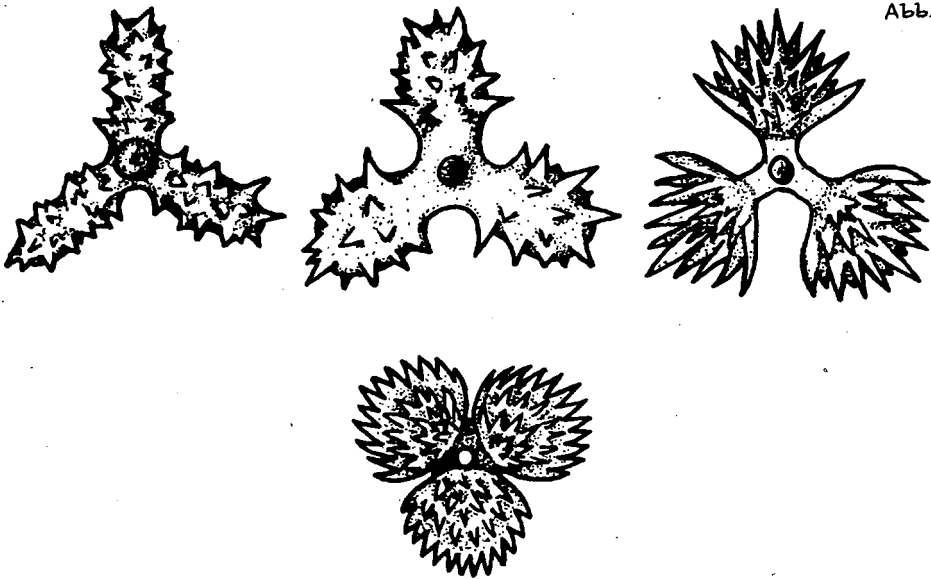


Monaxone, nahezu glatte Nadeln, zunächst c-förmig gekrümmt, an beiden Enden abernach außen geöffnet bzw. spitz endend nach außen gebogen und nicht überall gleich dick, sind zu den Eulerhabden zu zählen (Abb.2, Fig.12,13). Derartig gestaltete Spiculae treten auch innerhalb der Familie der Ophiraphitidae auf, sind aber speziell auf die Gattung *Euleraphe* SCHRAMMEN beschränkt.

Auch diese Gattung war bisher nur aus dem Jura bekannt (siehe auch REIF 1967: 89); Spiculae derselben Gattung treten in der Trias ab dem Ladin auf.

3) Außergewöhnlich entwickelte Tetractine

Die auffallend bestachelten Spiculae sind vor allem durch 3 gleich lange, in einer Ebene bedornete bis bestachelte Strahlen charakterisiert. Ein vierter, stark reduzierter Strahl ist kurz oder nur mehr in Form eines Knopfes erhalten.



Die zunächst dornenartigen Erhebungen an eher schlanken Strahlen (Abb.3, Fig.1.) werden zu richtigen spitzen Dornen (Abb.3, Fig.2). Gleichzeitig setzt eine Aufblähung der Strahlen ein und aus den spitzen Dornen entwickeln sich schließlich große Stacheln, die die Größe des vierten (reduzierten) Strahles erreichen (Abb.3, Fig.3), in vielen Fällen sogar übertreffen. Die Strahlen werden schließlich zu richtigen, aus Stacheln bestehenden Kugeln (Abb.3, Fig.4), sodaß selbst der vierte, knopfartige Strahl überwachsen werden kann. Dieser Typus von Kieselspiculae erinnert, rein von der Form her gesehen, an Radiolarien (z.B. speziell an *Rhopalodictyum*, ist aber aufgrund der fehlenden Poren (die Strahlen bestehen aus einer kompakten SiO_2 -Masse) und den massiven Dornen und Stacheln eindeutig zu Poriferensklern zu zählen.

Diese ab dem Cordevol z.T. noch spärlich auftretenden, aber ab dem Obenor häufig auftretenden Spiculae sind dem Autor weder fossil noch rezent bekannt. Sie dürften wohl zu einer eigenen Gruppe gehören, die möglicherweise auf die Obertrias beschränkt ist. Von der Aufstellung einer neuen Gattung wurde zunächst abgesehen.

4) Komplex gebautes Spiculum, vom Mesodichotriaen ableitbar

Von einem geraden Schaft (Rhabdom) gehen in dessen oberem Drittel rechtwinkelig 3 Kladissen ab; diese sind zunächst senkrecht

zum Rhabdom dichotom verzweigt (Mesodichotriaen, siehe Fig. 60) Diese verzweigten Äste wiederum haben eine mehr oder minder parallel zum Rhabdom dichotome und trichotome Aufspaltung mitgemacht, wodurch an einem aufgespalteten Ast zwei weitere Ästchen, auf dem anderen Äste 3 Ästchen ausgebildet wurden, im Extremfall also 6 spitz endende Seitenstrahlen von jedem Kladi'sken ausgehen (Mesodichotriaen - Mesotrichotriaen, Abb. 4, Fig. 1). Weitere Aufspaltung führt zu einer Form, wie auf Abb. 4, Fig. 2 dargestellt. Derartig gebaute Spiculae wurden weder fossil noch rezent bekanntgemacht. Sie sind stets mit Protriaenen (Abb. 4, Fig. 4-5), Prodichotriaenen (Abb. 4, Fig. 3,6) und Orthodichotriaenen (Abb. 4, Fig. 7-10) vergesellschaftet. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um Skelettelemente einer bereits ausgestorbenen Poriferengruppe.

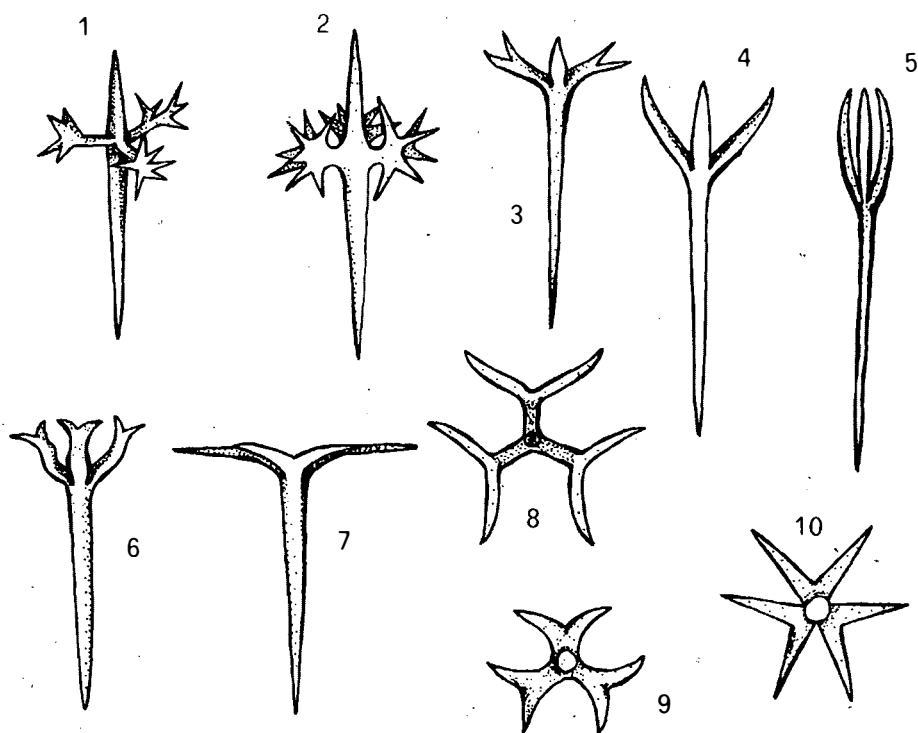


Abb. 4

5) Stark skulpturierte pentactine Nadeln

Aus anisoladinischen Sedimenten wurde eine Reihe von pentactinen Nadeln nachgewiesen, von deren distalen Oberfläche eine Reihe von dornenartigen Erhebungen ausgeht. Oft sind es 5 kleine Dornen, die unmittelbar über dem Treffpunkt der 5 Strahlen aufsetzen (Abb. 5, Fig. 2), oder solche, die über alle 4 Strahlen verteilt sind, und zwar einmal als sehr spitze Dornen (Abb. 5,

(Fig. 5), zum anderen Mal als breite Dornen entwickelt (Abb. 5, Fig. 3) aufragen. Es sind aber oft auch 5 sehr hohe Stacheln (Abb. 5, Fig. 6), oder vom Strahlenaußenende sägezahnartig aufsteigende Spitzen (Abb. 5, Fig. 7). In einigen Fällen greifen die Dornen über die distale Oberfläche hinaus, d.h. 4 Strahlen werden allseitig von einer Bedornung erfaßt (Abb. 5, Fig. 14).

Pentactine Nadeln mit sehr typischen Fortsätzen an ihrer distalen Oberfläche treten bei Formen der Überfamilie Brachiospongioidea FINKS (Kl. Hexactinellida) auf. Eine Zugehörigkeit zur Familie Docodermatidae FINKS wird als möglich erachtet. Damit würde die Vermutung, daß die Docodermatidae über das Perm in die Trias hinaufreichen, wie sie FINKS 1960: 12 angestellt hat, sehr an Wahrscheinlichkeit gewinnen. (Die in Abb. 5 unter 8-11 dargestellten Spiculae treten oft mit ersteren auf).

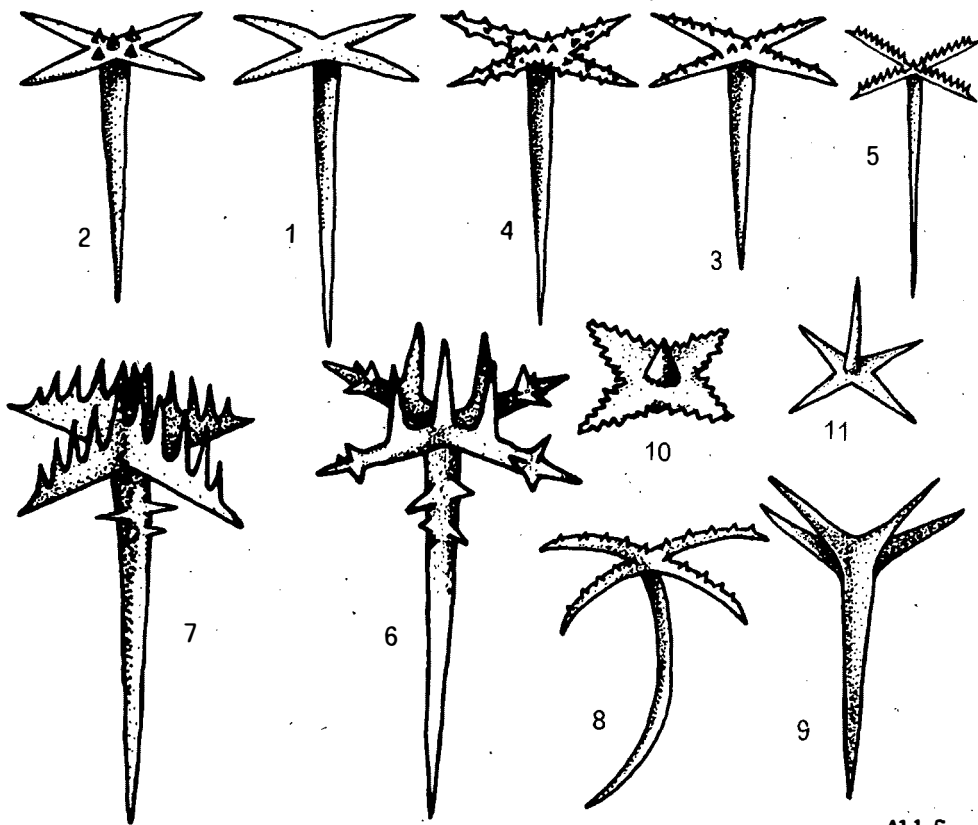


Abb. 5

6) Bestachelte hexactine Spiculae

Neben den glatten oxyhexactinen Nadeln, deren Variation von degenförmigen Hexactinen (Abb. 6, Fig. 1) über solche mit überlangem Strahl (Abb. 6, Fig. 2) und stark gekrümmten Strahlen (Abb. 6, Fig. 14) zu stark aufgeblähten Strahlen führt (Abb. 6, Fig. 10) sind vor allem 3 sehr auffallende Nadeltypen hier zu

diskutieren. Zunächst sind aber noch die Echinhexactine zu erwähnen. Die Bedornung erfaßt alle Strahlen mit annähernd gleich großen Dornen (ein sehr weit verbreiteter Typus bei den hexactinelliden Porifera; Abb. 6, Fig. 9); oder die Dornen variieren in der Größe (eine schon wesentlich seltener auftretende Form; Abb 6, Fig. 3).

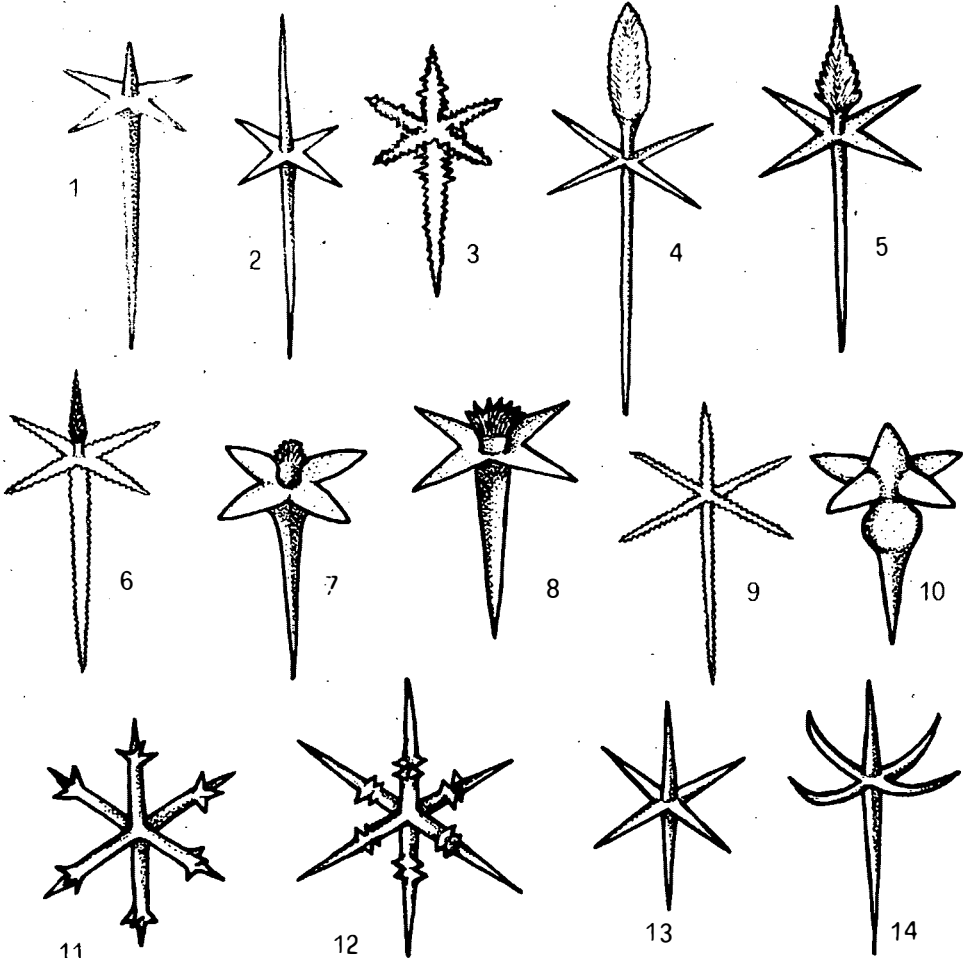


Abb 6

Nicht mehr direkt mit den Echinhexactinen in Verbindung zu setzen sind große Hexactine, die knapp vor dem Ende der Strahlen meist 5 markante Dornen aufweisen (Abb. 6, Fig. 11). Die 5 Dornen sind um den im Querschnitt runden Strahl nicht streng in einer Ebene angeordnet und weisen stets nach außen, d.h. sie stehen in spitzem Winkel zu den spitz zulaufenden Strahlen. Völlig gleich gebaute Spiculae werden von *Hyalostella gracilis* HINDE bekanntgemacht, die allerdings der auf das Paläozoikum beschränkten Ordnung Heteractina zuzuzählen sind und somit wohl

nur eine morphologische Übereinstimmung zeigen. Eine sehr gute Übereinstimmung ergibt sich mit den von KING & REIF (1969: 1431) beschriebenen Mikrohexactinen der Gattung *Itararella*. Der Unterschied besteht allerdings in der Größe; obwohl es auch in den triassischen Proben Hexactine dieser Art von 0,3 mm gibt, sind die von KING & REIF beschriebenen immer noch kleiner.

Eine weitere hexactine Form wird durch 2 Dornenkränze, die sich im ersten Drittel bzw. etwa innerhalb der Hälfte der 6 Strahlen gebildet haben, charakterisiert (Abb. 6, Fig. 12). Hexactine dieser Art sind dem Verfasser weder fossil noch rezent bekannt geworden.

Der dritte auffallende hexactine Nadeltyp ist zu dem Pinulhexactin zu stellen. Die aus der Trias stammenden Nadeln variieren z.T. sehr stark, was die Gestalt des "Tannenbäumchens" betrifft (Abb. 6, Fig. 4-8); aber auch die Strahlendicke (Abb. 6, Fig. 7-8) und Bedornung (Abb. 6, Fig. 6) wechseln. Pinulhexactine sind nach REIF (1967: 94) aus der Kreide bekannt bzw. ein Exemplar wurde aus dem Weißjura nachgewiesen. Das häufige Auftreten von Pinulhexactin in der alpinen Mitteltrias zeigt, daß die Reichweite pinulhexactinführender Poriferen vom Oberjura bis in die Mitteltrias erweitert werden muß. Eine Zuordnung zu einer bestimmten Familie ist derzeit nicht möglich.

7) Nadeln vom Typ Scopul und "Clavul"

Möglicherweise vom Hexactin abzuleitende Spiculae, die im Rhät/Trias-Grenzbereich erstmals auftreten. Die dem Scopul zuzurechnenden Nadeln zeigen ein sehr langes Rhabd (das an einem Ende meist abgebrochen ist), von dessen verdicktem Ende 6 und mehr Strahlen, die in ihrem oberen Abschnitt nach außen abgelenkt sind, abgehen (Abb. 7, Fig. 3). Diese Nadeln sind stets mit clavulähnlichen Spiculae vergesellschaftet, die einerseits sehr abrupt vom Rhabd abgelenkt sind und nach der Abbiegung mit dem Rhabd völlig parallel verlaufende Strahlen entwickeln (Abb. 7, Fig. 1-2).

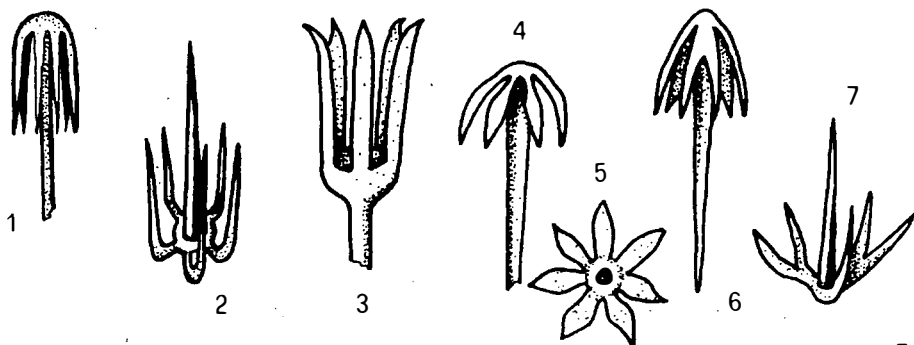


Abb. 7

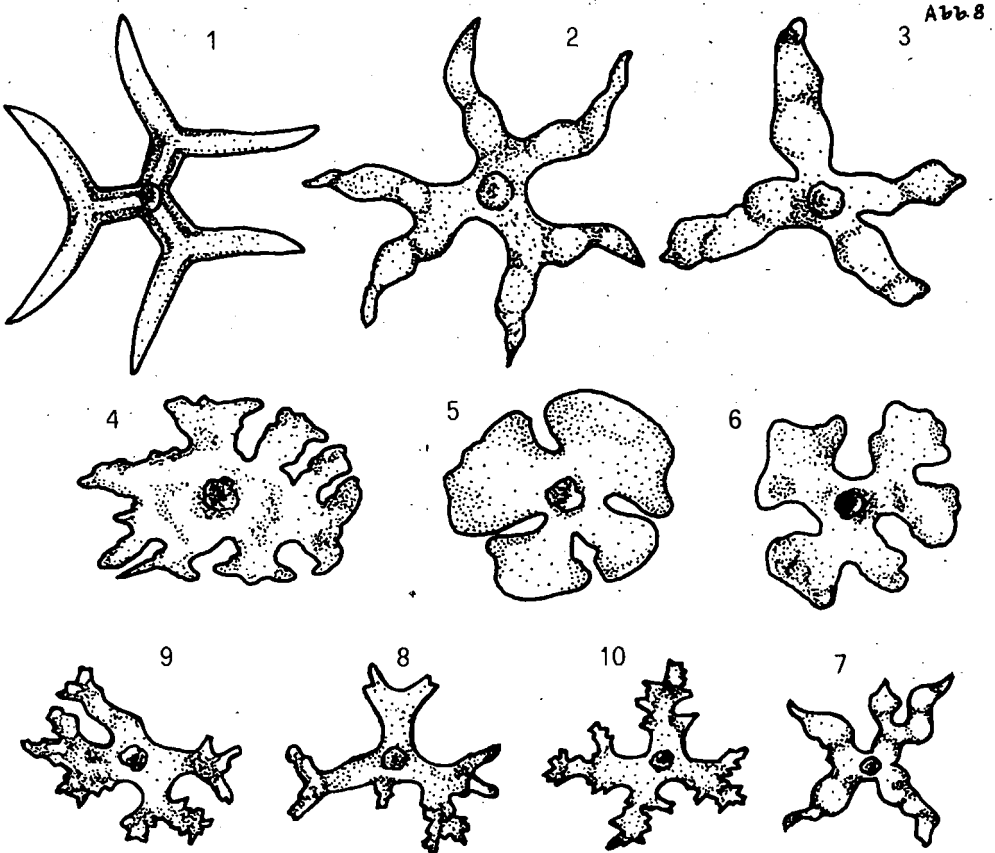
Ein weiterer Typus wird durch ein regenschirmartiges Gebilde mit 6 Strahlen, von denen sich 2-3 aufspalten, charakterisiert (Abb. 7, Fig. 6-7).

Völlig analoge Spiculae vom Typ Scopul wurden durch SEMPER 1868

bei der Gattung *Eurete* nachgewiesen. Es scheint demnach sehr wahrscheinlich, daß die Poriferen der Familie Euritidae SCHULZE 1896 bereits im Grenzbereich Trias/Jura einsetzen.

8) Phyllostriaene Nadeln

Aus dem Dichotriaen (vom *Caltrop* ableitbar) entwickeln sich über eine starke blättartige Verbreiterung der drei Kladiske phyllostriaene Nadeln (Abb. 8, Fig. 4, 6), die sich im Extremfall fast zusammenschließen und damit dem Symphyllotriaen recht nahe kommen (Abb. 8, Fig. 5). Festzuhalten ist dabei, daß die zu einem Phyllostriaen entwickelten Nadeln aus Triaaenen hervorgehen, die einen kurzen Schaft (Rhabdom) haben (Abb. 8, Fig. 1).



Nicht alle Strahlen der Dichotriaene sind dichotom verzweigt, sondern nicht unselten fehlt die Gabelung an einem der drei Kladiske (Abb.8, Fig.7); die sich daraus entwickelnden Phyllostriaene haben dadurch eine mehr gestreckte als runde Form (Abb.8, Fig.4).

Sehr auffallend sind Dichotriaene, deren verzweigte Kladiske knotenartige und wulstförmige Verdickungen, z.T. sogar Torsionen aufweisen (Abb. 8, Fig. 2, 7). Sie ähneln damit schon sehr den Desmonen. Zunächst sind die drei Kladiske wohl sehr deutlich 'erkennbar, mit einer "Zerwurzelung", nur an einem dicho-

tom verzweigten Ast beginnend (Abb. 8, Fig. 8-9). Diese greift schließlich auf alle Kladiken über, bis ein kompliziert gebautes System von wurzelartigen Auswüchsen entsteht (Abb. 8, Fig. 10). Obwohl diese schon Tetraclonen sehr ähnlich sind, müssen diese nach SCHRAMMEN (1936: 66, Taf. 19, Fig. 7; Taf. 20, Fig. 12, 13) zu den Phyllostriaen gezählt werden. Sie stellen nach SCHRAMMEN 1936 die Dermalia von Tetracladina (Unterordnung der Lithistida) dar. Große Ähnlichkeit besteht zu den Phyllostriaen der Gattung *Lerouxia* MORET, die der Familie Discodermiidae angehören. Allerdings wurden in den triassischen Proben nirgends Anzeichen von Discotriaen gefunden.

Aus den Dichotriaen entwickeln sich, wie bereits in Fig. 9-10 der Abb 8 dargestellt, Phyllostriaene (Dermalia der Tetracladina) mit "zerwurzelter" Strahlen. Noch deutlicher "zerwurzelter" Strahlen (Abb 9, Fig. 2) zeigen Dichotriaene mit reduziertem Rhabd, die möglicherweise bereits zum Jura gehören (die stratigraphische Stellung dieser kieselspiculaeführenden Schichten ist noch offen). Wichtig ist es, daß unter diesen Spiculae auch solche mit senkrechten Ästchen, analog dem reduzierten Rhabd, auftreten. Aber nicht nur Ästchen, sondern auch knopfartige Erhebungen können senkrecht zur Strahlenebene aufragen. In einem weiteren Entwicklungsstadium entstehen zunächst noch wenig markante Verdickungen nahe dem Treffpunkt der drei Strahlen, also rund um das reduzierte Rhabd (Abb. 9, Fig. 3), aus dem sich ein Criccotrider (Abb. 9, Fig. 4-5) unter Ausbildung eines Ringes an jedem Strahl bildet.

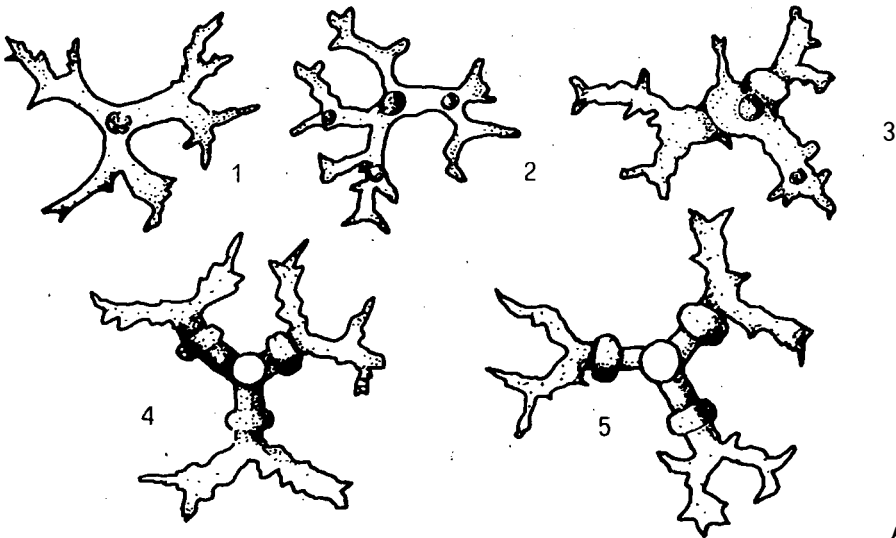


Abb. 9

9) Verschiedene Desmen

a) Heloclone (z.T. Rhabdoclone)

Die Heloclone wurden von RAUFF (1893: 160) als zu den Rhabdoclonen zugehörig betrachtet. Sie stellen nach RAUFF Rhabdoclone ohne Seitenäste dar; sie sind also mehr oder minder glatt oder

die Äste sind durch rudimentäre Buckel angedeutet. Die vielen aus dem Ladin stammenden Heloclone sind einachsige, s-förmig geschwungene (Abb. 10, Fig. 1-3) oder hakenförmig gekrümmte Nadeln (Abb. 10, Fig. 4-5) mit unregelmäßigen bis knotenartigen Verdickungen sowie durch Drehungen in der Längsachse charakterisiert. Die häufig auftretenden geschwungenen Spiculae mit den Torsionen um die Längsachse sind ausgesprochen typisch für Poriferen der Familie Isoraphinidae SCHRAMMEN (U.o. Megamorina) und entsprechen im Detail der Gattung *Isoraphina* ZITTEL. Die Vertreter der Familie Isoraphinidae waren bisher nur aus dem Jura und der Kreide bekannt; ihre Lebenszeit ist daher zu erweitern (Mitteltrias bis Kreide).

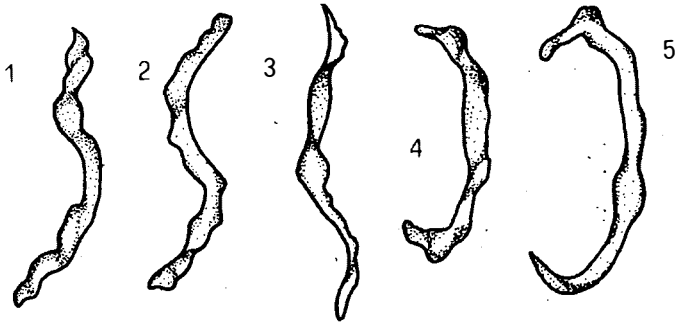


Abb. 10

b) Megaclone (z.T. Rhabdoclone)

Megaclone wurden in der Trias ab dem Unterladin vom Autor nachgewiesen. Die von MOSTLER 1971 (Taf. 3, Fig. 9, 10) und KOZUR & MOSTLER (1973: Taf. 2, Fig. 9-21) abgebildeten, sehr unterschiedlich entwickelten Desmen megaclonen Typs stammen alle aus dem

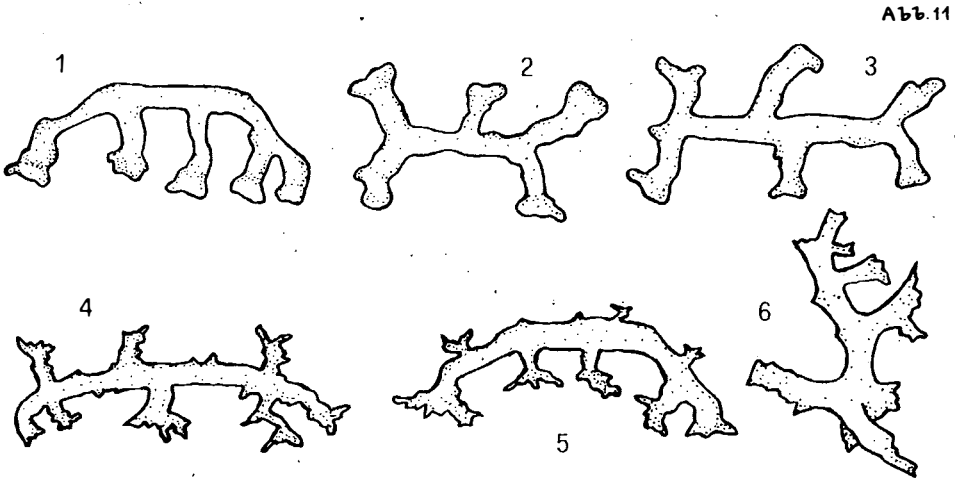


Abb. 11

Obernor. Sie sind typisch für Schwämme der Unterordnung Megamorina. Eine speziellere Zuordnung der Spiculae ist nicht möglich.

c) Rhizoclone

Ebenso wie die Megaclone treten die Rhizoclone erstmals im Ladin auf, allerdings in dieser Zeit recht selten, und werden erst gegen die Obertrias hin häufiger. Die ladinischen Formen sind durch ein meist geschwungenes Epirhabd gekennzeichnet, das mit wenig kleinen Ästchen, meist mit Dornen bestückt ist. Diese monocrepiden Desmonen sind generell vierarmig.

In der Obertrias sind es zwar ebenso vierarmige Rhizoclone, die aber von sehr vielen kleinen Ästchen, vor allem aber von dornenartigen Auswüchsen übersät sind. Desmonen vom rhizoclonem Typ sind charakteristisch für Poriferen der Unterordnung Rhizomorina.

10) Bemerkungen zu den Mikrosklern

An einigen Proben wurde versucht, mit Hilfe eines sehr feinen Siebes (0,063 mm und darunter) der Frage nachzugehen, ob Mikrosklern auch in Lösungsrückständen triadischer Kalke tatsächlich überliefert sind. Überraschenderweise brachten die an einigen Proben durchgeführten Tests positive Ergebnisse, d.h. es gelang somit erstmals der Nachweis triadischer Mikrosklern. Am häufigsten wurden Sigmatoide mit verschiedenen starken Krümmungen nachgewiesen (Abb. 12, Fig. 1-4). Nach DE LAUBENFELS zählen die Sigmatoide (Sigmas) zu den Mikrosklern. Die aus dem Jura von Nattheim von REIF (1967: 90) gefundenen c-förmigen Sigmatoide sind mit 0,75-0,8 mm relativ groß und daher als Mikrosklern von demselben Autor in Frage gestellt.

In den triassischen Testproben wurden nie in der Grob- und Feinfraktion Sigmatoide gefunden; sie treten nur in der feinsten Fraktion auf, wo ihre Größe zwischen 0,09 und 0,1 mm schwankt, womit die Zuordnung der Sigmatoide zu den Mikrosklern wohl bestätigt sein dürfte.

Zum Teil gleich groß, z.T. auch etwas kleiner (0,08-0,1 mm) sind Amphidiscen. Die beiden Enden der gestreckten, völlig geraden Achse werden von einem regenschirmartigen Gebilde umschlossen (Abb. 12, Fig. 5). Die Amphidiscen spielen eine nicht unbedeutende Rolle, wie überhaupt die Mikrosklern bei den rezenten Poriferen mit zur systematischen Einordnung herangezogen werden. Mit ihrer Hilfe z.B. kann man die Klasse der Hexactinellida in zwei Unterklassen aufgliedern, und zwar in die Amphidiscophora (mit Mikrosklern vom Typ Amphidisc) und Hexactinophora (mit Mikrosklern vom Typ Aster). SCHRAMMEN (1924) teilte die Amphidiscophora in Amphidiscaria (mit Amphidiscen) und in Hemiamphidiscaria (mit Hemidiscen). REID (1958) anerkannte diese Aufgliederung und schuf die Ordnungen Amphidiscosa und Hemidiscosa. Demnach ist es möglich, die in der Mitteltrias nachgewiesenen Amphidiscen der Ordnung Amphidiscosa zuzuzählen.

Den Amphidiscen ähnlich sind die selten auftretenden, 0,1-0,2 mm messenden Mikrosklern, die anstelle eines regenschirmartigen Gebildes an beiden Enden nur 3 Strahlen entwickeln (Abb. 12, Fig. 6). Aufgrund dieser Gestalt lassen sie sich nicht mehr voll an die eigentlichen Amphidiscen anschließen, sondern wir wollen hier eher von einem modifizierten Amphidisc sprechen. Dem Autor sind Mikrosklern dieser Art bisher noch nicht untergekommen.

Sehr selten (nur 2 Exemplare nachgewiesen) treten 0,07-0,08 mm große, zartschalige Kugeln auf (zwischen 40 und 50 mehr oder minder gleich langen Strahlen), die zu einem bisher unbekanntem "Aster"-Typ gestellt werden sollen (Abb. 12, Fig. 7).

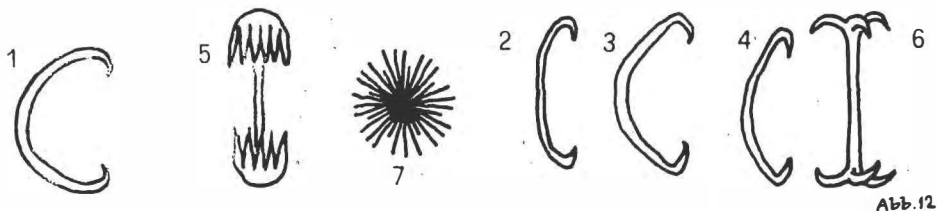


Abb. 12

4. Zusammenstellung alpin-triassischer Kieselschwämme (rückgeschlossen aus Spiculae-Vergesellschaftungen und sehr markanten Nadeltypen)

Aufgrund der vorangegangenen Diskussion der sehr markanten Kieselspiculae ist es nun möglich, sich ein Bild über die in der alpinen Trias auftretenden Demospongia und Hexactinellida zu machen. MOSTLER hat für die alpine Trias aufgrund von 41 verschiedenen Kieselnadeltypen aufzeigen können, daß die Klasse Demospongia durch drei Ordnungen vertreten ist. Für das Auftreten der vierten Ordnung (Carnosida) gab es keine sicheren Belege. Für die Hexactinellida konnte MOSTLER nur sichere Vertreter der Ordnung Lyssakida nachweisen, während eine Beteiligung der Ordnung Dictyida nur als möglich erachtet wurde. Die neu hinzugekommenen Spiculae haben nun die Kenntnisse über die alpinen Poriferen wesentlich erweitert. So ließen sich fünf Ordnungen der Demospongia nachweisen, wobei auch die Zuordnung zu Unterordnungen und Familien, in einigen Fällen sogar zu Gattungen, gelang. Die Klasse Hexactinellida ist nun durch drei Ordnungen vertreten, wobei auch hier z.T. Zuordnungen zu Familien möglich waren.

Der hier unternommene Rückschluß von Spiculae auf die natürlichen Systemeinheiten der Poriferen wurde aufgrund folgender Richtlinien durchgeführt:

- a) Weit verbreitete Spiculae ermöglichen höchstens eine Zuordnung zu Klassen oder Ordnungen.
- b) Eine Zuordnung zu einer Familie ist nur über die Kombination von Spiculaetypen möglich.
- c) Eine Gattungszugehörigkeit kann nur über ganz spezifisch gebaute Nadeltypen vorgenommen werden.

Klasse Demospongia SOLLAS, 1875

- O. Poecilosclerida TOPSENT, 1898
(Amphityle und Sigme)
- O. Epipolasida SOLLAS, 1888
(Amphioxe, Amphistrongyle etc.)

- O. Choristida SOLLAS, 1888
(langschaftige Protriaene, Prodichotriaene, Promesotriaene und Orthodichotriaene)
- Fam. Ophiraphiditidae SCHRAMMEN, 1903
Genus *Ophiraphidites* CARTER, 1876 (Ophirhabd)
Genus *Euleraphe* SCHRAMMEN, 1936 (Eulerhabd)
- O. Carnosida CARTER, 1875
(Acanthoamphioxe, Criccaltrop und langschaftige Triäene)
- O. Lithistida SCHMIDT, 1870
Uo. Rhizomorina ZITTEL, 1878 (Rhizoclone)
Uo. Megamorina ZITTEL, 1878 (Megaclone)
Fam. Isoraphiniidae SCHRAMMEN, 1924 (Heloclone)
Genus *Isoraphinia* ? ZITTEL, 1878
- Uo. Tetracladina ZITTEL, 1878 (spezifische Phyllostriaene)
Fam. Discodermiidae SCHRAMMEN, 1910

Klasse Hexactinellida SCHMIDT, 1870

- U.Kl. Amphidiscophora SCHULZE, 1887
- O. Amphidiscosa SCHRAMMEN, 1924 (Mikroskleren vom Typ Amphidiscus)
- O. Lyssakida ZITTEL, 1877 (Anadiaene)
O. Fam. Brachiospongioidea FINKS, 1960
Fam. Docodermatidae FINKS, 1960 (Hexactine mit distalen Auswüchsen)
- O. Dictyida ZITTEL, 1877
Fam. Staurodermatidae ZITTEL, 1877
Genus *Tremadictyon* ZITTEL, 1877 (zusammengeschmolzene Skleren)
Fam. Euritidae SCHULZE, 1886 (spezifisches Scopol)

Bemerkungen: Die Anwesenheit von Poriferen der Ordnung Poecilosclerida wurde bereits von MOSTLER 1971 innerhalb der alpinen Trias festgehalten. Eine Zuordnung zu Familien der vom Kambrium bis rezent nachgewiesenen Ordnung ist aufgrund der vorhandenen Spiculae nicht möglich.

Neu ist der Nachweis von Vertretern der Ordnung Epipolasida für die alpine Trias, die vom Kambrium bis rezent durchläuft.

Choristida hat MOSTLER 1971 bereits aus alpin-triassischen Sedimenten festgestellt, ohne daß es gelang, die Vertreter dieser Ordnung genauer zu erfassen. Im vorliegenden Fall konnte der Nachweis der Familie Ophiraphiditidae erbracht werden, einer Familie, deren Verbreitungszeit bisher mit Jura bis rezent angeführt wurde. Eine Erweiterung der Lebenszeit bis in die Trias ist daher zwingend. Noch einschneidender ist das Vorkommen von *Ophiraphidites* in der Trias, da sich Vertreter dieser Gattung bisher nur bis in die Kreide zurückverfolgen ließen. Die nur aus dem Jura nachgewiesene Gattung *Euleraphe* kommt nun auch in der Mitteltrias vor.

Während die Anwesenheit von Poriferen der Ordnung Carnosida in

der alpinen Trias bisher fraglich war (MOSTLER 1971: 13), gelang es nun, ihr Vorkommen in der Trias sicherzustellen.

Von den Lithistida war 1971 das Vorkommen der Megamorina gesichert; nun kommen neu hinzu Vertreter der Rhizomorina und Tetracladina. Eine den Megamorina zuordenbare Familie wurde auch in der alpinen Trias nachgewiesen (Isoraphiniidae). Die bisherige Verbreitungszeit dieser Familie (Jura bis Kreide) muß auf die Trias ausgedehnt werden. Durch den Nachweis der der Unterordnung zuordenbaren Familie Discodermatidae ist auch die Verbreitungszeit dieser stark zu erweitern. Die bisherige zeitliche Reichweite wurde von Unterkreide bis rezent angegeben.

Die der Klasse Hexactinellida angehörende Ordnung Amphidiscosa ist für die alpine Trias völlig neu. Gefunden wurden Vertreter aus dem Unter- (LIBROVITCH 1929) und Oberkarbon (KING & REIF 1969), dann erst wieder in der Oberkreide (ORTMANN 1912).

Die Lyssakida wurden bereits von MOSTLER 1971 bekanntgemacht, nun konnten aber Vertreter der ihr zugehörigen Oberfamilie Brachiospongioidea mit der Familie Docodermatidae festgestellt werden und somit die aus dem Paläozoikum nachgewiesenen Poriferen dieser Familie auch in der Trias bekanntgemacht werden.

Dictyida waren zunächst innerhalb der alpinen Trias fraglich (MOSTLER 1971); in der Zwischenzeit hat TICHY 1975 bzw. MOSTLER 1976 die Gattung *Tremadictyon* nachgewiesen, was eine Erweiterung dieser Gattung vom Jura auf die Trias erfordert. Mit dem Auftreten von Poriferen der Familie Euritidae innerhalb der alpinen Trias (bisher Jura bis Tertiär) bedarf es auch hier einer Änderung der Reichweite.

5. Stratigraphische Verwertbarkeit der Megaskleren sowie der Spiculae-Vergesellschaftungen innerhalb der alpinen Trias

In der beigegebenen Verbreitungstabelle wurden nur diejenigen Spiculae dargestellt, die auch häufig bis sehr häufig auftreten. Insgesamt handelt es sich hierbei um 75 verschiedene Spiculaetypen. MOSTLER 1972 hat aufgrund der ihm zu dieser Zeit vorliegenden Spiculae für die Trias drei typische Kieselspiculae-Vergesellschaftungen vorgestellt, denen er eine stratigraphische Bedeutung zumaß. Wie sich nun herausstellte, kommt diesen auch heute noch eine stratigraphische Verwertbarkeit zu. Aufgrund der neuen hinzugekommenen Spiculae ergeben sich naturgemäß Verschiebungen.

Beginnen wir zunächst mit dem Pelson, also jener Zeit, in der, von wenigen Fällen abgesehen, die ersten Kieselspiculae der alpinen Trias auftreten. Die hier angedeuteten Ausnahmen beziehen sich auf das Vorkommen von Spiculae, die wahrscheinlich aus dem höchsten Unteranis stammen. Schon dadurch, daß ziemlich zeitgleich, bedingt durch relativ plötzliche Milieuänderungen, eine Besiedelung der Kieselchwämme möglich war (Poriferen treten zu dieser Zeit auf weiten Strecken innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, seltener in den Südalpen auf), ist es selbstverständlich, daß durch dieses abrupte Auftreten im Pelson zunächst immer wieder die gleichen Spiculaetypen in Erscheinung treten. Dies könnte dazu führen, daß die von MOSTLER (1972: 544) darge-











stellte pelsonische Spiculae-Vergesellschaftung stratigraphisch nur eine scheinbare Verwertbarkeit besitzt. So ist es notwendig, um dieser Frage nachzugehen, nicht nur die einzelnen Spiculae, sondern auch die von MOSTLER 1972 als typisch für das Pelson bezeichnete Spiculae-Assoziation zu diskutieren (der Verfasser hat schon damals einen besonderen Wert auf die Nadel-Vergesellschaftung (1972: 543) gelegt).











Beginnen wir mit den Anadiaenen (1972: Abb. 3, Fig. 1-3), denen eine stratigraphische Bedeutung zugemessen wurde, allerdings mit der Einschränkung, daß Anadiaene gleichen Typs auch im Jura vorkommen. Heute wissen wir (siehe Tabelle), daß Anadiaene häufig im Pelson vorkommen, aus dem Illyr bisher nicht nachgewiesen sind, dann im Fassan, wenn auch spärlicher als im Pelson, wieder auftreten; sie sind auch im Oberrhin vorhanden. Bei diesen ankerförmigen Anadiaenen handelt es sich um die Basalia der Lyssakida.

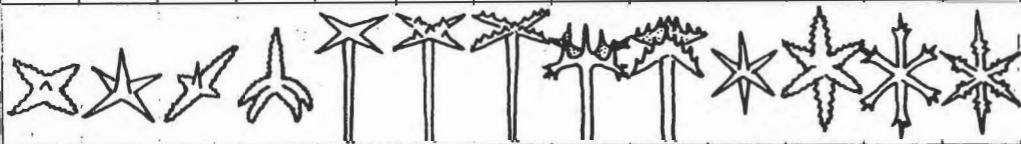
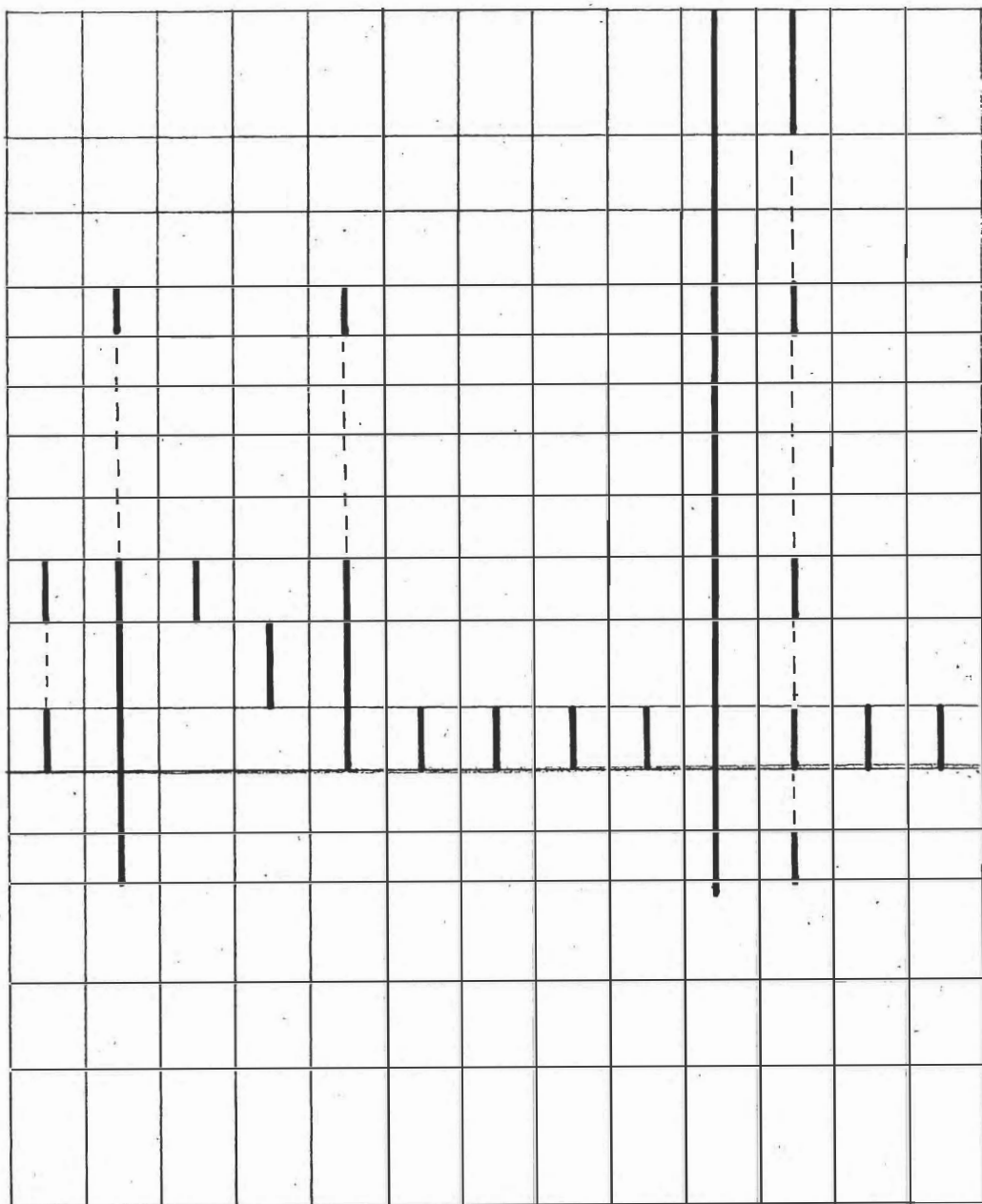
Die 1972 unter Fig. 4 und 5 dargestellten Acanthoamphioxe konnten im Pelson, tieferen Illyr und Fassan nachgewiesen werden. Die weiteren, in der pelsonischen Vergesellschaftung angeführten Nadeln wie diverse Hexactine und Sigmen wurden schon damals als Durchläufer erkannt. Das unter (MOSTLER 1972: Abb. 3, Fig. 10) Styl laufende Spiculum ist zwar selten vertreten, wurde aber bisher nur im Pelson beobachtet. Ein recht häufig und nur im Pelson anfallender Nadeltypus läuft in der beigegebenen Tabelle unter Nr. 43. Es ist eine sehr charakteristische und leicht wiederzuerkennende triasene Nadel.

Obwohl einige Spiculae nun über einen längeren Zeitraum verbreitet sind, als ursprünglich angenommen, kommt der pelsonischen Spiculae-Assoziation nach wie vor eine stratigraphische Bedeutung zu. Es sind dies einmal die sehr häufig auftretenden Anadiaene und Acanthoamphioxe sowie die massenhaft mitvergesellschafteten diversen Hexactine. Damit in Verbindung stehen die häufig verbreiteten Sigmen und Amphityle sowie die nur auf das Pelson beschränkten typischen triasenen Nadeln (Typus Nr. 43 der Verbreitungstabelle). Noch relativ häufig treten diverse Amphioxe und ein Orthodiaen (Typus Nr. 18 der Verbreitungstabelle) auf. Seltener sind Oxyptactine sowie gekrümmte Style. Durch die Spiculaearmut im Illyr und das plötzliche Einsetzen sehr vieler Nadeln im Illyr/Fassan-Grenzbereich erfährt die stratigraphische Brauchbarkeit der pelsonischen Spiculae-Vergesellschaftung eine zusätzliche Aufwertung.











Mit Beginn des Fassan bzw. im Illyr/Fassan-Grenzbereich setzen sehr viele bisher für die Trias unbekannt, z.T. überhaupt völlig neue Nadeltypen ein. Dieser abrupte Einsatz allerdings mag z.T. wiederum mit den wenigen im Illyr auftretenden Spiculaetypen in Zusammenhang stehen (sehr wahrscheinlich auf eine für die Kieselschwämme ungünstige Fazies zurückzuführen). Von den 32 im Fassan einsetzenden Spiculaetypen sind bisher 20 auf das Fassan beschränkt. Alle in der beigegebenen Tabelle aufgeführten Nadeltypen sind dazu noch sehr häufig bis häufig vertreten. Dieses massive Einsetzen bzw. plötzliche Auftreten fällt allerdings mit dem Maximum der vulkanischen Förderung zusammen, d.h.

JURA											
Trias/Jura-Grenzbereich											
NOR	RHÄT										
	Sevat	█	█	█	█	█	█	█	█	█	
	Alaun										
KARN	Lac										
	Tuval										
	Jul										
LADIN	Cordevol										
	Langobard										
O. ANIS	Fassan										
	Illyr										
U. ANIS	Pelson										
	Bithynian										
SKYTH	Aegean										
											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

JURA											
Trias/Jura-Grenzbereich											
RHÄT											
NOR	Sevat										
	Alaun										
	Lac										
KARN	Tuval										
	Jul										
	Cordevol										
LADIN	Langobard										
	Fassan										
O. ANIS	Illyr										
	Pelson										
U. ANIS	Bithynian										
	Aegean										
SKYTH											
											
		24	25	26	27	28	29	30	31	32	33



34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46

JURA											
Trias/Jura-Grenzbereich											
RHÄT											
NOR	Sevat										
	Alaun										
	Lac										
KARN	Tuval										
	Jul										
	Cordevol										
LADIN	Langobard										
	Fassan										
O. ANIS	Illyr										
	Pelson										
U. ANIS	Bithynian										
	Aegean										
SKYTH											
											
		47	48	49	50	51	52	53	54	55	56

JURA					
Trias/Jura-Grenzbereich					
RHÄT					
NOR	Sevat				
	Alaun				
	Lac				
KARN	Tuval				
	Jul				
	Cordevol				
LADIN	Langobard				
	Fassan				
O. ANIS	Illyr				
	Pelson				
U. ANIS	Bithynian				
	Aegean				
SKYTH					
		70	71	72	73

mit anderen Worten, in dieser Zeit waren sehr große Mengen an SiO_2 verfügbar. Schon daraus ergaben sich beste Bedingungen zum Aufbau von Kieselskeletten, die nicht nur von den Schwämmen, sondern auch von den mit ihnen vergesellschafteten Radiolarien genutzt wurden. Wenn also auch die Fazies hier eine ganz besondere Rolle spielt, ist der Leitwert der spezifisch fassanischen Spiculae-Assoziation innerhalb der alpinen Trias nach Erachten des Autors kaum geschmälert, da es praktisch keine Organismen gibt, die nicht faziesabhängig sind.

Gegenüber dem Fassin ist das Langobard äußerst arm, was die Poriferenspiculae betrifft. Das Einsetzen von drei aus älteren Schichten nicht bekannten Nadeltypen ist wenig signifikant und stratigraphisch nur mit Vorsicht zu betrachten (zwei Nadeltypen sind bisher auf das Langobard beschränkt).

Das Cordevol gehört zu jener Zeit, für die MOSTLER (1972: 545) eine sehr typische Spiculae-Vergesellschaftung aufgeführt hat. Diese Assoziation von Schwammnadeln fiel deshalb so stark heraus, weil man zu dieser Zeit noch wenig über die im Fassin auftretenden Poriferen wußte. Von den 27 im Cordevol häufig vertretenen Spiculaetypen setzen 6 im Cordevol ein, 4 davon sind auf das Cordevol beschränkt. Obwohl nun durch den enormen Spiculaezuwachs im Fassin die Optik bezüglich der cordevolischen Spiculae-Assoziationen verschoben ist, dürfte diese Verschiebung nur eine scheinbare sein, denn viele der im Fassin auftretenden Spiculae erreichen trotz günstiger Fazies für Kieselschwämme das Cordevol nicht. Damit setzt sich diese sehr deutlich ab, und, unter Berücksichtigung der 6 neuen Spiculaetypen (MOSTLER 1972: 545 hat 5 neue Typen angeführt, wovon 3 weiterhin auf das Cordevol beschränkt sind, was also nur eine minimale Verschiebung ergibt) gewinnt die cordevolische Poriferenspiculae-Assoziation gegenüber dem Stand von 1972 noch mehr an Bedeutung.

Nach wie vor besteht zwischen dem Cordevol und dem Obornor eine Informationslücke, die auf eine für Kieselschwämme ungünstige Fazies zurückgeht. In den Hallstätter Kalken gibt es nur äußerst selten Kieselschwämme. Sie zählen eher zu den Ausnahmen; dort wo Kieselsäure im Sediment sichtbar vorhanden ist, handelt es sich in den bisher untersuchten Fällen durchwegs um Flach- bis Flachstwasserablagerungen. In diesen treten wohl massenhaft Schwammspiculae auf, allerdings nur mit 1 oder 2 verschiedenen Nadeltypen, wie etwa einfache Hexactine oder immer wieder dieselben Protriaene oder Dichotriaene.

Somit fällt natürlich durch das plötzliche Auftreten der vielen Poriferen im Obornor die reiche Spiculae-Vergesellschaftung, wie bereits für die fassanischen und cordevolischen Nadeln diskutiert, hier aber mit mehr Berechtigung, ganz besonders heraus. Von den 34 sehr häufig bis häufig auftretenden Nadeltypen setzen 15 im Obornor (Sevat) erstmals ein. In dieser so reichen Spiculae-Vergesellschaftung fallen als nennenswerte Spiculaetypen besonders die Criccomorphen, die Triäne und Prochotriaene mit unregelmäßig verbreiterten Strahlen und reduziertem Rhabd auf.

Die aus dem Rhät stammenden Spiculae sind wenig auffällig und beschränken sich insgesamt auf 5 Typen. Vorherrschend sind es

monactine, diactine und hexactine Nadeln. Im Trias/Jura-Grenzbereich sind es drei neue Nadeltypen; inwieweit diesen eine stratigraphische Bedeutung zukommt, werden weitere, aus diesem Grenzbereich zu untersuchende Proben erbringen:

Zusammenfassend läßt sich über die stratigraphische Verwertbarkeit der Schwammspiculae innerhalb der alpinen Trias folgendes sagen. Zur Zeit sind vier gut erkennbare, sehr typische Poriferenspiculae-Assoziationen auseinanderzuhalten, und zwar aus dem Pelson, Fassan, Cordevol und Sevat. Auf diesen soll nach wie vor der Schwerpunkt bei einer stratigraphischen Verwendung liegen.

Danksagung

Der Verfasser möchte Herrn Univ.-Prof. Dr. H. Zapfe (Wien) für die vielen Anregungen sowie für die Bemühungen als Projektleiter des unten angeführten Projektes ganz besonders danken.

Die Reisemittel wurden über das Projekt Nr. 73/I/4 des International Geological Correlation Programme; Upper Triassic of the Tethys Realm finanziert.

Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich sei für die Kostenabdeckung der zu dieser Arbeit benötigten Chemikalien gedankt.

Literatur

- CARTER, H.J. (1871): On Fossil Sponge-Spicules of the Greensand Compared with those of Existing Species. - Ann.Mag.Nat.Hist. 7, 112-141, London.
- FINKS, R.M. (1960): Late Paleozoic Sponge Faunas of the Texas Region. - Bull. of the American Museum of Natural History, Vol. 120: Article 1, New York.
- FRANZ, U. (1966): Die Trias der Oberwössener Mulde (Chiemgauer Alpen); ein Beitrag zur Stratigraphie und Fazieskunde der Nördlichen Kalkalpen. - Veröff.Diss., Kiel.
- GEYER, O.F. (1955): Über querverringelte Spiculae (Silicispongia) aus dem schwäbischen Malm. - N.Jb.Geol.Paläont., Mh., 391-395, Stuttgart.
- GEYER, O.F. (1958): Über Schwammnadeln aus dem Weißen Jura Gamma von Würgau (Oberfranken). - Ber.natforsch.Ges.Bamberg, 36, S. 9-14, 3 Abb., Bamberg.
- GEYER, O.F. (1962): Weitere Schwammnadeln aus dem Weißen Jura von Würgau (Oberfranken). - Ber.natforsch.Ges.Bamberg, 38, 58-62, Bamberg.
- KLING, S.A. & W.-E. REIF (1969): The Paleozoic History of Amphidisc and Hemidisc Sponges: New Evidence from the Carboniferous of Uruguay. - Journal of Paleontology, v. 43, no. 6, p. 1429-1434, Pl. 176, 1 text-fig.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1973): Mikrofaunistische Untersuchungen der Triasschollen im Raume Csövar, Ungarn. - Verh.Geol.B.A., Jg. 1973, H. 2, S. 291-325, Wien.
- LAUBENFELS, M.W. de (1955): Porifera. - In: Treatise Invert. Paleont., Ed. R.C. Moore, part E, E21-E112, New York.
- LIBROVITCH, L.S. (1929): *Uralonema karpinskii* nov.gen., nov. sp. i drugie kremnevie gubki iz kamen-nougolnikh otlozhenii vostochnogo sklóna Urala. - Trudy Geol.Kom-ta., nov.ser., v. 179, p. 11-57.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten und Holothuriensklerite aus den norischen Hallstätterkalken von Hernstein (NÖ). - Verh.Geol. B.A., Wien.
- MOSTLER, H. (1971): Häufigkeit und Bedeutung von Schwammspiculae in triassischen Mikrofaunen. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 1, 11, S.1-19, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Die Spiculae triassischer Porifera. - Mitt. Ges.Geol.Bergbaustud., 21. Bd., S. 539-546, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1976): Die stratigraphische Stellung der Gipsvorkommen in der Trias von Recoaro (Vicentin, Italien). - Geol. Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 5, 6, S. 1-23, Innsbruck.
- ORTMANN, P. (1912): Die Mikroskleren der Kieselspongien in Schwammgesteinen der senonen Kreide. - N.Jb.Min., Geol., Paläont., Jg. 1912, v. 2, p. 127-149.
- RAUFF, H. (1893-94): Palaeospongiologie. Erster und allgemeiner Teil und zweiter Teil, erste Hälfte. - Palaeontographica, 40, Stuttgart.
- REID, R.E.H. (1958): A monograph of the Upper Cretaceous Hexactinellida of Great Britain and Northern Ireland, Pt. 1. - Palaeontographical Soc., Monogr., v. 111, 46 p., 24 Text-figs.
- REIF, W.-E. (1967): Schwammspicula aus dem Weißen Jura Zeta von Nattheim (Schwäbische Alb). - Palaeontographica, A, 127,

85-102, Stuttgart.

- SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. - Jb.Geol. B.A., Bd. 116, S. 35-49, Wien.
- SCHRAMMEN, A. (1910-1912): Die Kieselpongien der Oberen Kreide von Nordwestdeutschland. Teil I. Tetraxonia, Monaxonia und Silicea incert. sedis. Teil 2. Triaxonia (Hexactinellida). - Palaeontographica, Suppl. 5, 385 S., Stuttgart.
- SCHRAMMEN, A. (1924): Die Kieselpongien der oberen Kreide von Nordwestdeutschland. Teil 3, mit Beiträgen zur Stammesgeschichte. - Monogr. Geol. Paläont., Ser. 1, 2, 1-159, Berlin.
- SCHRAMMEN, A. (1936): Die Kieselpongien des Oberen Jura von Süddeutschland. - Palaeontographica, 84, 149-194, Stuttgart.
- TICHY, G. (1975): Der erste körperlich erhaltene Kieselchwamm (*Tremadictyon* cf. *roemeri*) aus der Trias (Anis) der Alpen. - Verh.Geol.B.A., S. 67-73, Wien.

Wenig beachtete Echinodermaten-Skelettelemente aus der alpinen Trias⁺)

von D.A. Donofrio und H. Mostler

Zusammenfassung

Aus der alpinen Trias werden erstmals sichere Asteridenskelettelemente beschrieben; sie stammen alle aus der höheren Obertrias. Die aus dem Karn gemeldeten Asteriden-Hartteile bedürfen noch einer Überprüfung.

Die ältesten Pluteus-Larven stammen, wie die beiden Autoren nachweisen konnten, aus der Mitteltrias. Eine genaue Analyse der Pluteen-Hartteile ergab, daß es sich hierbei um Ophiopluteen handelt. Neben den larvalen Ophiuren-Hartteilen werden aus der Trias sehr charakteristische Ophiuren-Lateralschilder beschrieben, die ausschließlich im höheren Nor (suessi-Zone) auftreten. Aufgrund der so auffallenden und einmaligen Ausbildung der Lateralien wurden eine neue Gattung und eine Art (*Ophiolabellum hessi*) aufgestellt.

Eine Zusammenstellung über die so häufig auftretenden und bisher nicht beachteten Kalkrosetten aus der Saugscheibe der Ambulacralfüßchen von Seeigeln stammend, beschließt diese Studie.

⁺) Diese Arbeit wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich unterstützt.

Anschrift der Verfasser:

Dr. Donato Antonio Donofrio, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck;
Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

Summary

Solitary ossicles of asteroids are described for the first time from the alpine Triassic. All of them are only found in higher Triassic sediments. Ossicles probably belonging to asteroids from Carnian limestones must be examined.

The oldest pluteus larva were found in the alpine middle Triassic for the first time by the authors. An exact analysis of the pluteus skeletal rods showed, that they all belong to ophioplutei. Beside the larval ophiuroids characteristic lateral arm shields from the Triassic are described, which appear only in the higher Norian (suessi-zone). At the reason of the extraordinary morphology one new genus and one species (*Ophioflabellum hessi*) were established.

A list of the numerous appearing and until now not considered calcareous rosettes from the disc of the ambulacral tube feet of regular echinoids terminates this lecture.

1. Einleitung

In den aus triadischen Karbonatgesteinen durch Essigsäureauflösung gewonnenen Rückständen sind Skelett-Teile von Echinodermaten nahezu stets nachweisbar, nur kann ihr Anteil von Probe zu Probe stark schwanken. In einer reichen Probe, und hier soll gleich vermerkt werden, daß über 50% aller bisher untersuchten Proben reich an Echinodermaten sind, finden sich fast alle Skelettelemente von Crinoiden (speziell pelagische Crinoiden), von Echiniden, Ophiuren und Holothurien. Für Hartteile von Asteriden gab es nur spärliche Hinweise, die zunächst einer kritischen Überprüfung nicht standhielten. Mittlerweile ist es aber den Autoren gelungen, gesicherte Asteriden-Skelettelemente nachzuweisen. Trotz der anfänglichen Erfolge blieb die Zahl dieser so gering, daß wir uns nach wie vor fragen müssen, auf welche Ursachen diese Gegebenheit zurückzuführen sei. Eine Unzahl von Fragen drängt sich auf, und keine kann bisher befriedigend beantwortet werden. Im Mittelpunkt des Fragenkomplexes stehen die Fragen, inwieweit die harte Konkurrenz zwischen Crinoiden, Echiniden, Ophiuren und Holothurien ein Aufkommen der Asteriden nicht zuließ bzw. ob es möglicherweise eine Nichtüberlieferbarkeit der Asteriden-Skelettelemente gibt.

Abgesehen von den Asteriden-Skelettelementen sollen erstmals aus der Trias Pluteen vorgestellt werden, die gleichzeitig auch die ältesten bisher fossil überlieferten darstellen. Auch hier sind es analoge Fragen wie zuvor, die einer Lösung harren, denn zur Zeit ist es noch völlig offen, warum nur Ophiopluteus nachweisbar ist, und von den Echiniden, deren Skelettelemente ebenso häufig auftreten wie die der Ophiuren, die Skelette des Larvalstadiums nicht erhalten sind. Jedenfalls treten die ersten Pluteen innerhalb der alpinen Trias ab der Mitteltrias (Oberanis) auf. In den an Ophiuren sehr reichen Sedimenten des Oberperms von Iran konnten z.B. trotz intensiven Suchens keine Spuren von Ophiurenlarven gefunden werden.

Groß ist die Zahl und Variabilität der Saugscheibenelemente (Rosetten) von Echiniden, die ebenfalls erstmals innerhalb triadischer Ablagerungen gefunden wurden; die bisher ältesten stammen aus dem Malm (MORTENSEN, 1937: Taf. 1, Fig. 6). Die recht unterschiedliche Bauart der einzelnen Rosettenplatten ließ zunächst an eine stratigraphische Verwertbarkeit denken, mußte aber nach einer systematischen Durchmusterung des reichen Mittel- und Obertrias-Materials fallengelassen werden.

Während die bisher genannten Hartteile von Echinodermaten mehr von allgemein paläontologischem Interesse sind, sind die erstmals vorgestellten ausgefallenen Ophiurenlateralia von stratigraphischer Bedeutung. Nachdem fast alle Echinodermaten-Skelettelemente völlig isoliert aus den Karbonatgesteinen herausgelöst wurden, und innerhalb dieser Gesteine kaum eine Möglichkeit eines Fundes von voll erhaltenen Ophiuren besteht, wurde versucht, eventuell zusammengehörnde Skelettelemente, die z.B. am Aufbau eines Armabschnittes beteiligt sind, zusammenzustellen.

2. Asteriden

Im Gegensatz zu den in der alpinen Trias sehr häufig bis massenhaft auftretenden Skelettelementen von Crinoiden, Echiniden, Ophiuren und Holothurien, stellen solche der Asteriden eine ausgesprochene Seltenheit dar. So verweist MOSTLER (1972: 723) auf spärliche Funde von Aktinalia, aus karnischen Flachwasserkalken stammend, die vom selben Autor (MOSTLER, 1977) wieder in Frage gestellt wurden. Die von KRISTAN-TOLLMANN (1976: 145, Abb. 65) unter dem Namen *Nodulanx multinodosa* abgebildeten Skelettelemente sind nach Ansicht der Autoren möglicherweise den Asteriden zuordenbar; sollte diese Vermutung zutreffen, hätte man ab dem Cordevol mit Asteriden innerhalb der alpinen Trias zu rechnen.

Abb.1

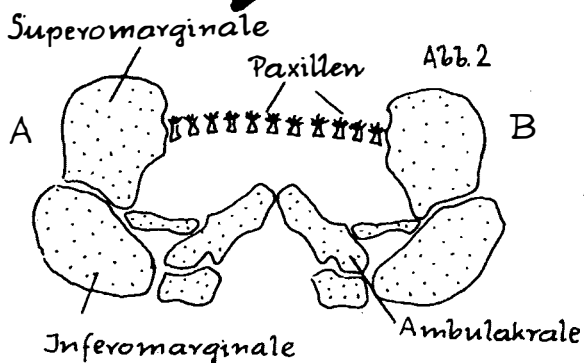
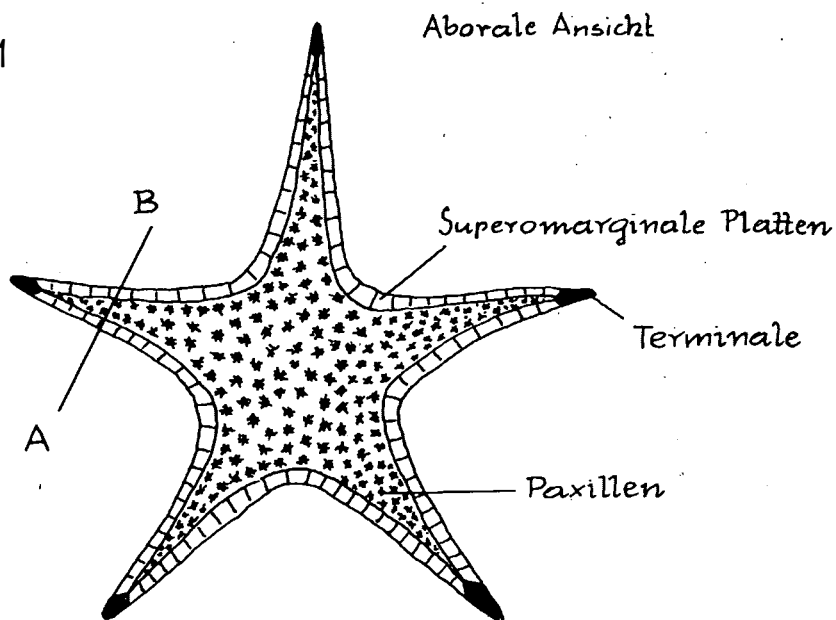
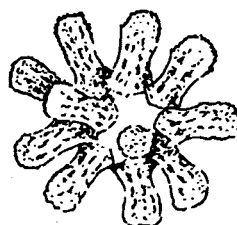


Abb.3



Erst im Zuge sehr detaillierter mikrofaunistischer Untersuchungen von Kössener und Zlambachschichten gelang es, sichere, auf Asteriden zurückgehende, stets isolierte Skelettelemente nachzuweisen. Sie stammen ohne Ausnahme aus dem höheren Abschnitt der suessi-Zone bzw. aus der marshi-Zone (Oberror/Rhät). Nachgewiesen werden konnten nur Ambulacralia, Terminalia und Paxillen bzw. Paxillenstiele. Um dem weniger mit dem Bau der Echinodermaten vertrauten Leser die Lage der hier kurz zu besprechenden Skelett-Teile eines Seesternes zu vermitteln, wurden die Oberseite eines Seesternes (Abb. 1) und der Querschnitt durch einen Seesternarm (Abb. 2) schematisch dargestellt. Es fällt sofort auf, daß im Gegensatz zu den Terminalia (nur ein Skelettelement pro Arm) von den vielen an einem Seestern entwickelten Randplatten (Marginalia) bisher kein einziges sicher dazu zu stellendes Bauelement gefunden werden konnte, das von der Größe und Kompaktheit her fossil auf jeden Fall überliefert sein sollte. Es ist sehr unwahrscheinlich, daß die aus der Obertrias stammenden Asteriden über die ganze Aboralseite mit Paxillen besetzt waren, d.h. daß die Marginalia völlig zurückgetreten sind oder nur mehr rudimentär vorlagen, und damit als solche nicht mehr erkennbar sind. Die hier aufgeworfene Problematik führt uns zunächst zu systematischen Fragen.

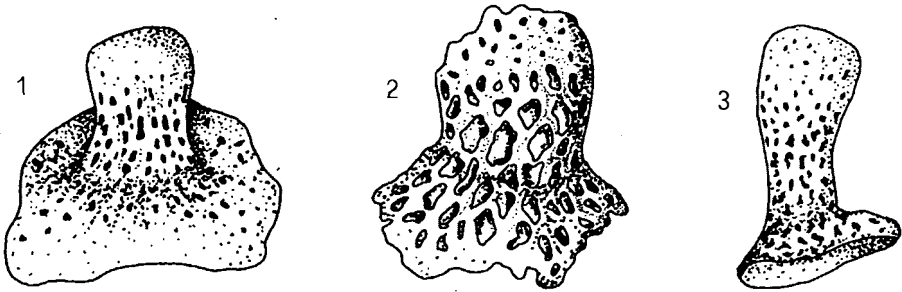


Abb. 4

Von den in vier Ordnungen zerfallenden Asteriden dürften die Platysterida und die Hemizonida bei den in der Trias zu betrachtenden Formen wohl auszuschließen sein, da ihre letzten Vertreter im Unterdevon, z.T. im Unterkarbon erlöschen. Somit verbleiben die Phanerozonida und Cryptozonida, von welchen die ersteren durch stark hervortretende Marginalia auffallen, die bei letzteren nicht mehr oder nur mehr rudimentär entwickelt sind, und somit kaum von den übrigen Skelettelementen der Ober- und Unterseite zu unterscheiden sind. Infolge des Auftretens von Paxillen ist es die Unterordnung Paxillosa, die uns zunächst zu interessieren hat, da deren Körperscheibe bzw. die Arme mit Paxillen bedeckt sind. Innerhalb der Familie Asteropectinidae sind die wichtigsten von uns unterschiedenen Paxillosa erfaßt. Kennzeichnend sind neben der Anwesenheit von Paxillen vollkommen ausgebildete Randplatten. Sehen wir uns in der betrachteten germanischen Trias nach Asteriden um, so sind es dort im Muschel-

kalk auch Formen, die der Ordnung Phanerozonida (nicht den Asteropectinidae zugehörig, sondern eigene Familie) angehören. Die dort unter der Gattung *Trichasteropsis* geführten Seesterne haben sehr große, spezifisch entwickelte Marginalia, die man im unlöslichen Rückstand sofort erkennen müßte. Den mit rudimentären Marginalia versehenen Asteriden (Cryptozonida) fehlen dagegen echte Paxillen; es sind meist nur kleine, mit Stacheln besetzte Plättchen entwickelt. Asteriden, die dieser Ordnung zugehören, wurden bislang in der Trias nicht nachgewiesen.

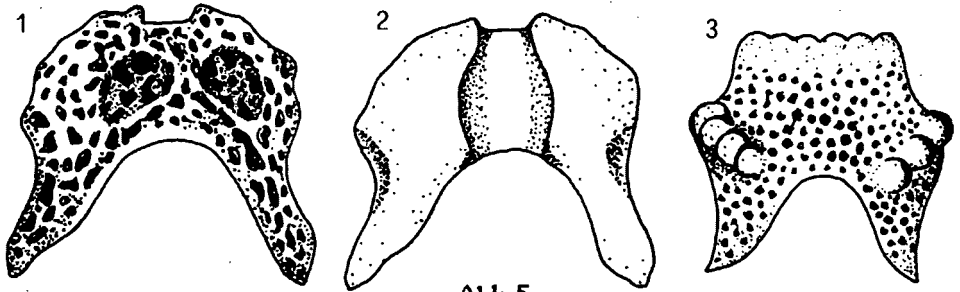


Abb. 5

Mit diesen Betrachtungen ist die Frage nach dem Verbleib der auffallenden Randplatten noch immer offen. Die Untersuchung der Grobfraction (es wurde die Möglichkeit, daß die Platten in einer größeren Kornfraction auftreten, in Erwägung gezogen) erbrachte auch kein Ergebnis, sodaß man im Falle von sehr großen Platten an eine Frachtsonderung dachte. Untersuchungen an ruditischen Kalkgesteinen obertriadischen Alters, in welchen große Seeigelpplatten erhalten sind, erbrachten auch keine Spur von Asteridenplatten. Man wäre all diesen Fragen nicht nachgegangen, hätte man auf der einen Seite aus jurassischen Karbonatrückständen nicht alle Skelettelemente der Asteriden gefunden, auf der anderen Seite ähnliche Probleme bei den Pluteen, wo z.B. nur Ophiopluteen bekannt geworden sind, Echinopluteen dagegen durchwegs fehlen.

Von den bisher gefundenen, in Calciterhaltung vorliegenden Asteridenelementen sollen als erste die Paxillen (Abb. 3) besprochen werden bzw. die drei Arten von vorliegenden Paxillensstielen behandelt werden.

- 1) Breit auslandende Grundplatte mit massivem, eher gedrungenem Stiel (Abb. 4, Fig. 1).
- 2) Asymmetrische, schmale Grundplatte mit hohem Stiel (Abb. 4, Fig. 3).
- 3) Keine eigentliche Grundplatte entwickelt; der massive, mit grober Außenskulptur versehene Stiel ist unten etwas aufgebläht (Abb. 4, Fig. 2).

Von den Terminalia gelang es bisher, nur einen Typ nachzuweisen (siehe Abb. 5). Die Terminalplatten sind durch ihre stark gegliederte Oberflächenbeschaffenheit an der Aboralseite besonders auffallend (eine ausführliche Beschreibung dieser folgt zusammen

mit den aus jurassischen Proben neuentdeckten Terminalia. Ähnliche Terminalia hat MORTENSEN (1937: Taf. 1, Fig. 5) aus dem deutschen Jura (Lias Alpha) beschrieben; siehe dazu Abb. 5, Fig. 3.

Die wenigen, bis jetzt aus der Obertrias vorliegenden Ambulacralia (Taf. 1, Fig. 4) sind in den meisten Fällen angelöst, wodurch wir von einer Beschreibung im Sinne von A.H. MÜLLER (1953: 4-6) Abstand genommen haben.

3. Ophiuren

Während das Larvalstadium der Asteriden und Holothurien infolge Fehlens von Hartteilen fossil nicht überlieferbar ist, hat man bei den Echiniden und Ophiuren die Chance, Hartteile der Larven in den Lösungsrückständen bei der mikropaläontologischen Untersuchung zu finden. Die Ophiuren gehen aus der Umwandlung von Ophiopluteen, die Echiniden aus der der Echinopluteen hervor (siehe Abb. 6 und 7). Nach MORTENSEN (1931) unterscheiden sich Ophio- und Echinopluteus in ihrem Skelettaufbau und in ihren Fortsätzen. Das Skelett von Ophiopluteus setzt sich aus zwei symmetrischen Hälften zusammen. Der hintere Lateralfortsatz ist nach vorne gerichtet und immer am stärksten entwickelt (Abb. 8, 9 und 10). Der Echinopluteus dagegen setzt sich aus vier paarigen und einem oder auch zwei unpaarigen Elementen zusammen (siehe Abb. 6). Nach HYMAN (1955: 491) soll die Form der Skelettstäbe bei jeder Art anders sein, d.h. sie können einfach gebaut sein oder dornig, gefenstert oder mit keulenförmig verdickten dornigen Enden; auch sind Verzweigungen der Stäbe nicht selten zu beobachten. Gegenüber dem Ophiopluteus fehlt der hintere Lateralfortsatz oder er ist schräg nach hinten oder gerade nach der Seite gerichtet. Die aus den triadischen Karbonatgesteinen isolierten Pluteen-Skelettelemente gehören zweifelsohne zu den Ophiopluteen (siehe Abb. 11 bzw. Taf. 2 und Taf. 4).

Auffallend ist zunächst, daß sich die seit dem Oberanis auftretenden Pluteen nicht oder nur wenig voneinander unterscheiden. Bei einer mikroskopischen Betrachtung hat man den Eindruck, daß der hintere Lateralstab massiv ausgebildet sei. So wurden z.B. auch von D. GHEORGHIAN, 1976, die aus dem Nor der Apusener Berge stammenden Ophiopluteen mit einem massiven hinteren Lateralstab dargestellt, und dem Problematikum *Uvanogelia incurvata* KOZUR & MOSTLER, 1972 folgend beschrieben (siehe dazu auch Abb. 12, Fig. 9 und 10). Erst die elektronenmikroskopischen Aufnahmen zeigten, daß alle als Gitterstäbe angelegt wurden und z.T. erst im Zuge diagenetischer Prozesse sekundär verschlossen wurden; in vielen Fällen ist der Gitterbau so fein, daß er erst bei starker Vergrößerung sichtbar wird. Der Gitterstab ist also sofort angelegt, und zwar mit Beginn des Wachstums des hinteren Lateralstabes. Eigentlich sind es ja drei parallele Stäbe, die durch Querstäbe zum Gitterstab werden. Der hintere, stets gegitterte Lateralstab ist einmal stärker, einmal schwächer gebogen, selten gerade gestreckt verlaufend. Durch die sekundäre Umkristal-

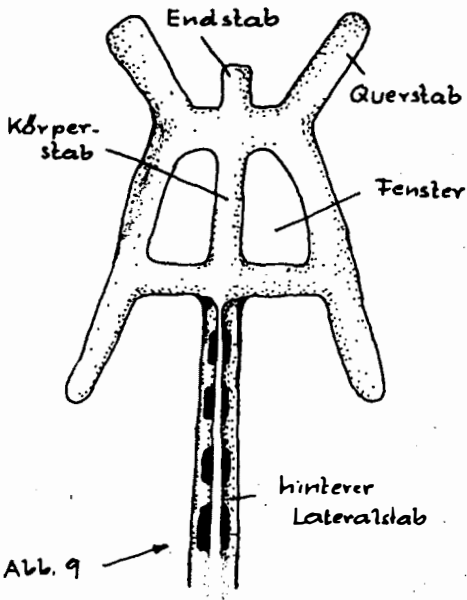


Abb. 9

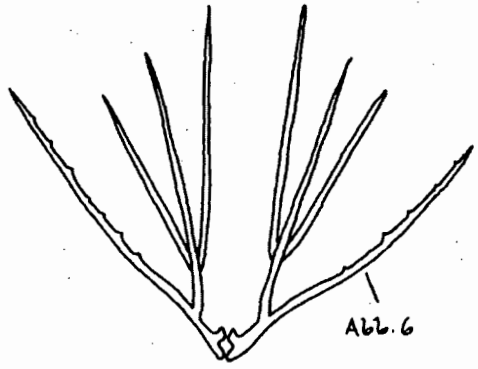
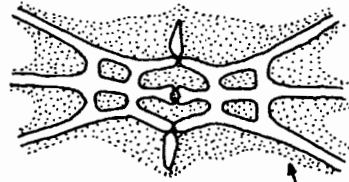


Abb. 6

Kalkskelett eines Ophiopluteus



von oben gesehen Abb. 10

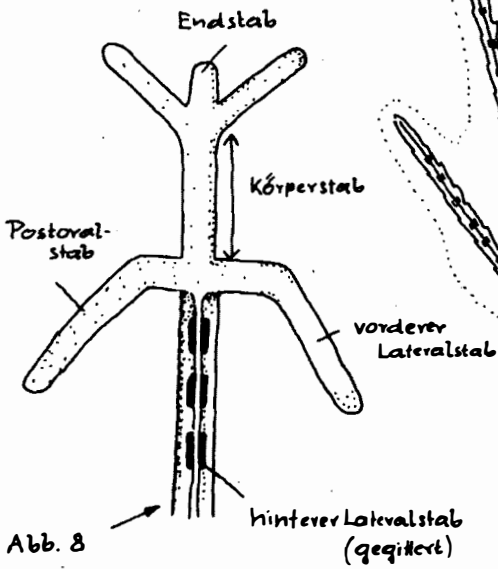


Abb. 8

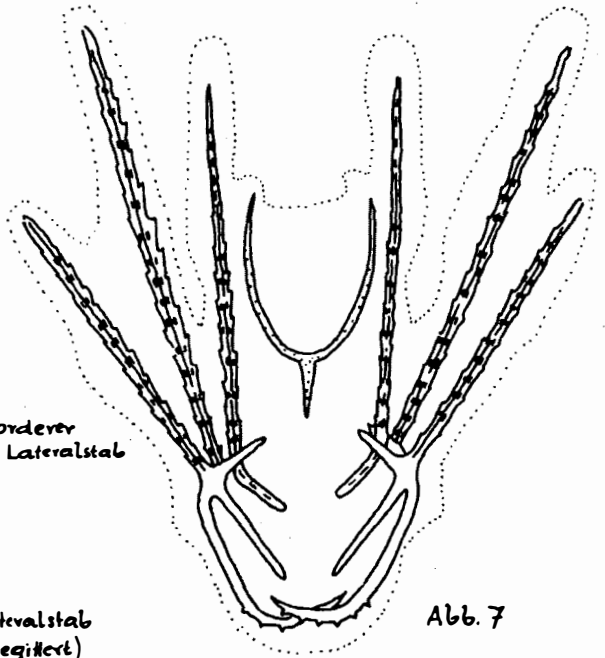


Abb. 7

lisation wirkt er sehr massiv und ist auch stets sehr lang. Der Querschnitt ist immer dreieckig (siehe Taf. 2, Fig. 7) Außen sind die Gitterstäbe ohne Bedornung angelegt, d.h. also glatt verlaufend; die angedeuteten dornigen Fortsätze, die bei starker Vergrößerung sichtbar werden, sind auf Anlösungsformen der Calcitkristalle zurückzuführen. Da die Porengröße (Gittergröße) der Gitterstäbe in einem sehr engen Bereich schwankt, glauben wir, daß die vielen in den Lösungsrückständen auftretenden gegitterten Stabelemente infolge der weit größeren Gitterung eindeutig als Ophiurenstachelbruchstücke zu betrachten sind, und somit sich leicht von den hinteren Lateralstäben der Ophiopluteen abtrennen lassen.

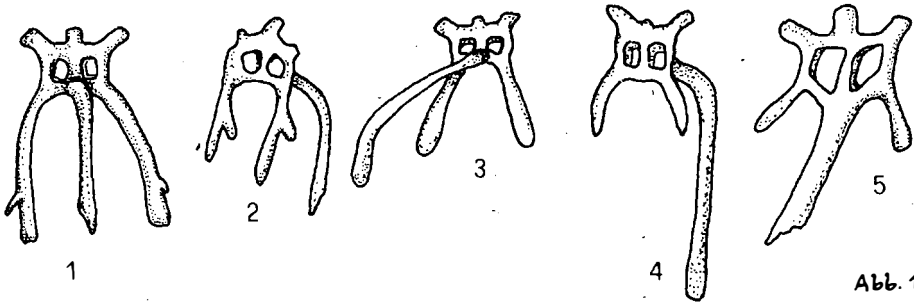


Abb. 11

Die durch Anlage von zwei parallel zum Körperstab verlaufenden Stäbe entstandenen "Fenster" sind meistens rechteckig, seltener quadratisch entwickelt; die langen Kanten sind daher in den meisten Fällen parallel mit dem Körperstab orientiert, in selteneren Fällen können sie auch quer zum Körperstab orientiert sein. Nach LUDWIG (1896: 856) sind für die Bestimmung der Artmerkmale die Höcker und Auswüchse auf den Querstäben entscheidend. Auch hier sind die Unterschiede nicht wesentlich. Bei der Kleinheit der Elemente, die leicht durch diagenetische Prozesse verändert werden, ist es sehr schwer, ihre ursprüngliche Form zu rekonstruieren (siehe Abb. 12). Daher sind die Verfasser der Ansicht, daß eine artliche Aufgliederung der Ophiopluteen nicht vorgenommen werden sollte. Solange man die aus den Pluteen entstehenden Ophiurenarten nicht kennt, bedient man sich auch in der Zoologie bei den Pluteen der binären Nomenklatur und führt den Namen für das Pluteus-Stadium erst ein, wenn die daraus entstehende Ophiurenart bekannt wird. Die ist für fossile Formen nicht möglich, weil man die Metamorphose der Larve zum juvenilen Ophiuren nicht beobachten kann. Da Artmerkmale der Ophiopluteen nicht gut erfassbar sind (wie oben bereits erwähnt), sollte man die aus der Trias stammenden Ophiopluteen unter dem von KOZUR & MOSTLER, 1972 gegebenen Namen *Uvanogelia incurvata* weiterführen. KOZUR & MOSTLER (1972: 1002) haben in dem unter *Uvanogelia incurvata* beschriebenen Problematikum embryonale Skelettelemente von Echiniden vermutet.

Die von DEFLANDRE-RIGAUD (1946: Fig. 3-5) dargestellten Ophiopluteen sind den triassischen sehr ähnlich (siehe Abb. 12, Fig-

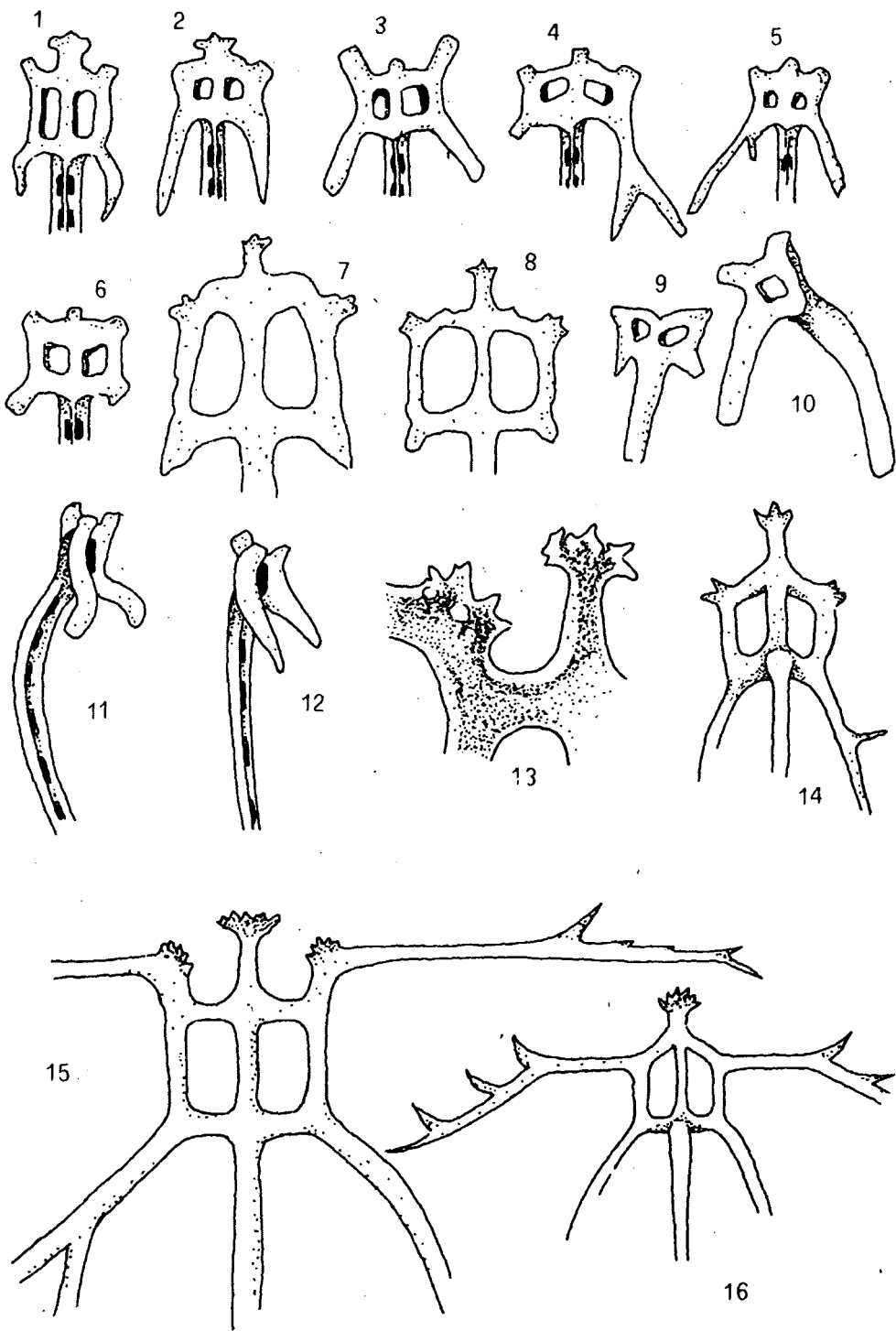
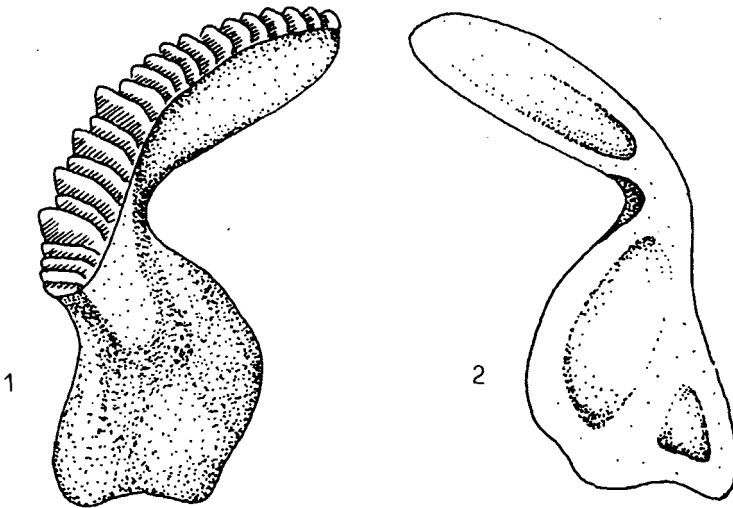


Abb. 12

7-8), unterscheiden sich aber in der Ausbildung der Querstäbe bzw. der Verzierung der Querstäbe. RÖGL & BOLLI (1973: Taf. 18, Fig. 3-13) haben Pluteen aus dem Pleistozän und Holozän abgebildet, die im Grundbau völlig analog entwickelt sind, wie die aus der Trias oder aus dem Oberjura, nur daß sie z.T. sehr stark verlängerte Querstäbe mit einer Reihe von kleineren und größeren Fortsätzen aufweisen (Abb. 12, Fig. 15, 16); andere wiederum haben keine eigentlichen Querstäbe entwickelt, sondern in jener Position, in welcher die Querstäbe gewöhnlich ansetzen, erheben sich zwei oder drei dornenartige Gebilde (Abb. 12, Fig. 14). Abmessungen der Poren beiderseits des Körperstabes ("Fenster") von Larven-Skeletten sowohl aus der Trias, aus dem Jura, als auch von pleisto- und holozänen Pluteen stimmen bestens überein; die Fenstergröße schwankt zwischen 0,025 und 0,04 mm. Auch Vergleiche der Porengröße von den gegitterten hinteren Lateralstäben erbrachten beste Übereinstimmung (0,006 bis 0,008 mm). Der Vergleich betrifft hier aber nur triadisches und jurassisches Material, da die pleisto- und holozänen Lateralstäbe, die RÖGL & BOLLI abbildeten, nicht gegittert sind.

Abb. 13



Aus den hier vorgebrachten Betrachtungen sind die von DEFLANDRE-RIGAUD 1946 beschriebenen Pluteen nicht zu den Echinopluteen, sondern zu den Ophiopluteen zu stellen; dasselbe trifft auch für die aus dem Pleistozän und Holozän gemeldeten (siehe RÖGL & BOLLI) zu, die ebenfalls von DEFLANDRE-RIGAUD als Echinopluteen beschrieben wurden.

Während den hier behandelten Ophiopluteen keine stratigraphische Bedeutung innerhalb der Trias zukommt, sind die im folgen-

den diskutierten, sehr auffallenden Lateralialia von Ophiuren stratigraphisch sehr gut verwertbar; sie treten nur im Oberror auf und sind aufgrund ihrer charakteristischen Ausbildung sehr leicht erkennbar (siehe Abb. 13 bzw. Taf. 1, Fig. 6, 9-10). Typisch für sie sind Stachelansatzstellen, die sich über die gesamte distale Seite bzw. zur Hälfte auch noch proximalwärts über die dorsale Seite erstrecken. Die starke Ausbuchtung auf der Ventralseite markiert sehr deutlich das Vorhandensein einer Tentakelpore, die möglicherweise durch eine oder mehrere Tentakelschuppen verschlossen war. Da nach HESS (1962: 600) die Lateralialia taxonomisch am wertvollsten sind, wird infolge des so auffälligen Bautypus dieser, und vor allem aufgrund der sehr charakteristischen Merkmale, die eine genügende Konstanz aufweisen, eine artliche Bestimmung vorgenommen. Die morphologisch so eigenständige Form, die mit keinen der bisher beschriebenen Lateralialia übereinstimmt, rechtfertigt auch die Aufstellung einer Gattung (siehe dazu HESS, 1962: 603).

Ophiolabellum n. gen.

Derivatio nominis: Nach dem fächerförmigen Bau der Stachelansatzstellen benannt (flabellum = Fächer).

Generotypus: *Ophiolabellum hessi* n. sp.

Diagnose: In der Längsachse stark gestreckte Lateralialia mit kompliziertem Umriß. Der ventrale Teil des Schildes ist stark abgewinkelt bzw. seitlich komprimiert und trägt dorsal quer über den Schild verlaufend, eine Fächerreihe, die zur Aufnahme der Armstacheln dient. Der proximale Abschnitt ist wesentlich breiter als der distale und ist außen deutlich skulpturiert. Weitere Skelettelemente fehlen.

Ophiolabellum hessi n. gen. n. sp.

(Taf. 1, Fig. 6, 8, 9; Abb. 13)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. Hans HESS, Basel, dem wir die Beschreibung der meisten aus Europa stammenden fossilen Ophiuren verdanken.

Holotypus: Das auf Taf. 1, Fig. 6 abgebildete Lateralialium.

Locus typicus: Hallstätter Kalke von Hernstein, Niederösterreich.

Stratum typicum: Graue Hallstätter Kalke von Hernstein obertriadischen Alters.

Diagnose: Siehe Gattungsdiagnose.

Beschreibung: Die Außenfläche der Lateralialia ist rau und porös fein gekörnelt mit rundovalen Grübchen. Im proximalen Bereich ist Skulptur etwas gröber entwickelt. Während der distale Bereich sehr schmal gebaut ist, verbreitert sich der proximale Abschnitt unmittelbar nach dem scharfen Knick,

der die Lage der Tentakelpore anzeigt, relativ stark. Deutlich ist ein Fächer zur Aufnahme der Armstacheln gegen den proximalen Teil abgesetzt; am Proximalrand allerdings wiederum fast auf dieselbe Höhe steigend (also dorsalwärts) hochgewölbt.

Durch das Abwinkeln des distalen Teiles nach innen ist man geneigt, nur den äußersten, sich stark verschmälernden Bereich als distales Ende des Lateralschildes zu sehen. Wäre die Abwinkelung, verbunden mit einer schwachen Torsion, nicht gegeben, würde man sofort erkennen, daß die für die Stachelaufnahme entwickelte Fächer-Reihe quer über die Außenfläche zieht. Gerade durch diese Abwinkelung kommt es zu einer starken Einengung des distalen Schildbereiches. Auf der Innenseite ist dort nur eine schmale Rinne erkennbar (Abb. 13), die im Bereich des markanten Ausschnittes der Tentakelpore endet. Die Fächer, die zur Aufnahme der Stacheln dienen, sind im distalen Bereich am kleinsten und nehmen dorsal allmählich an Größe zu. Im Bereich, wo es zur stärksten Abbiegung kommt, treten ganz abrupt 4-6 große Lamellen auf, die sich gegen das proximale Ende hin sehr rasch verjüngen. Die Innenseite des proximalen Bereiches ist zweigegliedert, und zwar kann man dorsal eine schwache Rinne, ventral eine kleine Vertiefung beobachten (siehe Abb. 13, Fig. 2).

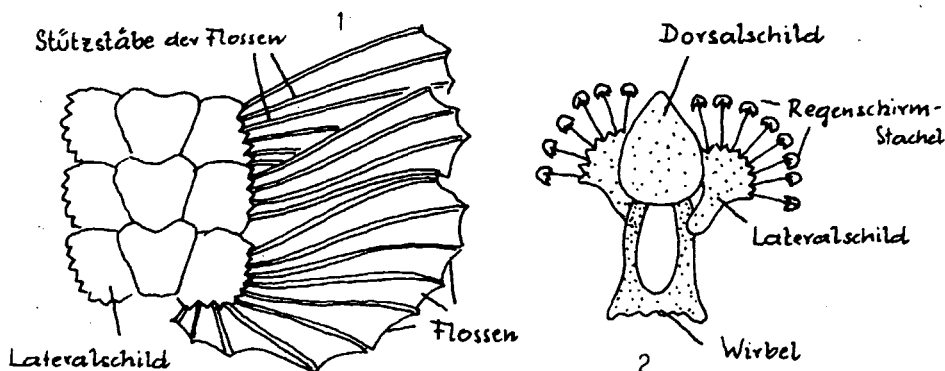
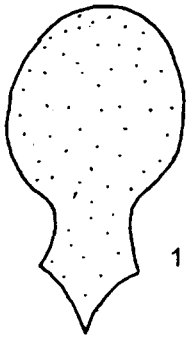


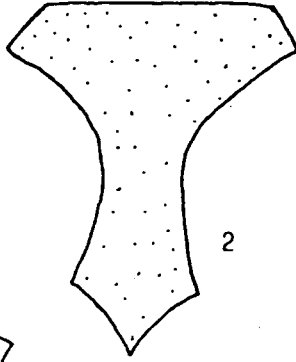
Abb.14

Stratigraphische Bedeutung: Bisher nur aus dem Obernor (suessi-Zone) bekannt.

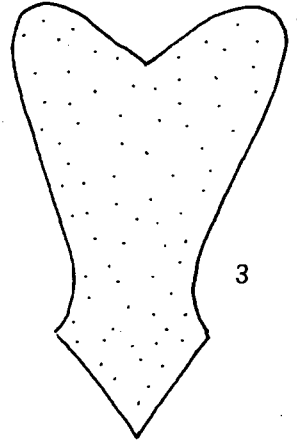
Bemerkungen: Die Fächerung des Lateralschildes gibt zu denken, da ja die Stacheln der Ophiuren fast ohne Ausnahme auf kleinen Höckern aufsetzen. Es gäbe aber einmal die Möglichkeit, daß es sich um flossenartige Stacheln gehandelt haben könnte (siehe Abb. 14, Fig. 1), oder aber, was viel wahrscheinlicher ist, daß es sich um Regenschirmstacheln handelte, wie sie z.B. bei *Ophiohelius umbella* LYM. entwickelt sind (Abb. 14, Fig. 2). Gerade bei den Exemplaren mit flossenartigen Stacheln treten auch noch andere Stacheln am Lateralschild auf, die durch höckerartige Ansatzstellen charakterisiert sind.



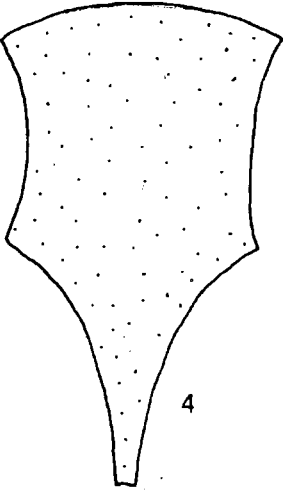
1



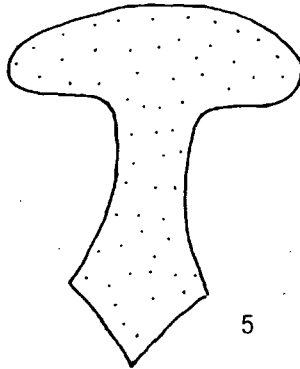
2



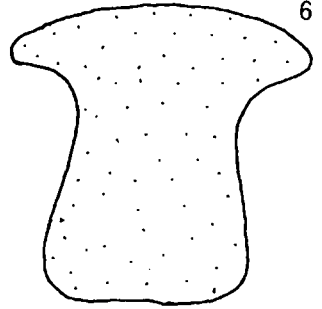
3



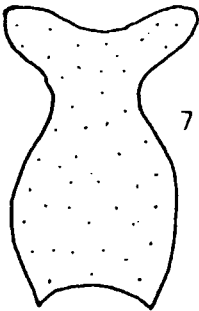
4



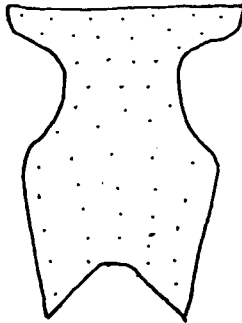
5



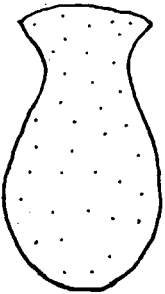
6



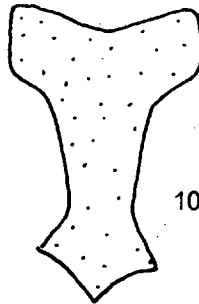
7



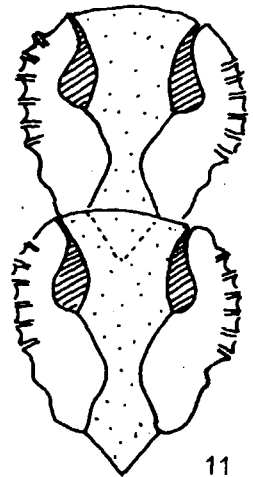
8



9



10



11

Abb. 15

Solche konnten aber beiden triadischen Lateralia nicht gefunden werden.

Nachdem in den obernorischen Kalken eine Unmenge von Ophiuren-Skelettelementen aus den unlöslichen Rückständen gewonnen werden konnte, ist es nur zu natürlich, weitere, dieser eben beschriebenen Art zuordenbare Skelettelemente zu finden. So konnte z.B. bei dem Versuch, dazugehörige Ventralschilder ausfindig zu machen, keine befriedigende Lösung gefunden werden (siehe Abb. 15). Dies scheint den Verfassern schon deshalb schwierig, weil die Ventralschilder entweder von den Lateralia umschlossen werden, oder auf derselben Ebene an die Ventralia anschließen, z.T. auch unter Aussparung der Tentakelporen.

Bei den in Fig. 5 und 7 auf Taf. 1 dargestellten Platten dürfte es sich möglicherweise um Ophiurenlateralia ganz besonderer Bauart handeln; auch diese treten nur im Obenor auf. Da ihre systematische Zugehörigkeit noch völlig offen steht, wurde von einer Gattungs- bzw. Artzuordnung Abstand genommen.

4. Echiniden

Abgesehen von den Sphäridien wurden innerhalb der Trias alle Skelettelemente der Seeigel gefunden. Obwohl Rosetten, d.h. Skelettelemente der Saugscheibe, am Ende der Ambulacralfüßchen häufig auftreten, wurden sie bisher in triadischen Ablagerungen nicht beachtet. Die bisher ältesten Rosettenplatten sind aus dem Oberjura durch MORTENSEN 1937 bekannt geworden. DONOFRIO 1975 hat erstmals auf Rosettenplatten innerhalb der Trias hingewiesen. Aus der beigegebenen Zusammenstellung (Tabelle 1) über Echiniden-Skelettelemente aus der alpinen Trias kann man ablesen, daß die bisher ältesten nachgewiesenen Rosetten aus dem unteren Ladin stammen. Abgesehen von der unterschiedlichen Gestalt der Platten ist die Anzahl der Zähne am Außenrand interessant; im Unter-Mittelnor weisen die meisten Platten fünf Zähne auf, im Obenor dagegen nur vier (Tabelle 2).

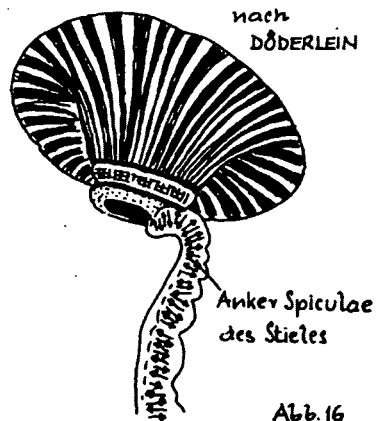
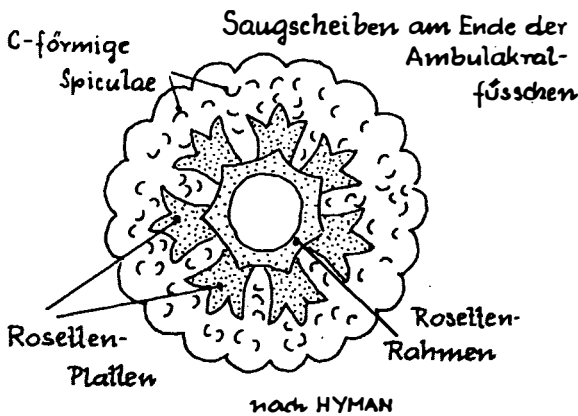


Tabelle 1: Echiniden-Elemente (Hallstätter Fazies)

			R	A	IA	AP	S	P	PS	SP	LATERNE			
											r	b	p	z
JURA	Lias		X			X	X	X	X		X	X	X	X
S	Rhät		X	X			X	X					X	
		Sevat	X	X	X		X			X	X	X	X	X
A	Nor	Alaun	X				X	X	X		X	X	X	X
		Lac	X				X							
		Tuval	X	X	X		X	X	X	X		X	X	
I	Karn	Jul	X											
		Corde- vol					X	X		X				
R	Iadin	Lango- bard	X			X	X	X	X					
		Fassan	X				X							
T	Anis	Illyr		X		X	X	X	X					
		Pelson												
		Hydasp												
	Skyth	Campill												
		Seis												
PERM	O. Perm		X	X			X	X			X		X	

R = Rosetten; A = Ambulacralplatten; IA = Interambulacralplatten; AP = Apikalschildplatten; S = Stacheln; P = Pedicellarien; PS = Pedicellarienstiele; SP = Spiculae; L = Laterne (r = Rotule; b = Bügel; p = Halbpjramiden; z = Zähne); es fehlen Sphaeridien

Tabelle 2: Kalkrosettenplatten aus dem Nor

OBERNOR		UNTER- und MITTELNOR	
Zahl der Randzähne	%	Zahl der Randzähne	%
2	0,9	3	2,7
3	4,6	4	13,3
<u>4</u>	<u>37,3</u>	<u>5</u>	<u>44,4</u>
5	26,1	6	22,3
6	19,7	7	8,6
7	7,5	8	6,7
8	1,8	13	1,3
8-9	0,9		

Insgesamt wurden 200 Proben durchmustert, wobei auf das Unter- und Mittelnor 100 und ebenso viele auf das Obornor entfielen. Auffällig ist abgesehen davon, daß im Unter- und Mittelnor Kalkrosettenplatten mit fünf Randzähnen weitaus am häufigsten sind, auch gar nicht wenig solche mit 13 Randzähnen auftreten. Im Obornor dagegen sind, abgesehen von den ausgezählten 100 Proben niemals Platten mit mehr als 9 Randzähnen bekannt geworden.

Der als Kalkrosette bezeichnete Teil (Abb. 16 bzw. Taf. 3, Fig. 1, 2) setzt sich aus mehreren Platten zusammen. Diese können sehr unterschiedlich gebaut sein (Abb. 17).

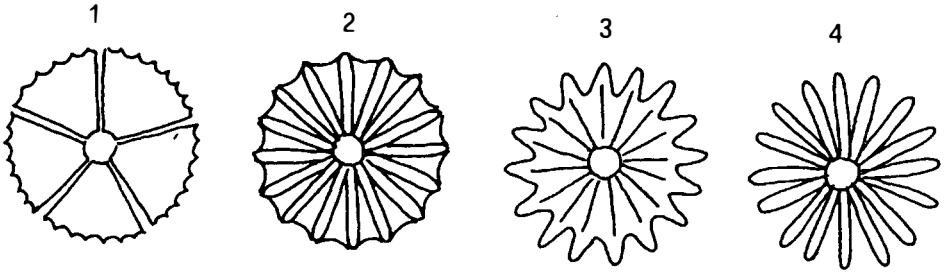
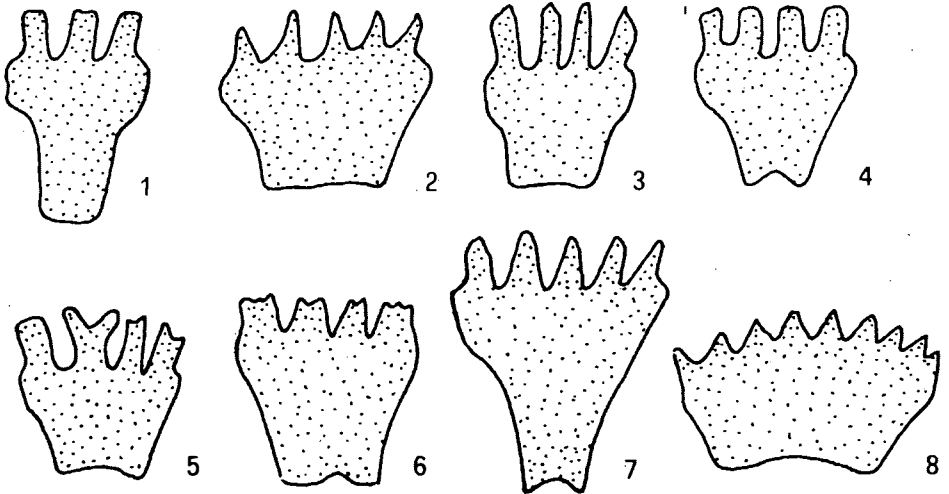


Abb. 17

Insgesamt sind es im Nor 15 verschiedene Typen (siehe Abb. 18 bzw. Taf. 3, Fig. 3-11; Taf. 4, Fig. 1-7, 10-12, 14-16). Ein Versuch, diese stratigraphisch auszuwerten, schlug fehl, da viele gleiche oder sehr ähnliche Typen auch im Ladin, Karn bzw. Rhät vorkommen. Von den Spiculae, die sich unterhalb der Endscheibe über die ganze Länge des Saugfüßchens befinden, konnte keine Spur gefunden werden, trotz speziellen Nachsuchens in der feinsten Fraktion, d.h. unter 0,063 mm. Gerade diese wären für eine artliche Erfassung sehr wichtig, da ihre Ausbildung von Art zu Art sehr unterschiedlich ist.

Abb. 18



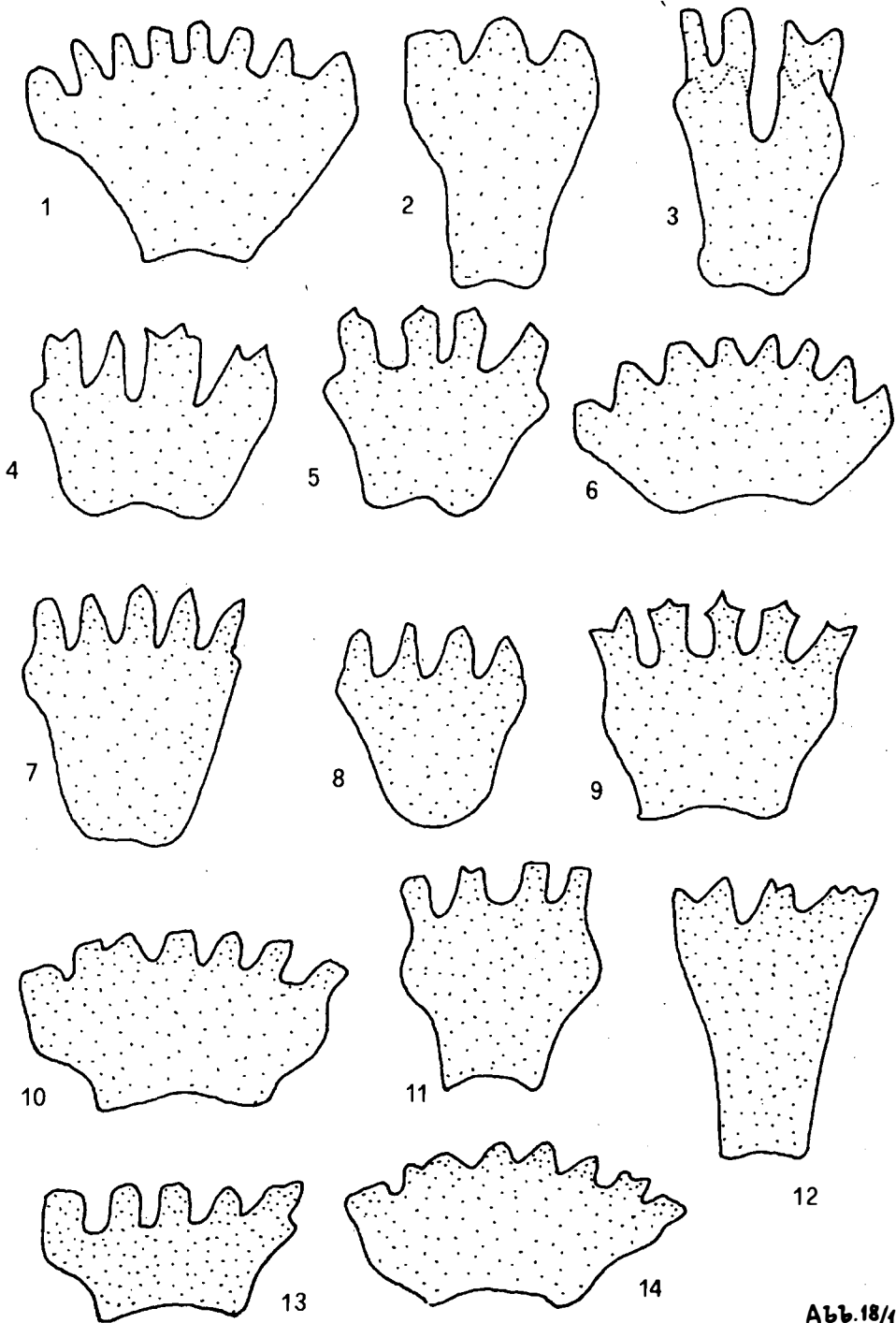


Abb. 18/1

Literatur

- BACHMAYER, F.v. & H.A. KOLLMANN (1968): Ein Ophiure aus der Trias Jugoslawiens. - Ann.Naturhist.Mus.Wien, 72, 645-648, Wien.
- DEFLANDRE-RIGAUD, M. (1946): Vestiges microscopiques des larves d'Echinodermes de l'Oxfordien de Villers-sur-Mer. - Extrait des Comptes rendus des séances de l'académie des Sciences, t. 222, pp. 908-910, séance du 8 avril 1946, Paris.
- DONONFRIO, D.A. (1975): Mikrofaunistische Untersuchungen der Hallstätter Kalke in den Berchtesgadener Alpen. - Unveröff. Diss., Univ.Innsbruck.
- GHEORGHIAN, D. (1976): Contribuții la cunoașterea unor mikrofaune triasice sin munții Apuseni (Pădurea raiului). - Dări de seamă ale ședințelor vol. LXII (1974-75), Pag. 25-38, București.
- HESS, H. (1960): Ophiurenreste aus dem Malm des Schweizer Juras und des Départements Haut-Rhin. - Eclogae geologicae Helvetiae, Vol. 53, Nr. 1, 385-421, Basel.
- HESS, H. (1962): Mikropaläontologische Untersuchungen an Ophiuren. - Eclogae geologicae Helvetiae, Vol. 55, Nr. 2, 595-656, Basel.
- HESS, H. (1963): Mikropaläontologische Untersuchungen an Ophiuren. III. Die Ophiuren aus dem Callovien-Ton von Liesberg (Berner Jura). - Eclogae geologicae Helvetiae, Vol. 56, Nr. 2, 1142-1164, Basel.
- HESS, H. (1965): Trias-Ophiuren aus Deutschland, England, Italien und Spanien. - Mitt.Bayer.Staatssamml.Paläont.hist.Geol., 5, 151-177, München.
- HESS, H. (1966): Mikropaläontologische Untersuchungen an Ophiuren. V. Die Ophiuren aus dem Argonien (unteres Ober-Oxford) vom Guldenthal (Kt. Solothurn) und von Savigna (Dépt. Jura). - Eclogae geologicae Helvetiae, Vol. 59, Nr. 2, 1025-1063, Basel.
- HESS, H. (1975): Die fossilen Echinodermen des Schweizer Juras. - Veröff.aus dem Naturhistorischen Museum Basel, Nr. 8, Basel.
- HYMAN, L.H. (1955): The invertebrates: Echinodermata. - (Vol. IV), Mc Gra Hill Book Comp. - New York, Toronto, London.
- LUDWIG, H. & O. HAMANN (1899): Echinodermen (Stachelhäuter), II. Buch. Die Seesterne. - In: BRONN, H.G.: Klassen und Ordnungen des Thier-Reiches, zweiter Band, dritte Abteilung, Leipzig - C.F. Winter'sche Verlagshandlung.
- LUDWIG, H. & O. HAMANN (1901): Echinodermen (Stachelhäuter), III. Buch. Die Schlangensterne. - In: BRONN, H.G.: Klassen und Ordnungen des Thier-Reiches, zweiter Band, dritte Abteilung, Leipzig - C.W. Winter'sche Verlagshandlung.
- LUDWIG, H. & O. HAMANN (1904): Echinodermen (Stachelhäuter), IV. Buch. Die Seeigel. - In: BRONN, H.G.: Klassen und Ordnungen des Thier-Reiches, zweiter Band, dritte Abteilung, Leipzig - C.F. Winter'sche Verlagshandlung.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Mikroproblematica aus Lösungsrückständen triassischer Kalke und deren stratigraphische Bedeutung. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21. Bd., 989-1012, Innsbruck.

- MELVILLE, R.V. & J.W. DURHAN (1966): Echinoids: Anatomy; Skeletal Morphology, 211-257; In: C. MOORE (Editor): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part V, Echinodermata 3, Vol. I, The Geological Society of America, Inc. and the University of Kansas Press.
- MORTENSEN, Th. (1931): Contribution to the study of the development and larval forms of Echinoderms. I-II Memoir de l'Académie des Sciences et des Lettres de Danemark, Section des Sciences, 9me série t. IV, n. 1 - Copenhagen.
- MORTENSEN, Th. (1937): Some Echinoderm remains from the Jurassic of Württemberg. - Det Kgl. Danske Videnskabernes Selskab. Biologiske Meddelelser XIII, 10, Kjøbenhavn.
- MOSTLER, H. (1971): Ophiurenskelettelemente (äußere Skelettanhänge) aus der alpinen Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 1, 9, 1-35, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 711-728, 21. Bd., Teil II, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1977; in Druck): Zur Palökologie triadischer Holothurien. - Ber.Naturwiss.medizin.Ver. Innsbruck, Bd. 64.
- MÜLLER, A.H. (1953): Die isolierten Skelettelemente der Asteroidea (Asterozoa) aus der obersten Schreiekreide von Rügen. - Beiheft zur Zeitschrift Geologie - Nr. 8 - Berlin.
- NÖTH, L. (1927): Über Ophiurenreste aus den Werfener Schichten der Dolomiten. - Centralblatt f. Min. etc. Abt. B, No. 10, 426-432.
- RIEDL, R. (1970): Fauna und Flora der Adria. - Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- RÖGL, F. & H.M. BOLLI (1973): Holocene to Pleistocene planktonic Foraminifera of leg 15, Vol. XV, Washington.
- SCHULZ, M.G. & W. WEITSCHAT (1971): Asteroidea aus der Schreiekreide von Lägerdorf (Holstein) und Hemmoor (N-Niedersachsen). - Mitt.Geol.Paläont.Inst., Univ.Hamburg, Heft 40, 107-130, Hamburg.
- SIEVERTS-DORECK, H. (1958): Spezielle Arbeitsgebiete der Mikropaläontologie - 3. Echinodermen. - 239-264, In: FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. II, Teil 3. Umschau-Verlag, Frankfurt am Main.
- STRENGER, A. (1973): *Sphaerechinus granularis* (violetter Seeigel). - Großes zoologisches Praktikum, Bd. 18 e, Fischer-Verlag, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums - Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - Verlag Franz Deuticke, Wien.

Tafelerklärungen

TAFEL 1

Asteriden

- Fig. 1 Paxillenstiel aus obernorischen Zlambachschichten. Breit ausladende Grundplatte mit massivem Stiel; 80x.
- Fig. 2 Paxillenstiel ohne eigentliche Grundplatte (obernorischer Hallstätter Kalk); 80x.
- Fig. 3 Terminale: Außenansicht einer auffällig gebauten, stark skulpturierten Terminalplatte (Kalkbank aus den obernorischen Kössener Schichten); 50x.
- Fig. 4 Wenig markantes Ambulacrale (aus obernorischen Hallstätter Kalken); 40x.
- Fig. 8 Paxillenstiel mit asymmetrischer, schmaler Grundplatte (obernorischer Hallstätter Kalk); 70x.

Ophiuren

- Fig. 6 Lateralschild (Holotypus) von *Ophiopluteus hessi* n. gen. n. sp.; Seitenansicht, um speziell die vom distalen Bereich quer über den Schild verlaufende Fächerreihe sichtbar zu machen; 150x.
- Fig. 9 Lateralschild von *Ophiopluteus hessi* n. gen. n. sp.; von der Seite gesehen, und zwar mit einer Einsicht schräg nach innen; 100x.
- Fig. 10 Lateralschild von *Ophiopluteus hessi* n. gen. n. sp.; schräg von außen gesehen; 150x.
- Fig. 5 und 7 gehören möglicherweise zu den Ophiuren (aus obernorischen Hallstätter Kalken stammend); Fig. 5: 100x, Fig. 7: 80x.

TAFEL 2

Ophiuren (Skelettelemente von Larvalstadien)

- Fig. 1 Ophiopluteus; von rückwärts, um den Austritt des hinteren Lateralstabes aufzuzeigen; die starke Umkristallisation läßt weder die Gitterung des Stabes, noch das "Fenster" erkennen; 200x.
- Fig. 2 Ophiopluteus; von der Seite; 200x
- Fig. 3 Ophiopluteus; von der Seite, um die Gitterung des hinteren Lateralstabes zu zeigen. Der eine, parallel zum Körperstab verlaufende Seitenstab ist abgebrochen; 200x.
- Fig. 4 und 5: Ophiopluteus von vorne; 200x.
- Fig. 6 und 7: Stark vergrößerter Gitterstab von der Seite und von vorne; 1000x.
- Fig. 8 Ophiopluteus von hinten; Teilvergrößerung; 300x.
- Fig. 9 zeigt einen Ophiopluteus mit nur kurzen Querstäben; 200x.
- Fig. 10 Ophiopluteus mit langen Querstäben; 200x.
- Fig. 11-12: Ophiopluteus mit vorderem Lateralstab (einmal verzweigt und einmal unverzweigt); 200x.

TAFEL 3

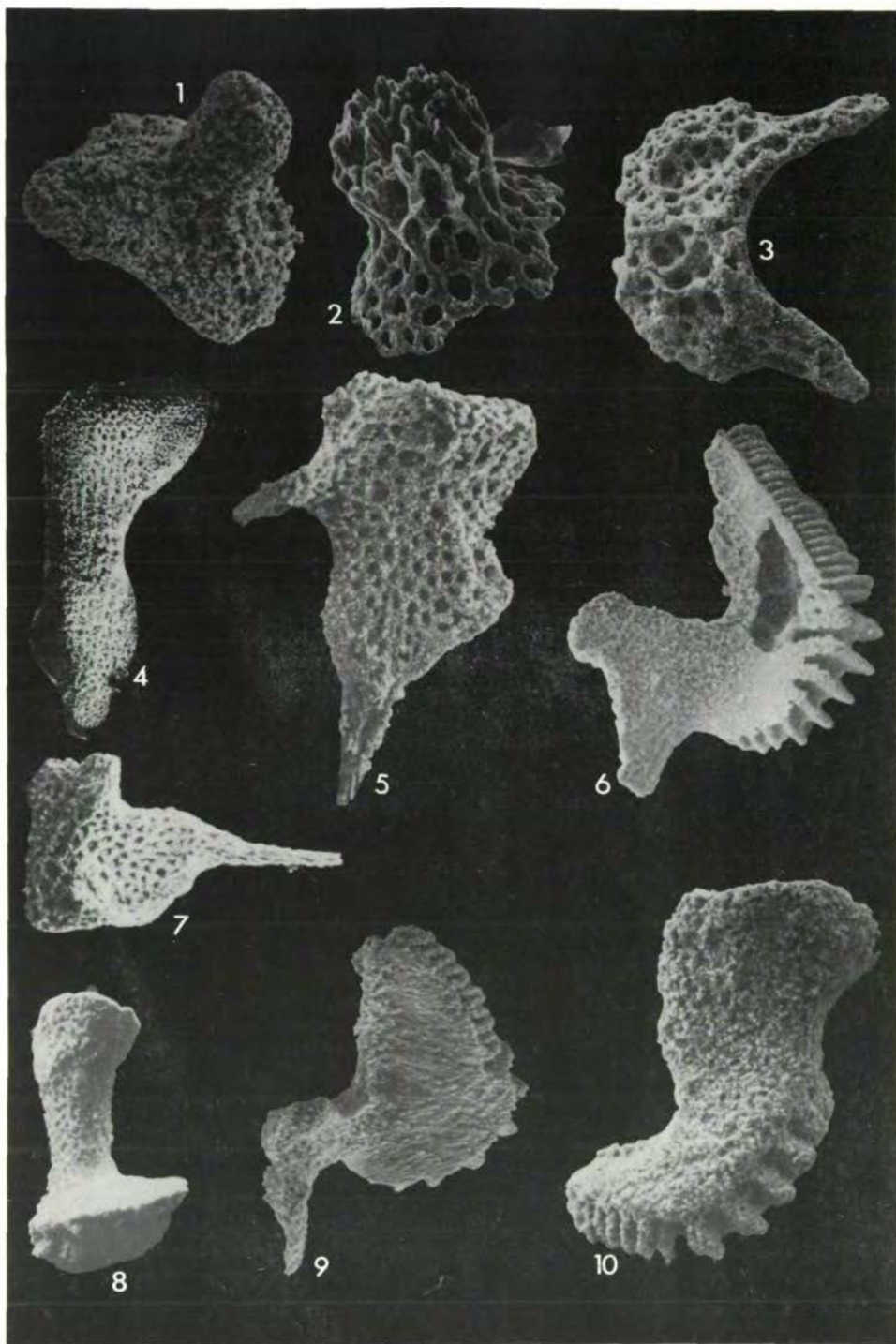
Echiniden

- Fig. 1 Saugscheibe eines rezenten Seeigels, noch in der Haut-einkleidung; darunter ist ein Teil der muskulösen Hautausstülpung zu erkennen. Deutlich sind die fünf Erhebungen in der Nähe des Zentrums auf der Saugscheibe zu erkennen. Sie deuten die ventralen Erhöhungen der Rosettenplatten an (Ansicht von der Seite); 60x.
- Fig. 2 Saugscheibe eines rezenten Seeigels von oben gesehen; 60x.
- Fig. 3 Von der Haut (Epidermis) befreite Rosettenplatte des unter Fig. 2 genannten Seeigels; 100x.
- Fig. 4-5, 7-11: Diverse Rosettenplatten aus obernorischen Karbonatgesteinen; 150x.
- Fig. 6 Rosettenplatte aus dem Tertiär der Insel Rhodos, Griechenland; 100x.

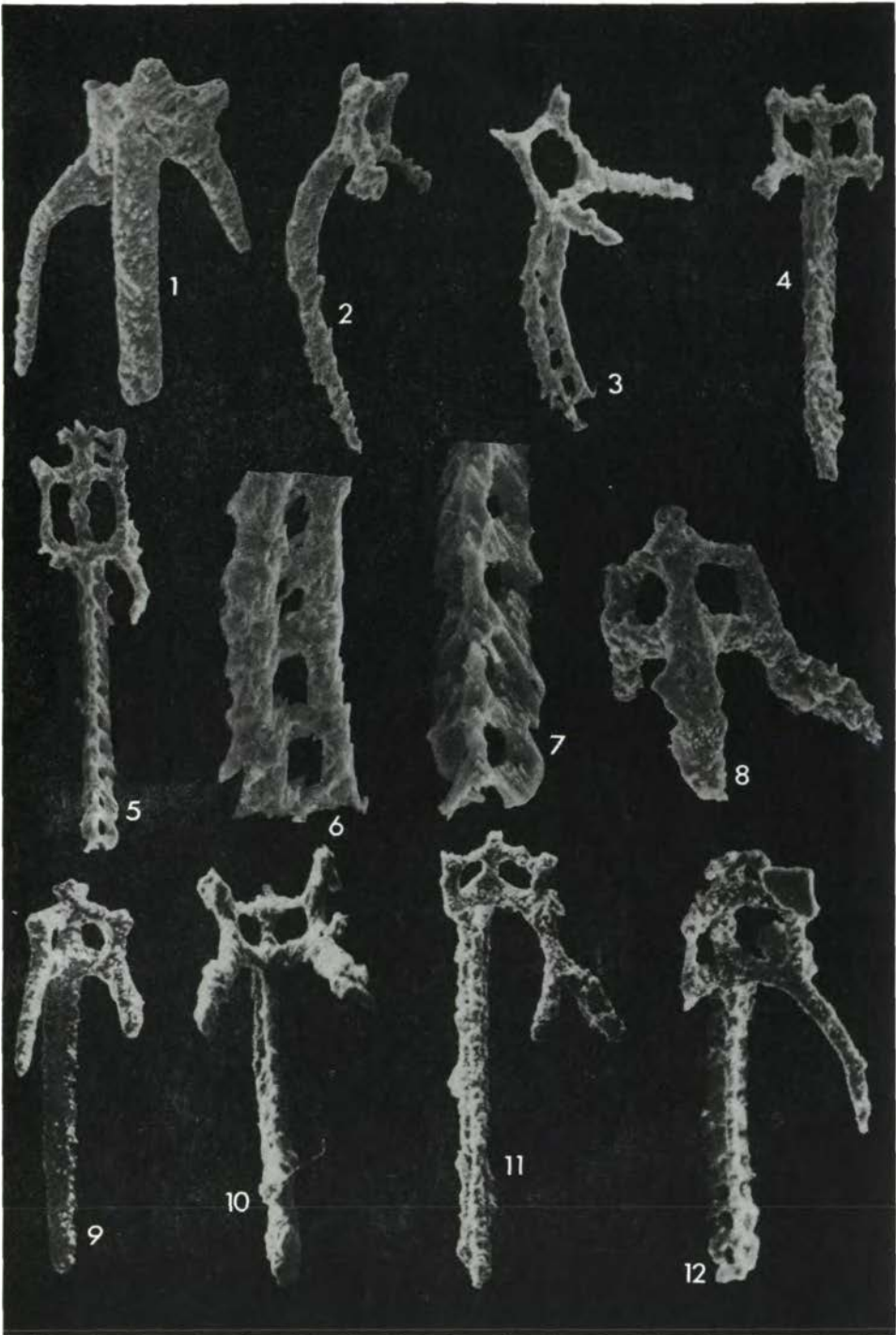
TAFEL 4

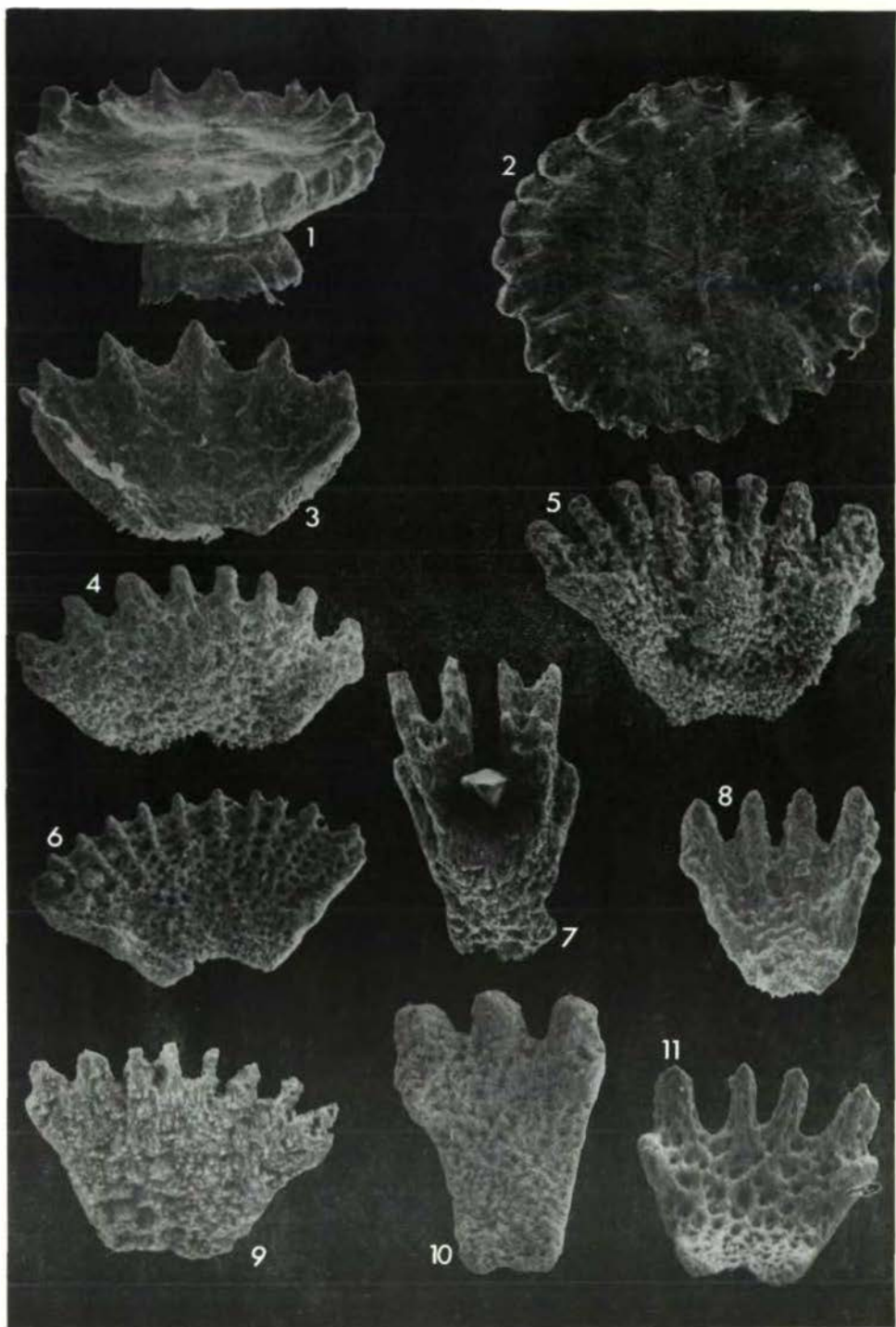
Echiniden

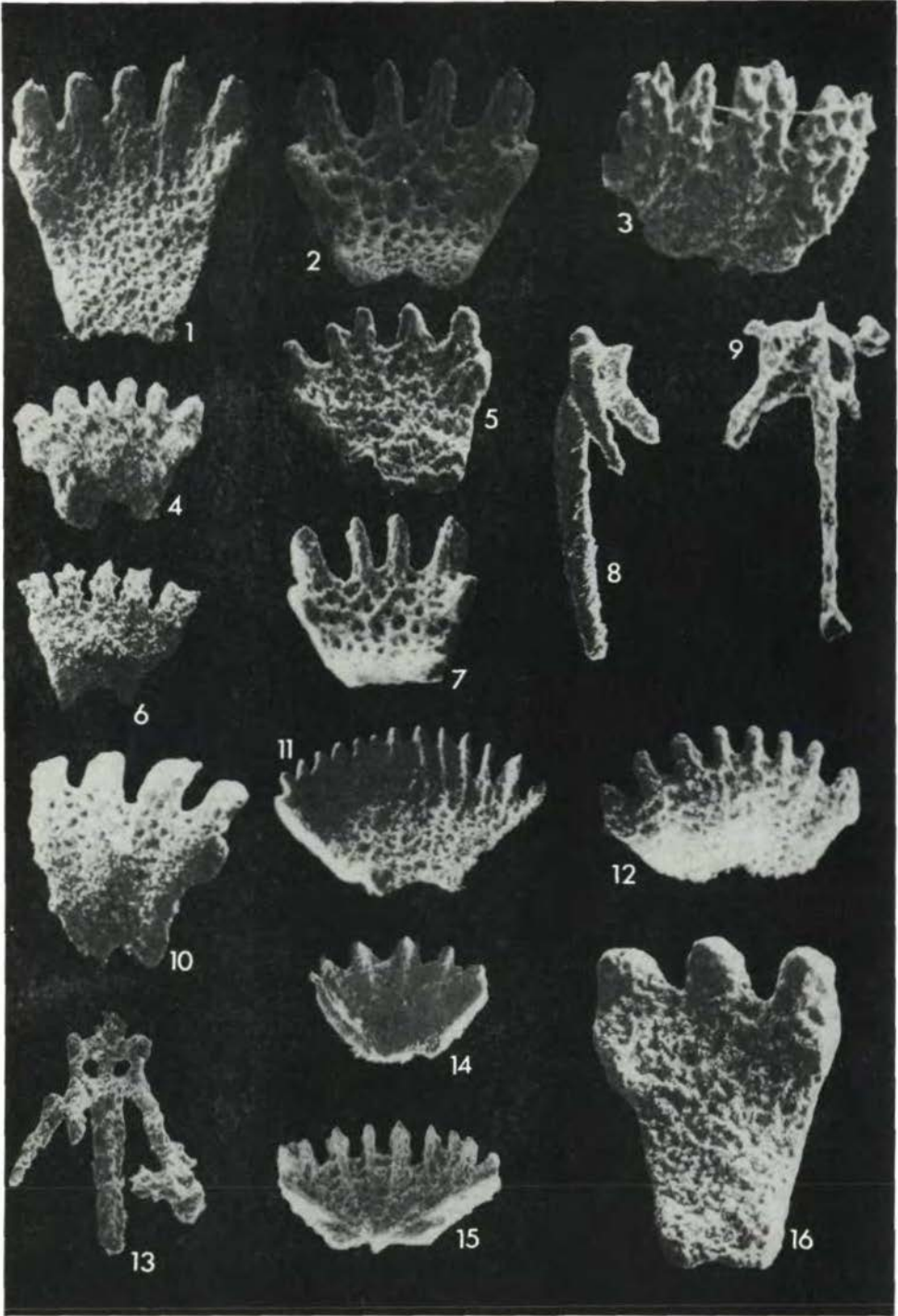
- Fig. 1-7, 10-12 und 16: Rosettenplatten aus der Obertrias (Nor); 1-3: 150x; 4-7: 100x; 10-12: 100x; 16: 200x.
- Fig. 8-9 Ophiopluteus: 150x; Fig. 13: Ophiopluteus: 200 x (alle Exemplare stammen aus der Obertrias).



Tafel II







Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg)

von H. Angerer, J.G. Haditsch, W. Leichtfried und
H. Mostler⁺)

Zusammenfassung

Die Vererzungen im Gebiet des Montafon sind, entgegen bisheriger Meinungen, sowohl genetisch, als auch zeitlich aufgliederbar. Einmal sind es disseminierte Kupfererze, die an Ignimbrite permischen Alters gebunden sind, zum anderen Mal sedimentäre Barytmineralisationen, die in enger Verbindung mit sauren Subvulkanen stehen. Beide Mineralisationen sind intrapermischen Alters. Weiters konnten eine sedimentäre Kupfervererzung skythischen Alters und eine silberhältige Kupferkies-Fahlerz-Gangvererzung jungalpidischen Alters nachgewiesen werden. Von den aufgezählten Vererzungen wurde nur zur Genese der disseminierten Kupfervererzungen Stellung bezogen. Da die Vererzung ausschließlich auf Ignimbrite beschränkt ist, die mit ihnen verbundenen Quarzporphyre jedoch nicht vererzt sind, wurden die Ignimbrite einer speziellen Untersuchung unterzogen. Die in ihrer Mächtigkeit (0,4-20 m) stark schwankenden Ignimbrite treten entweder als dicht erscheinende, einsprenglingsarme Gesteine oder in Form von bunten, kugelig struierten Gesteinen auf. Erstere zeichnen sich durch besonders gut erhaltenes Glasscherbengefüge mit verschiedenem Verschweißungsgrad, letztere durch sphärische Gebilde (Pseudosphärolithe) aus.

Die in den Ignimbriten auftretende Kupfervererzung ist eine disseminierte, wobei festgehalten werden muß, daß dem Begriff Dissemination keine genetische Bedeutung zukommt. Die Erze sitzen entweder in der Zwickelfüllung zwischen den einzelnen

⁺) Anschriften der Verfasser: cand.geol. Hans Angerer, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck; Univ.-Prof. Dr. J.G. Haditsch, Montanuniversität, A-8700 Leoben; cand.geol. Wolfgang Leichtfried, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

Glasscherben, oder aber sie verdrängen diese zum Teil. Die Kupfer-Molybdängehalte entsprechen völlig den Werten, die LOWELL & GUILBERT 1970 für typische porphyrische Kupferlagerstätten angeben. Lagerstätten dieses Typs werden in den letzten Jahren stets in Zusammenhang mit einem Subduktionsvorgang (Inselbogentyp einerseits, Andentyp andererseits) gesehen. Auch auf dieses Problem wird kurz eingegangen.

Anschliffuntersuchungen gekoppelt mit Dünnschliffauswertungen lassen auf folgende Genese der disseminierten Kupfererze aus dem Montafon schließen: Über eine intrapermische, mehrphasige Protoerzbildung (Vergrünung der Pyroklastite und erste Pyritbildung wie darauffolgende Kupfervererzung unter Anhalten der Pyritausscheidung bzw. eine etwas zeitverschobene Bornitbildung etc.) kam es mit deutlich zeitlicher Verschiebung (alpidisch) zu einer starken Kataklyse und Veränderung des Protoerzes in cementativen Kupferglanz, Covellin und Malachit.

Summary

Against previous opinions mineralizations in the Montafon are classifiable genetically as well as temporally. On the one hand there are disseminated copper ores combined with Permian ignimbrites, and on the other hand sedimentary baryte-mineralizations in close connection with acidic volcanos. Proof was furthermore established of skythic sedimentary copper-mineralizations and of young alpidic chalcopyrite-tetraedrit veins. Of all mineralizations named only the genesis of the disseminated copper-mineralizations is being dealt with. As mineralization is exclusively restricted to ignimbrites and the quartz porphyry they are combined with is not mineralized, the ignimbrites were examined very closely. The ignimbrites with their thickness varying strongly (0,4 to 20 m), either appear as close-grained rocks with few phenocrysts or as coloured, globularly structured rocks. The former are characterized by extremely well preserved vitroclastic fabric with varying degrees of welding and the latter by spherical formations (pseudospherolitic crystallization).

The copper-mineralization occurring in the ignimbrites is a disseminated one. In this connection it has to be stated that the term dissemination does not have any genetic significance. The ores are either situated in the interstitial filling in between the vitroclastic parts or they displace them somewhat. The copper-molybdenum contents correspond completely with the values of typical porphyric copper ore deposits given by LOWELL & GUILBERT 1970. During the last few years ore deposits of this kind have always been regarded in connection with subduction (island-arch-type at the one hand, Andes-type at the other). This problem, too, is being dealt with in brief.

Thin section examinations together with polished section analyses suggest the following genesis of the disseminated copper ores in the Montafon: After, in several phases, intrapermian proto-ore had been formed (propylitisation of the pyroclastics, first formation of pyrite and subsequent mineralization of copper while pyrite was still being separated, and the temporally

shifted formation of bornite etc.) with a distinct shifting in time (alpidic) a strong cataclasm occurred and the proto-ore was transformed to cementative chalcocite, covellite and malachite.

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung
 2. Kurzer historischer Überblick
 3. Saure magmatische Gesteine permischen Alters
 - 3.1. Quarzporphyre
 - 3.2. Ignimbrite
 - 3.3. Chemismus der sauren magmatischen Gesteine
 4. Vererzung (an Ignimbrite gebundene disseminierte Kupfererze)
 5. Ablauf und Alter der Vererzung
 6. Zur Genese der sauren Vulkanite und der darin auftretenden disseminierten Kupfererze
- Danksagung
Literatur

1. Einleitung und Problemstellung

Die ersten Spuren einer Bergbautätigkeit auf Kupfer und Silber im Montafon gehen schon auf das 11. Jahrhundert zurück, wie im folgenden Kapitel näher ausgeführt werden soll. Die Kupfervererzung im Montafon gab aber auch schon früh Anlaß für wissenschaftliche Untersuchungen. Trotz der Aktivität um die Erforschung der Lagerstätten dieses Raumes fehlte doch eine echte Darstellung der Beziehungen zwischen den eigentlichen Vererzungen und den geologischen Verhältnissen. Man beschränkte sich auf Feststellungen, daß die Kupfervererzung im Altkristallin, aber auch in paläozoischen Sedimenten und in der basalen Trias auftritt. Diese Art der Feststellung mußte unweigerlich zur Auffassung führen, nachdem auch untertriadische Gesteine von der Vererzung betroffen waren, daß diese auf jeden Fall alpidisch sein müßte. Das Auftreten einer Kupfergangvererzung in der Nähe tektonischer Bahnen hat die vorangegangenen Bearbeiter in der Richtigkeit dieser Auffassung noch bestärkt.

Als die seit 1974 bestehende Arbeitsgruppe, der die oben angeführten Autoren angehören, den Montafoner Raum im Maßstab 1:10 000 aufzunehmen begann, galt das alpidische Alter für die Kupfervererzung als gesichert. Im Zuge der Geländearbeiten konnte bald festgestellt werden, daß die bisher überlieferte Auffassung einer unitaristischen Vererzung nicht aufrecht zu erhalten war, sondern daß bei der Lagerstättenbildung verschiedene Prozesse wirksam waren, die auch zeitlich voneinander getrennt abliefen.

In Vorbereitung stehenden Arbeiten vorgreifend, sollen hier die einzelnen Erzmineralisationen kurz festgehalten werden.

- 1) Disseminierte Kupfererze, an Quarzporphyre permischen Alters gebunden (intrapermische Vererzung).
- 2) Sedimentäre Barytmineralisation in sandigen Tonschiefern mit syngenetischer Karbonatfällung, die in engem Konnex zu den obengenannten Quarzporphyren steht (intrapermische Vererzung).
- 3) Sedimentäre Kupfervererzung in Sandsteinen triadischen Alters (intraskythische Vererzung).
- 4) Silberhaltige Kupferkies-Fahlerz-Gangvererzung an Bewegungsbahnen gebunden, die eine junge Schuppentektonik verursachen (jungalpidische Vererzung).

In dieser Studie wird nur auf die disseminierte Kupfervererzung eingegangen. Obwohl die Spuren dieser Vererzung auch schon früh erkannt bzw. öfters von kartierenden Geologen (A.R. SCHMIDT 1879, O. AMPFERER 1934) erwähnt wurden (die starke Malachitführung ist nicht zu übersehen), hat man hiebei immer wieder ohne nähere Angaben von Gründen, und weil man die Natur des Erzträgers nicht erkannte, diese mit der Gangvererzung in Verbindung gebracht und sie damit zu den alpidischen Lagerstätten gezählt. Möglicherweise hat auch das Auftreten der Vererzung in unmittelbarer Nähe zu den Raibler Gipsen, also eine mehr oder minder tektonische Begrenzung, diese Art der Zuordnung noch bekräftigt. Man hat es allerdings nicht der Mühe wert gefunden, das Erscheinungsbild der Vererzung einer näheren Betrachtung zu unterziehen, sonst hätte man zumindest feststellen müssen, daß

jede Spur einer Gangart fehlt und dieses wiederum hätte den Anstoß zu weiteren Überlegungen geben müssen.

Ziel dieser Arbeit war es, die ausschließlich an permische Quarzporphyre gebundene Vererzung zunächst in ihrer räumlichen Verbreitung zu erfassen bzw. die an der Lagerstättenentwicklung beteiligten Erze bis ins Detail zu untersuchen, um eine einigermaßen gesicherte genetische Deutung geben zu können. Ebenso war es ein Anliegen der Autoren, die im Westabschnitt der Ostalpen auftretenden permischen Quarzporphyre einer genauen petrographischen Analyse zu unterziehen.

2. Kurzer historischer Überblick

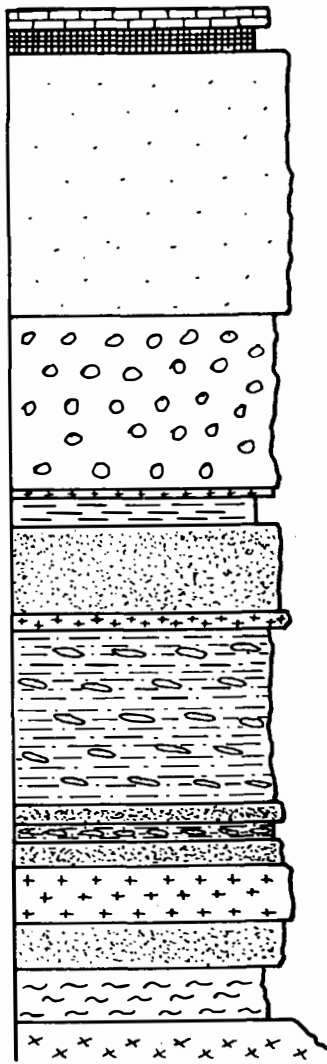
Eine ausführliche Beschreibung der Geschichte des Montafoner und umliegenden Bergbaues wird in einer anderen Arbeit erscheinen (H. ANGERER, J.G. HADITSCH & H. MOSTLER 1976). Hier sei deshalb die örtliche Bergbaugeschichte nur kurz gestreift.

Der Bergbau Vorarlbergs zählt zu den ältesten schriftlich belegten im Gebiet der Ostalpen. Die ältesten Urkunden über ihn sind die St. Gallener aus den Jahren 814 und 820 und das rhätische Reichsurbar von 842.

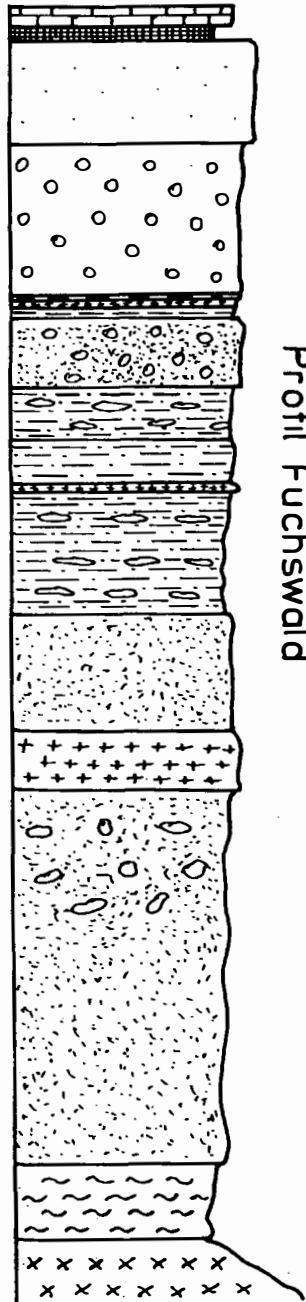
Im 11. und 12. Jh. wurde das obere Illtal, wohl durch Bergleute, besiedelt. Der Name "Montafon" tauchte zum ersten Mal in einem Schriftstück vom 13.10.1319 auf, in dem von einer "Silbergrube oder einem Berg, genannt Montafune" ("argentifodina seu mons dictus Montafune") die Rede ist. Auch dieser Name hat einen engen Bezug zum Bergbau. Aus dem Rhätoromanischen ableitbar, bedeutet er entweder "Hinterberg" (munt = Berg, davon = hinten), das heißt die letzte (und nicht zu steile) Erhebung hinter der letzten Siedlung, der letzten Grube, oder "durchlöcherter Berg", "Grubenberg" (munt tovun⁺).

In einer weiteren Urkunde (vom 31.5.1355) werden Knappen ("Silber") erwähnt.

⁺) "Montafon" ist erst etwa seit dem 17. Jahrhundert der geographische Begriff, den wir heute gebrauchen. Dazu St. MÜLLER (1925: 38): "... der Name wanderte ...mit dem Bergbau. Letzterer begann in Dalaas, setzte sich von hier aus einerseits gegen den Arlberg fort, andererseits wanderte er über den Kristberg nach Silbertal und Bartholomäberg bis ins Rellstal. Während aber der Klostertaler Zweig bald verdorrte (vielleicht im Schwabenkriege 1499), blühte der andere noch über hundert Jahre; auch an anderen Orten des oberen Illtales entstanden neue Bergbaue und so schränkte sich der Name bald auf diese ein. Auch die allmählich dichter werdende Besiedlung wirkte in dem Sinne der fortschreitenden Präzisierung allgemeiner Ortsbezeichnungen."



Profil Rellstal



Profil Fuchswald

Legende:

- | | |
|---------------------|---|
| Muschelkalk | Tonschiefer od. Sandsteine mit Karbonatkonkretion |
| Rauhwacke | Sandsteine mit Breccien |
| Quarzit | Tonschiefer |
| Konglomerat | Quarzporphyr |
| Tonschiefer | Sandstein |
| Quarzporphyr | Oberkarbon |
| Sandstein | Kristallin |
| sandige Tonschiefer | |

Abb. 2

Nach einer Blüte im 15. Jh. und in der ersten Hälfte des 16. Jh. kam es zu einem Niedergang und, wohl auch durch den Dreißigjährigen Krieg bedingt, zu einem vorläufigen Ende der Bergbautätigkeit. Zwar kam es um 1730 zu einem Wiederaufleben des Grubenbetriebes auf dem Bartholomäberg, doch war dieses, wie auch das in unserem Jahrhundert, nur von sehr kurzer Dauer.

Die in dieser Arbeit behandelten Vererzungen scheinen bis heute nahezu völlig unbekannt geblieben zu sein. Lediglich eine kleine Halde vor einem unansehnlichen, alten und verwachsenen Schurf im nördlichen Gehänge des Rellstales (im sogenannten Marktobel) zeugt von einer früheren Suchttätigkeit und nur zwei Bemerkungen A.R.SCHMIDTs (1879: 350) und O. AMPFERERS (1934: 15, Fig. 1) deuten auf Kupfererzspuren auf der "Alpe Villefau" und im "Marktobel" hin. Alle anderen über das Rellstal und seine Vererzungen gemachten Äußerungen (St. MÜLLER 1925: 38; J. MÜLLER 1929: 44, 1930: 1; O. AMPFERER 1932: 41; O. REITHOFER 1939: 66; O.M. FRIEDRICH 1953: 392) beziehen sich offensichtlich nur auf die Vererzungen südlich des Rellsbaches. Auch die Karte von W. HEISSELR. OBERHAUSER-O. REITHOFER-O. SCHMIDEGG (1965) belegt nur die gerade erwähnten Gangvererzungen.

3. Saure magmatische Gesteine permischen Alters

Im Zuge der geologischen Detailaufnahmen des Montafons konnte festgehalten werden, daß die bisher nur an wenigen Punkten bekanntgewordenen Quarzporphyre (O. REITHOFER, K. MIGNON), die bis vor kurzer Zeit durchwegs als Quarzporphyrgänge aufgefaßt wurden (von H. MOSTLER 1972 als solche widerlegt) eine wesentlich stärkere Verbreitung haben. Wenn wir von den wenigen Gängen bzw. subvulkanischen Bildungen absehen, sind es, wie Abb. 1 (siehe Beilage) zeigt, drei Quarzporphyrlagen, die sich zum Teil als Ergüsse, zum Teil als Ignimbrite bzw. Schweißtuffe zu erkennen gaben. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt zwischen 0,4 und 20 m; vorwegnehmend sei hier schon gesagt, daß nur die Ignimbrite vererzt sind. Der Nachweis von Ignimbriten ist ein weiterer Beleg dafür, daß die von O. REITHOFER als Ganggesteine angesprochenen Quarzporphyre nicht zu Recht bestehen. Die tatsächlich angetroffenen Quarzporphyrgänge dagegen wurden von O. REITHOFER weder in den Aufnahmeberichten erwähnt, noch in der Karte des Rhätikons ausgeschieden.

Das Alter der Quarzporphyre, deren lithostratigraphische Position aus Abb. 2 und 3 hervorgeht, läßt sich zwar nicht exakt erfassen, wenngleich ihr intrapermisches Alter außer Zweifel steht. Das durch Pflanzenfunde gesicherte Oberkarbon im Liegenden und die in das Skyth eingestuftten Quarzite im Hangenden untermauern diese Auffassung. Die von H. MOSTLER 1972 versuchte lithostratigraphische Korrelation läßt es uns möglich erscheinen, die Quarzporphyre einer Auswirkung der saalischen Phase zuzuschreiben und damit als dem Rotliegenden zugehörig zu betrachten.

3.1. Quarzporphyre

3.1.1. Megaskopische Beschreibung

Die Quarzporphyre erweisen sich im Gelände als kompetente Schichten und als Härtlinge und können selbst bei starker Vegetations-

bedeckung im Gelände meist als morphologisch hervortretende Rücken verfolgt werden. Lokal, wie z.B. im Profil zum Freschlaukopf (Abb. 3) ist eine absätzigige Quarzporphyrlage zwischen der unteren und der (mittleren) Ignimbritlage entwickelt. Hier sei gleichzeitig vermerkt, daß im Bereich westlich des Rellshüsli (Abb. 1) die Schichtfolgen invers liegen. Bei dem dem Rodund-Ausgleichsbecken nächstgelegenen Quarzporphyr (Abb. 1) handelt es sich um einen Gang.

Untere Quarzporphyrlage

Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 5 und 20 m. Im unteren Rellstal (Golmerbachmündung) wird sie von der Rellstalstörung abgeschnitten. Die maximale Mächtigkeit erreicht sie im Fuchswald und nimmt dann weiter nach E hin ab (siehe Abb. 1).

Zum Großteil ist der Quarzporphyr grün gefärbt, lediglich oberhalb der Einmündung des Glomerbaches in den Rellsbach zeigt er sehr häufig einen Farbumschlag von grün auf rot und umgekehrt, wobei bei den rotgefärbten Quarzporphyren die chloritisierten Bereiche in der Grundmasse immer als bis mehrere mm breite dunkle Fetzen hervorstechen. Die Feldspäte erreichen als größte Einsprenglinge maximal 2 mm Länge und sind meist leicht gelblich gefärbt, während die Quarze im frischen Bruch in dunklerer Farbe glasig glänzend erscheinen.

Die Verwitterung verleiht dem Gestein oft eine leicht gelblich-braune Färbung, die sich mit dereigentlichen grünen oder roten Gesteinsfarbe fleckenhaft vermischt. Sehr viele mm-dünne Quarz- oder Karbonatadern durchziehen das Gestein.

Mittlerer Quarzporphyr

Seine Mächtigkeit schwankt im W zwischen 2 und 12 m (im Profil des Verspeller, Abb. 3, erreicht sie ausnahmsweise 15-20 m), nimmt im mittleren Rellstal 5 m ab, geht im Fuchswald und am Bartholomäberg auf 2 m zurück und keilt schließlich im E aus. Er erweist sich im mittleren Rellstal im frischen Bruch als sehr massig, einsprenglingsfrei und von weißlichgrauer Farbe, während die Verwitterungsfarbe gelblich bis dunkelbraunrot ist. Auffallend ist hier die Kupferkiesführung, etwas weiter östlich sind es (kurz bevor er von der Rellstalstraße passiert wird) noch Spuren von Malachit⁺), während von hier ab weiter gegen E hin keine Vererzung mehr beobachtet werden konnte. Der Quarzporphyr verfärbt sich nun (grüne bis grau-grüne Färbung) und zeigt Einsprenglinge bis maximal 1 mm Größe, wobei die Feldspäte wiederum weiß bis gelblich sind und die Quarze glasig erscheinen. Gelegentlich ist der Porphyr auch dunkelgrün gefleckt; die Grünfärbung wird durch Chlorit verursacht. Die Verwitterungsfarbe ist hier gelblichgrün bis bräunlich. Im frischen Bruch zeigt der (subvulkanische) Quarzporphyr des Verspeller eine braunrote Farbe und ist durch Kupferglanz schwarz gefleckt.

⁺) Es handelt sich hier um Ignimbrite, die aus der Quarzporphyrlage hervorgehen.

Oberer Quarzporphyr

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0,4 m im W und 2 m im Pfaffentobel im E. Es konnten an einzelnen Aufschlüssen vier verschiedene Lagen festgestellt werden, die aber intern ungeschichtet sind. Im W ist er sehr feinkörnig, aber noch als Tuff erkennbar, während er weiter nach E zu dichter wird, hier aber, schon makroskopisch feststellbar, bis zu cm-große Fremdgesteinseinschlüsse zeigt. Die Farbe variiert zwischen graugrün und graurot. Die Verwitterungsfarbe ist gelblichgrün bis gelblichrot mit kleinen grünen Flecken, wobei die herauswitternden Feldspäte gelblich bis rötlich hervorstechen.

Quarzporphyrgang

Diese Porphyrtart unterscheidet sich schon makroskopisch sehr deutlich von den anderen. Im frischen Bruch zeigt das Ganggestein dunkelgraurote bis schon fast violette Färbung. Die Verwitterungsfarbe ist ebenfalls graurot. Die Einsprenglinge sind sehr zahlreich und werden bis 5 mm groß. Die Feldspäte zeigen graugelbe bis überwiegend helle rötliche Färbung, während die Quarze milchigweiß bis glasig aussehen. Zahlreiche kleine, mit Quarz verheilte Fiederrisse durchziehen das Gestein.

3.1.2. Mineralbestand

Als Hauptmineral der Porphyre erweist sich der Quarz. Er tritt sowohl als primär magmatische Ausscheidung, als auch als sekundäre Bildung in verschiedenen Typen auf.

Quarz

Einsprenglingsquarze zeigen eine stark variable Kornform von schön ausgebildeten Dihexaedern bis zu langgestreckten Splittern. Häufig können auch kataklastisch zertrümmerte Quarzeinsprenglinge beobachtet werden, die mit Pflasterquarz wieder zu einem großen Aggregat zusammengefügt sind oder durch die Grundmasse auseinandergedrängt wurden. Kennzeichnend für diese Einsprenglingsquarze ist die primär-magmatische Korrosion, die sich in der Abrundung von Kristallecken und -kanten, wie auch in Form von Korrosionsbuchten und -schläuchen, die mit Grundmasse gefüllt sind, zeigt.

Die Grundmasse bildet oft einen schmalen Hellglimmer-, Quarz- oder Karbonatsaum um die Einsprenglinge. Die Spaltrisse wurden in den Einsprenglingen entweder mit Mosaikquarz oder Karbonat verheilt.

Die Auslöschung der Quarze ist zum Großteil undulös, allerdings mit verschiedener Intensität, wobei langgestreckte Splitter sowie kataklastisch zerschlagene Einsprenglinge die stärkste Undulosität aufweisen- Lediglich solche mit Dihexaeder- oder einer annähernd gleichen Form erweisen sich als nicht undulös oder schwach undulös.

Verdrängungen von Quarzeinsprenglingen durch Karbonat konnten sehr vereinzelt beobachtet werden.

Die Quarze sind zwar öfters leicht pigmentiert, erweisen sich aber in Bezug auf Einschlüsse äußerst arm. Es handelt sich dabei

um Apatitnadelchen, kleinste Opazitkörnchen und vereinzelt Zirkon und Biotit.

Grundmassequarz

Es handelt sich dabei um eine postmagmatische Umwandlung aus vulkanischem Glas. In mikrokristallinen Bereichen zeigt er enge Verwachsung mit kleinen Hellglimmern und Feldspäten. In stark verkieselten Zonen verdrängt er die anderen Gemengteile und bildet lappige, etwas verzahnte Granoblasten, die in einem späteren Stadium zu kleinen Feldern von Mosaikquarzen zusammentreten können.

Chalzedon

Wurde äußerst selten als Kavernen- und Spaltenfüllung beobachtet und konnte aufgrund der optischen Orientierung als Chalzedon im engeren Sinne bestimmt werden. Zusammen mit Pflasterquarzen als Rißfüllung ist der die jüngste SiO_2 -Bildung in den Porphyren.

Feldspäte

Alkalifeldspateinsprenglinge sind stets häufiger als solche von Plagioklasen. Die Alkalifeldspäte werden an den Kornrändern immer stärker korrodiert als die Plagioklase. Korrosionsbuchten und -schäuche kann man an beiden Feldspäten beobachten. Umsetzungserscheinungen, die in ihrer Intensität sehr unterschiedlich sein können, sind in allen Proben feststellbar. Die Plagioklase erweisen sich hierbei immer beständiger als die Alkalifeldspäte. Die Umwandlungen gehen entweder vom Kornrand oder von Spaltrissen aus und können so weit führen, daß lediglich nur noch aufgrund der Kornform auf einen vorbestandenen Alkalifeldspat geschlossen werden kann. Es liegen also zuletzt Pseudomorphosen von Hydroglimmer (selten) oder Karbonat (bis zu 3,4% des Gesamtbestandes des Porphyrs) nach Feldspäten vor. Die Umwandlungsprodukte sind Hellglimmer, Quarz, Chlorit und etwas Calcit. Dolomitideoblasten treten bei besonders starker Karbonatisierung auf.

Häufig läßt sich auch eine Perthitisierung der Alkalifeldspäte beobachten, die im Ganggestein am ausgeprägtesten ist. Es handelt sich um Flecken- bis Aderperthite, die bis zur Ausbildung von Schachbrettalbiten führen. Daß diese Perthite schon reine Albite sind und sich im Chemismus von Plagioklas (Albit) praktisch nicht unterscheiden, ergab sich aus einigen Elektronenstrahlmikroanalysen (siehe Tab. 1).

Ganz allgemein erfolgt eine Albitisierung der Kalifeldspäte nach E. TRÖGER (1967) durch Austausch von K-Ionen durch Na-Ionen unter wesentlicher Belassung der Orientierung des ursprünglich während des Sanidinstadiums gebildeten AlSi_3O_8 -Gerüstes. In den vorliegenden Fällen ist die Kalium-Komponente schon zur Gänze ausgetauscht, denn in der Analyse entpuppten sich die im Habitus als Kalifeldspäte ansprechbaren Minerale als reine Albite. Auch die Plagioklase stellten sich immer als reine Albite mit einem An-Gehalt von 0-Prozent heraus, was schon auf primär ziemlich saure Plagioklase (Albite bis Oligoklase) rückschließen läßt (siehe Tab. 2).

An Einschlüssen treten in den Feldspäten vor allem Apatit, etwas Opazit und Zirkon auf. Zweimal konnten auch Einschlüsse von Biotit nachgewiesen werden.

Na	10,1	11,6	10,1	11,7	10,8	11,5
Si	68,8	68,4	67,5	68,6	68,7	68,3
Ca	0,04	0,08	0,02	0,1	0,03	0,04
Mg	0,01	0	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe	0,03	0,05	0,16	0,02	0,06	0,05
Al	20,7	20,4	20,0	20,6	20,2	20,4
Cr	0	0,01	0	0	0	0,01
Mn	0,01	0,01	0	0	0	0,02
K	0,18	0,06	0,59	0,08	0,1	0,03
Ti	0,01	0	0	0	0	0
Total%	99,88	100,61	98,38	100,51	99,9	100,36

Tab. 1: Perthite nach der ESMA

Na	11,8	9,8	11,3	11,5	11,2	11,0	11,8
Si	68,4	68,6	69,0	68,9	68,3	67,7	68,3
Ca	0,02	0,06	0,01	0,04	0,03	0,04	0,02
Mg	0,01	0,02	0	0	0	0,01	0
Fe	0,05	0,03	0,05	0,08	0	0,04	0
Al	19,4	20,2	20,8	20,4	19,8	20,4	19,8
Cr	0,01	0	0	0,01	0,01	0,01	0
Mn	0	0	0	0,01	0,02	0,01	0
K	0,06	0,09	0,05	0,05	0,09	0,04	0,06
Ti	0	0,01	0	0	0	0	0
Total%	99,75	98,81	101,21	100,99	99,45	99,31	99,98

Tab. 2: Plagioklasse nach der ESMA

Biotit

Er macht 0 bis 5% des Gesamtbestandes der Porphyre aus und bildet die erste Generation in der frühmagmatischen Ausscheidungsfolge, da er als Einschluß in Quarz- und Feldspateinsprenglingen vorkommt. Seine Korngestalt ist meist idiomorph und die Kornränder wurden von der Grundmasse stets angelöst. Er ist stark pleochroitisch (hellrotbraun). Zum Rand hin wurde er meist ausgebleicht; gelegentlich entstanden dabei Opazitsäume. Ansätze von Chloritisierung sind stets erkennbar. Die Chloritisierung kann bis zur vollständigen Umwandlung der Biotite geführt haben. Als Zerfallsprodukte wurden außerdem Quarz und örtlich auch Karbonat beobachtet. Der Biotit führt zahlreiche Einschlüsse von Apatit, Titanit, Hämatit, Zirkon und selten Rutil- (Sagenit-) Gitterung.

Na	0,06	0
Si	33,8	30,5
Ca	0,11	0,05
Mg	14,7	13,5
Fe	12,0	17,6
Al	24,0	26,6
Cr	0	0
Mn	0,12	0,07
K	1,66	0,15
Ti	0,84	0,35
Total%	87,29	88,42

Tab. 3: Zwei ESM-Analysen von gut erhaltenen Biotiten des Quarzporphyrganges vom Bartholomäberg (Fuchswald).

Karbonate

Sie treten als Füllung von Rissen, in der Grundmasse eingelagert, als Pseudomorphosen von Feldspat und in mengenmäßig geringen Teilen als Umwandlungsprodukt von Feldspäten und Biotiten auf. Zeigen die Karbonate gegenüber Feldspäten öfters ein poikilitisches Verdrängungsgefüge, so treten sie in der Grundmasse als schön idiomorphe Einzelkristalle diffus, verteilt oder zu großen Aggregaten gehäuft auf. Analysen auf Ca, Mg, Fe und Mn und auflichtmikroskopische Untersuchungen nach Ätzung mit Aluminiumnitratlösung ergaben, daß es sich hierbei meist um Fe-reiche Dolomite und seltener um Calcite handelt.

Die Grundmasse

Die Grundmasse der Quarzporphyre (außer der Ignimbrite) ist stets mikrofelsitisch bis Kryptokristallin ausgebildet. Sie besteht überwiegend aus Quarz-Feldspat-Aggregaten und Flaserzügen von Hellglimmer, die oft ein pseudofluidales Gefüge vortäuschen. Die Grundmasse zeigt manchmal infolge stärkerer Pigmentierung einen bräunlichgrauen Farbton. Karbonatisierte und chloritisierte Bereiche sind häufig zu beobachten. An Akzessorien treten die schon vorher erwähnten auf. Im Quarzporphyrtuff ist die Grundmasse feinkörnig, aus deutlich erkennbaren Mineralkörnern (unterschiedlicher Korngröße) bestehend. Im Quarzporphyrgang ist sie stets von kryptokristalliner Ausbildung.

3.1.2. Gefügetypen

Unterer Quarzporphyr

Es überwiegen hier Gefügetypen mit deutlicher Einregelung der Einsprenglinge, was wahrscheinlich durch die vorherrschenden länglichen Kornformen bedingt ist. Manchmal tritt das porphyrische Gefüge stark in den Hintergrund.

Hellglimmerschlieren sind eine nicht seltene Erscheinung.

Mittlerer Quarzporphyr

Die Gefügetypen hängen hauptsächlich von der Kornform ab: Bei Überwiegen von länglichen, leistenförmigen Einsprenglingen oder Kristallsplittern ist immer eine deutliche Einregelung zu beo-

bachten. Wo hingegen mehr isometrische Kornformen vorherrschen - was beim vorliegenden Material häufig der Fall ist - ist eine Einregelung nur noch andeutungsweise festzustellen. Schlierenbildung kommt nur sehr selten vor. In einer Probe wird ein schon stark verwischtes vitroklastisches Gefüge angedeutet.

Oberer Quarzporphyr bzw. Quarzporphyrtuff

Die zahlreich vorliegenden länglichen Fremdgesteinsfetzen bewirken ein deutliches Parallelgefüge. Durch die starke Entwicklung von Hellglimmerflaseren kommt es örtlich zu einer schlierigen Ausbildung. Der pyroklastische Charakter ist nur noch in einem Fall erkennbar (unverschweißte Scherben mit wirrer Lagerung). Bemerkenswert sind Interngefüge an Ignimbritvorkommen. Die Einsprenglinge sind überwiegend gleichkörnig. Übergänge von Ignimbriten zu Quarzporphyrtuffen wurden bekannt.

Quarzporphyrgang

Die Einsprenglinge sind nur sehr schwach bis andeutungsweise eingeregelt. Lediglich die Glimmerblättchen sind deutlich parallel angeordnet. Eher selten ist eine nicht sehr starke Schlierenbildung zu beobachten. Die Einsprenglinge sind sehr ungleichkörnig und überwiegend isometrisch. Zum Teil liegen leichte Deformationserscheinungen vor (verbogene Glimmerblättchen, protoklastisch beeinflusste Einsprenglinge).

3.1.4. Prinzipielle mineralogische Unterschiede zwischen den einzelnen Quarzporphyren

Unterer Quarzporphyr

Er ist gekennzeichnet durch 50-70% Grundmasse. Die Karbonatisierung erfaßt 2,7 bis 33% des Gesamtgesteinsbestandes. Die Grundmasse weist mikrofelsitisches bis überwiegend kryptokristallines Gefüge auf. Zudem ist sie stets schwach chloritisiert; es ist kein Glasscherbengefüge vorhanden.

4,6-10% der Einsprenglinge sind Quarze, 3,5-17% Alkalifeldspäte und 1-4% Plagioklase (die Zahlen beziehen sich jeweils auf den Gesamtgesteinsbestand). Daraus ergab sich ein zwischen den einzelnen Proben schwankendes Alkalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis von 3-6. Gekennzeichnet ist der Porphyr außerdem durch relative Fremdgesteinsarmut (0-0,9%).

Mittlerer Quarzporphyr

Im W handelt es sich dabei um einen Ignimbrit, der nach E in einen Lagerporphyr übergeht. Im W zeigt die Grundmasse eutaxitisches und teilweise sphärolitisches Gefüge, während sie nach E hin mikrofelsitisch bis kryptokristallin ausgebildet ist. Im W schwankt der Grundmasseanteil zwischen 67 und 88% und ist relativ wenig karbonatisiert (2-15% des Gesamtbestandes).

Aus dem hohen Grundmasseanteil ergibt sich ein niedriger Einsprenglingsgehalt, wobei die Quarze zwischen 1,5-5%, Alkalifeldspäte zwischen 2,7 und 11% und die Plagioklase zwischen 1,3 und 3,6% ausmachen. Das für jede Probe berechnete Alkalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis ergab 1,4-2,8. Bemerkenswert ist für diesen Porphyr das Fehlen von Fremdgesteinen.



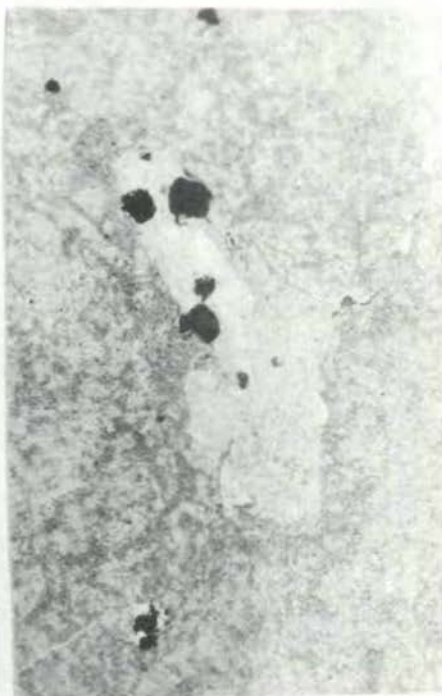
1



2



3



4

Fototafel 1: Abb. 1-4)

Fototafel 1: Abb. 1-4

Abb. 1: Inmitten leicht verschweißter Glasfragmente befindet sich ein leicht serizitisierte Orthoklaseinsprengling. Die Scherben sind entlang ihrer Oberflächen miteinander verschweißt, jedweder Porenraum ist eliminiert worden. Sie sind deutlichst parallel gelagert und zu längeren Strähnen ausgezogen, sodaß ein Fluidalgefüge vorgetäuscht wird. Die Scherben schmiegen sich an die Kanten und um die Ecken des Einsprenglings herum und bilden ein eutaxitisches Gefüge.

Abb. 2: Zeigt Dünnschliffaufnahme am Quarzporphyrgang am Bartholomäberg. Quarz-, Alkalifeldspat- und Plagioklaseinsprenglinge in mikro- bis kryptokristalliner Grundmasse, die äußerst stark pigmentiert ist und dieselben bei + Nic. dunkel erscheinen läßt. Die Feldspäte zeigen Korrosionsbuchten und randliche Auflösungserscheinungen. Die Alkalifeldspäte sind deutlich perthitisiert.

Abb. 3: Zwei stärker serizitisierte Orthoklaseinsprenglinge in einer kryptokristallinen Grundmasse. Es sind deutlich Korrosionsbuchten zu erkennen.

Abb. 4: Orthoklaseinsprengling in einer dicht verschweißten, nahezu homogenen Grundmasse. Die Scherben sind nur noch selten und dann undeutlich als solche zu erkennen. Der Orthoklaseinsprengling ist größtenteils mit einem lichtbraunen bis rosa Hydroglimmeraggregat erfüllt, welches wiederum von größeren Pyritkörnern verdrängt wird. Links unten befindet sich ein Quarzgranulat mit Pyritkörnern.

Fototafel 2: Abb. 1-6

Abb. 1: Schwach verschweißter Ignimbrit: In einer glasigen Matrix (Glasstaub) befinden sich wirr gelagerte Scherben, die kaum deformiert sind und nur an ihren Berührungspunkten aneinander haften. Das Gestein ist reichlich von größeren und kleineren Pyritkörnchen durchsetzt.

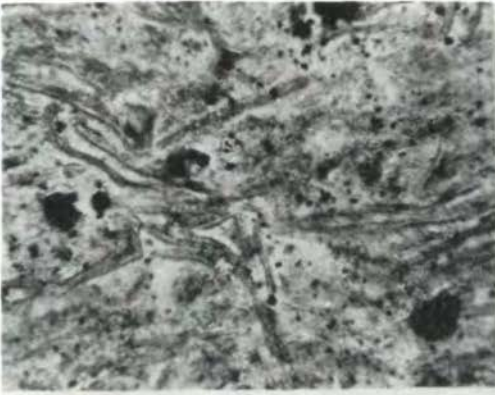
Abb. 2: Ein schwach verschweißter Ignimbrit: Die Scherben heben sich nicht sehr deutlich von der glasigen Matrix ab, trotzdem ist deren ursprüngliche Form noch erkennbar. Bemerkenswert ist ein halbkreisförmiges, undeformiertes Glasfragment in der linken Bildhälfte, welches ein Bruchstück eines Bläschens darstellt.

Abb. 3: Ein Ignimbrit mit geringem Verschweißungsgrad, der sich aus vorwiegend plättchenförmigen Scherben zusammensetzt, die \pm parallel angeordnet sind. Die Glasfragmente haften nur selten aneinander. In der Bildmitte sind noch zwei Porenräume erkennbar (dunkelgraue Bereiche), die mit einem nicht mehr auflösbaren Aggregat aus Hydroglimmer angefüllt sind.

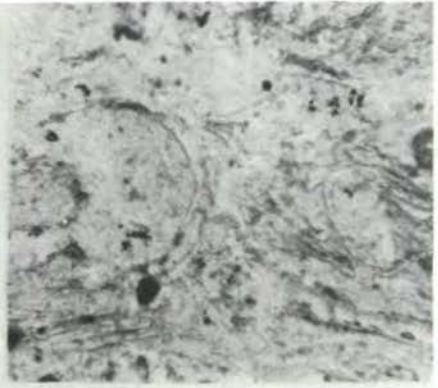
Abb. 4: Ein etwas stärker verschweißter Ignimbrit-Typ, dessen Scherben nur mehr undeutlich zu erkennen sind und teilweise in die glasige Matrix übergehen.

Abb. 5: Vollständig verschweißter Ignimbrit aus einer Zone dichter Verschweißung. Die Scherben sind geplättet und elongiert (lithostatischer Druck). Trotz der starken Kompression sind die ursprünglichen Formen der Scherben teilweise noch erkennbar, wie z.B. bei dem an beiden Enden gegabelten Fragment im linken oberen Bildteil. Auffallend ist die fehlende Durchstäubung und Pigmentierung.

Abb. 6: Ein nur schwach verschweißter Ignimbrit, der überwiegend aus plättchenförmigen, \pm parallel gelagerten Scherben besteht, die nur selten an ihren jeweiligen Berührungspunkten miteinander verschweißt sind. Der Deformationsgrad ist gering, was durch das nur leicht zusammengepreßte Bläschen rechts oben bewiesen wird. Der Dünnschliff ist stark von Pyritkörnchen durchsetzt.



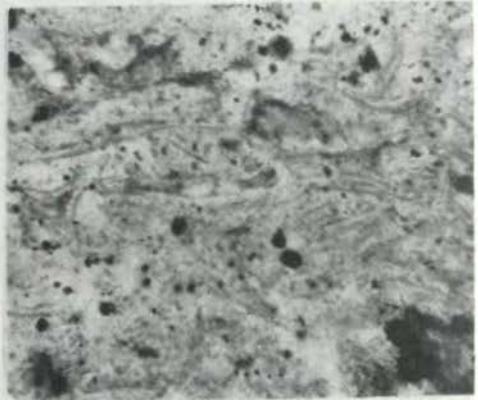
1



2



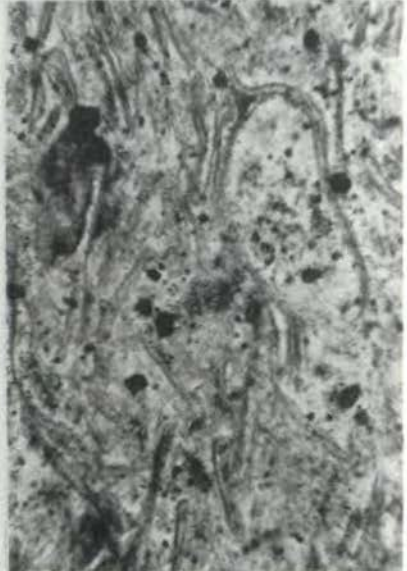
3



4



5



6

Fototafel 2: Abb. 1-6

Oberer Quarzporphyr

Er ist im W als Ignimbrit ausgebildet, geht dann im mittleren Rellstal in einen Kristalltuff und weiter im E, am Bartholomäberg, in einen Lapillituff über. Dies äußert sich natürlich auch im Fremdgesteinsbestand, der in den Proben von 2% im W bis auf 65% im E ansteigt. Die Fremdgesteine können verschiedenster Herkunft sein. Zum Großteil handelt es sich um ältere mitgerissene Ignimbrite, die Glasscherbengefüge und Sphärolitbildung zeigen, und um Tonschieferetzen. Bei den Porphyrkomponenten treten auch solche auf, die zum Großteil aus feinleistigen, sperrig angeordneten Plagioklasen bestehen. Die Plagioklase dieser "Plagioklasite" wurden mit der Mikrosonde analysiert, weil der Verdacht auf basische Vulkanite bestand; sie ergaben reine Albite.

Außerdem konnten noch Kristallinkomponenten und Gneisfragmente festgestellt werden. Die Grundmasse zeigt im W bei den Ignimbriten Glasscherbengefüge, während sie im Tuff im E feinkörnig ausgebildet ist. Außerdem ist sie sehr wenig karbonatisiert (0,1-4% des Gesamtbestandes).

Quarzporphyrgang

Dieser wird durch den hohen Gehalt an intratellurischen Einsprenglingen, die hier bis 5 mm groß werden können, charakterisiert. Daraus ergibt sich eine relative Armüt an kryptokristalliner Grundmasse, die zwischen 48 und 53% des Gesteins ausmacht. Der Einsprenglingsanteil liegt bei 20% Quarz, bei 15-19% Alkalifeldspat und bei 5-11% Plagioklas (jeweils bezogen auf das Gesamtgestein). Das Alkalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis beträgt hier 1,4-4%.

Kennzeichnend für diesen Porphyr ist der relativ hohe Biotitgehalt von 2,2-5%, wie er sonst in keinen, von uns erfaßten Vulkaniten festgestellt werden konnte. Der Karbonatgehalt liegt zwischen 0,3 und 3% und leitet sich fast ausschließlich von den mit Karbonat verheilten Rissen ab.

3.2. Ignimbrite

3.2.1. Megaskopische Beschreibung der Ignimbrite

Südlich der Alpe Lün, im östlichen Bereich der "Lüner Bliesen", befindet sich auf 2060 m SH ein Ignimbritvorkommen, das konkordant roten Tonschiefern zwischengeschaltet ist. Die Ignimbrite bilden dort eine deutliche Gehändestufe und sind etwa 4,5 m mächtig. Sie sind nicht einheitlich ausgebildet, sondern erlauben folgende grobe Untergliederung:

Die hangende Partie ist maximal 1,8 m mächtig. Das Gestein ist dicht, die Anwitterungsfarbe ist grau bis bräunlich (brandenartig), manchmal sind Malachitanflüge zu beobachten. Die frische Bruchfläche hat eine hellgraue Farbe; ab und zu ist fein verteilter Kupferkies zu sehen.

Ohne scharfe Grenze folgt eine maximal 2 m mächtige Partie, die durch sphärische Gebilde charakterisiert ist, welche dem Gestein ein pseudokonglomeratisches Aussehen verleihen. Der Durchmesser

der "Kugeln", die vielfach hohl sind, liegt zwischen 0,5 und 5 cm. Die Größe der "Kugeln" nimmt gegen das Liegende hin etwas zu. Ihr Verband zueinander ist größtenteils locker, sodaß sie sich leicht aus dem Gestein lösen lassen. Die Anwitterungs- und die frische Farbe sind graugrünlich. Malachitanflüge konnten nicht beobachtet werden.

Die liegendste Partie, die aus der vorigen allmählich hervorgeht, ist wieder kompakt ausgebildet und ca. 70 cm mächtig. Anwitterungs- und frische Farbe sind ein helles Graugrün.

Ein anderes Ignimbritvorkommen befindet sich in dem SW-NE-verlaufenden Graben N der Alpe Lün (1660 m SH). Das Gestein bildet zum Graben parallel verlaufende steile Wände oder Rücken. Die frische und auch die Anwitterungsfarbe sind überwiegend grün; seltener ist ein schwach violetter Farbton zu sehen. Auffallend sind hier dunkelgrüne Gesteinspartien, welche reichlich weißliche Kugeln mit Durchmessern bis maximal 2 mm führen, dann aber auch Gesteinspartien mit den oben erwähnten sphärischen Gebilden. Letztere haben Durchmesser von 2-3 cm und sind auf der frischen Bruchfläche blaßviolett gefärbt. Meist sind die "Kugeln" hohl.

Ein weiteres größeres Ignimbritvorkommen ist bei 1740 m SH in einem E-W-verlaufenden Seitengraben des Sacktobels aufgeschlossen. Auch hier ist, wie beim ersten obengenannten Vorkommen, eine Gliederung wahrzunehmen:

- 1) Graugrünliches Gestein mit dichter Grundmasse, in welcher sich bis 2 mm große weißliche Tüpfelchen befinden. Das Gestein zerfällt feinstückig (d.h. in ca. 2 cm große Bröckelchen). Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 1 m.
- 2) Etwa 90 cm mächtige, kompakte Gesteinspartie mit dicht erscheinender Grundmasse ohne sichtbare Einsprenglinge. Frischer Bruch: hellgrau; Anwitterungsfarbe: rostigbraun. Malachitanflüge.
- 3) Ähnlich wie oben, jedoch deutlich Einsprenglinge erkennbar (ca. 1 m mächtig).
- 4) Analoge Ausbildung wie 3), aber stärkere Malachitanflüge und weniger Einsprenglinge (2,5 m mächtig).
- 5) Auffallende Malachitkrusten; im frischen Anbruch fein verteilter Kupferkies sichtbar (50 cm).

3.2.2. Glasscherbentypen und davon abgeleitete Genese der Ignimbrite

Bei den im nachstehenden beschriebenen Vulkaniten aus dem westlichen Teil des Arbeitsgebietes handelt es sich um Ignimbrite (MARSHALL 1935) bzw. Schmelztuffe (WEYL 1954), was insbesondere aus dem Dünnschliffbefund deutlich hervorgeht. Die in der Literatur zur Identifikation eines Ignimbrits immer wieder angegebenen erforderlichen mikroskopischen Charakteristika sind vornehmlich die folgenden: Glasscherben in einer Glasbasis (= Grundmasse); Verschweißung und eine damit einhergehende Deformation der Glasfragmente und Devitrifikationserscheinungen. Die mikroskopischen Merkmale ermöglichen auch gewisse Rückschlüsse auf die Gesteinsgenese (s.u.)

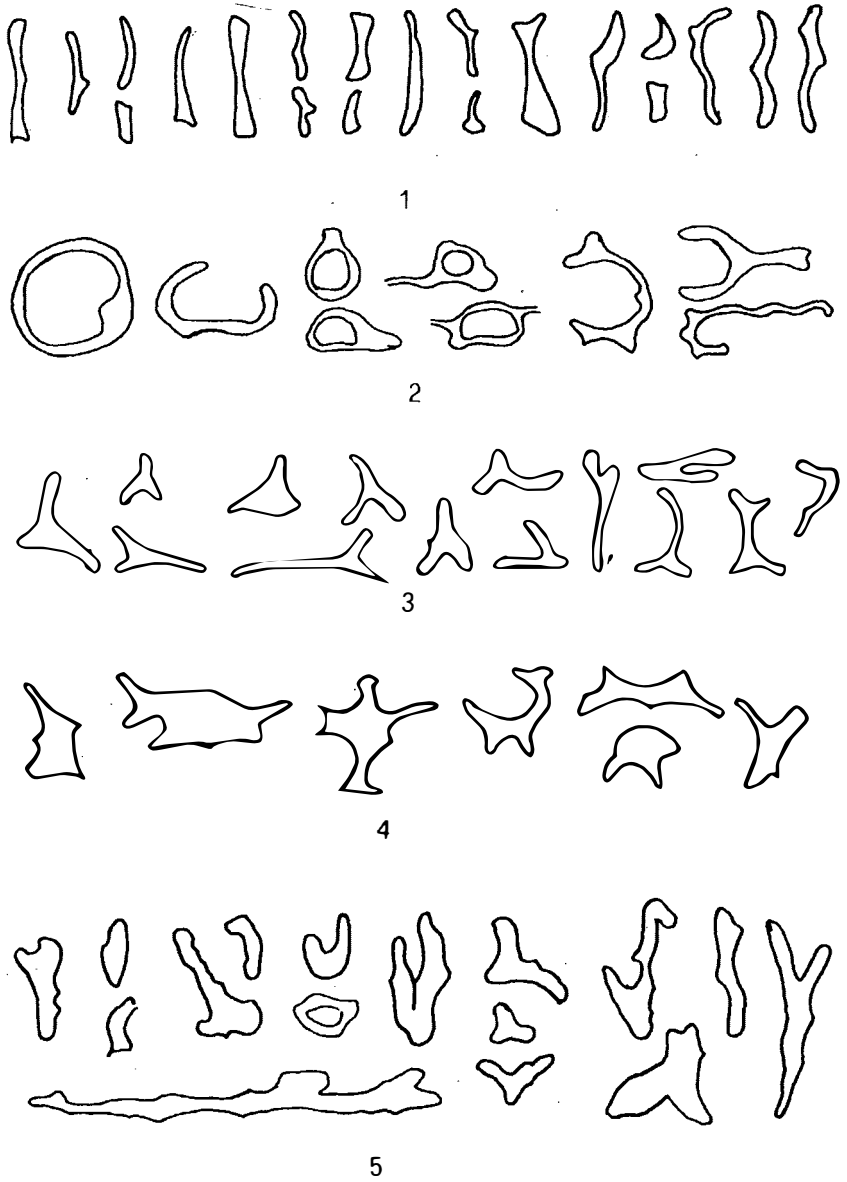


Abb. 4: Diverse Glasscherbentypen der Ignimbrite aus dem Montafon

Die pyroklastische Natur der vorliegenden Vulkanite wird durch das Vorhandensein von Glasscherben nachgewiesen, die sowohl ihre Entstehung, als auch ihre Form der explosiven Disruption eines bläschenreichen Magmas verdanken. Im Gegensatz zu lufttransportiertem Aschenmaterial, das aufgrund einer mehr oder minder gleichen Entstehungsweise auch mehr oder weniger Scherbenformen aufweisen kann, sind die Aschenstrommaterialien insbesondere durch Verschweißung und Entglasung (Devitrifikation) charakterisiert und dann auch durch das Fehlen jeglicher Sortierung, was durch posteruptionelle Prozesse verursacht wird. Die primären ursprünglichen Formen der Glasscherben haben sich am besten in nur schwach verschweißten und deformierten Ignimbritpartien erhalten. Solche Verhältnisse könnten bei einem Teil der Proben aller Ignimbritvorkommen beobachtet werden. Es treten hier etwa die folgenden Scherbentypen auf, die jeweils durch Übergänge miteinander verbunden sein können (Abb. 4): Am häufigsten kommen plättchenartige Formen vor, die entweder gerade oder nur schwach gekrümmt sind und oft an einem Ende etwas breiter sein können, was ihnen dann ein keulenartiges Aussehen verleiht (Abb. 4, Fig. 1). Die größten dieser Scherbentypen dürften etwa die acht- bis zehnfache Länge aufweisen wie die kleinsten. Es überwiegen jedoch die größeren Scherben. Dieser Scherbentyp dürfte durch das Zerspringen von länglichen Bläschen entstanden sein. Dieser Typ wird somit unseres Erachtens durch die "Bruchstücke" von Blasenhäuten charakterisiert. Seltener kommen U-förmige Scherben vor (Abb. 4, Fig. 2).

Sehr verschiedengestaltig können diejenigen Glasfragmente sein, die die Wände zwischen den einzelnen Bläschen gebildet haben oder die Zwickel zwischen den Bläschen füllten. Am typischsten sind hier von konkaven Flächen begrenzte, dreiästige oder dreispitzartige Grundformen, die mannigfaltige Variationen aufweisen können: Die Äste können z.B. verschieden lang sein, verschiedene Winkel zueinander bilden, auch gerade oder mehr oder weniger gekrümmt sein usw. (Abb. 4, Fig. 3). Seltener sind größere, meist längliche und unregelmäßig geformte Glasfetzen (Abb. 4, Fig. 4). Bei diesen dürfte es sich um Bildungen aus ursprünglich gasärmerem Material handeln. Ihre Form ist durch kleinere Gasblasen und größere Zwickelräume zwischen diesen bedingt.

Ein auffälliges Phänomen (s.u.) ist das Vorkommen von einigen wenigen, unzerbrochenen, kreisrunden Bläschen mit sehr verschiedenen großen Durchmessern, die aber auf Schnitteffekte zurückgehen können (Abb. 4, Fig. 2).

Durch Verschweißungsprozesse (s.u.) und besonders auch durch den lithostatischen Druck kommt es nach der Ablagerung bzw. nach dem endgültigen Stillstand des Aschenstromes zur Deformation der Glasfragmente. Alle Veränderungen sind aber den primären Scherbenformen nur aufgeprägt.

Der Grad der Deformation kann bei dem untersuchten Material nun sehr verschieden stark sein: In gewissen Ignimbritpartien wurden die Scherben praktisch nicht deformiert und liegen somit mehr oder weniger in ihrer ursprünglichen zierlichen Gestalt vor (Abb. 5, Fig. 1). Auf den geringen Grad der Deformation weisen

auch die selten noch als Kugeln bewahrten Gasbläschen hin (Abb. 4, Fig. 2, links).

Mit zunehmendem Deformationsgrad werden die Scherben teilweise zu dünnen Strähnen ausgelängt, teilweise liegen aber auch dicke Glasfetzen vor. Häufig sind auch sehr plumpe, etwa dreieckige Formen und vielfach auch stark verdickte U- und Y-förmige Typen zu erkennen (Abb. 4, Fig. 5; Abb. 5, Fig. 3). Ehemals rundliche Bläschen wurden zu linsenförmigen Gebilden zusammengepreßt, die durch sehr dicke Blasenhäute auffallen (Abb. 4, Fig. 5 am rechten Rand).

Bei einem noch höheren Deformationsgrad treten stark ausgezogene, meist gerade oder nur schwach gekrümmte Scherben auf, die sehr verschieden dick sein können (Abb. 5, Fig. 4).

Gemeinsam ist allen eben beschriebenen Scherbentypen, daß ihre ursprünglichen Formen trotz der Deformation deutlich bis (selten) nur andeutungsweise zu erkennen sind, und daß sie durchwegs größer und auch gedrungener sind, als es in den undeformierten bzw. schwach deformierten Ignimbriteinheiten der Fall ist.

Weitere Veränderungen können die Scherben und Scherbengefüge durch Verschweißungsvorgänge erfahren, die - wie schon eingangs erwähnt - zu den charakteristischen Merkmalen der Aschenströme gehören. Die Verschweißungsprozesse, die unmittelbar nach dem Absatz des Aschenstromes beginnen dürften, können als Vorgänge verstanden werden, welche die Vereinigung von noch plastischen Glasfragmenten bewirken und fördern. Der jeweilige Grad der Verschweißung hängt im wesentlichen von der Plastizität der Scherben, vom Belastungsdruck und auch von der Abkühlungs- und Kristallisationsgeschwindigkeit ab. Bei den untersuchten Dünn-schliffen konnten folgende Verschweißungsgrade festgestellt werden: Jedes der drei Ignimbritvorkommen weist Partien auf, die durch eine sehr schwache, sozusagen einleitende Verschweißung gekennzeichnet sind. Die Scherben, die in eine Glasmatrix eingebettet sind, haften oft gar nicht oder lediglich an ihren Kontaktstellen aneinander (geringer "Verwachsungsgrad"). Die Scherben sind unsortiert und hauptsächlich wirr gelagert (Abb. 5, Fig. 1). Nur selten, und wenn die plättchenförmigen Scherben überwiegen, kann eine deutliche "Einregelung" erkannt werden (Abb. 5, Fig. 2)

Porenräume treten anscheinend nur bei den schwach verschweißten Ignimbritpartien des oberen Sacktobels auf.

Eine wesentlich intensivere Verschweißung der Glasfragmente konnte bei mehreren Proben aller drei Ignimbritvorkommen festgestellt werden: Dieser höhere Verschweißungsgrad äußert sich darin, daß die Glasfragmente entlang ihrer Oberfläche ohne jeden Zwischenraum aneinanderhaften. Die Scherben sind immer gut durch die starke Pigmentierung zu erkennen. Das Pigment dürfte von ehemaligen, aber feinst zerriebenen Glasfragmenten ("Staub") herrühren (SMITH 1960, 824)⁺.

In diesen stark verschweißten Bereichen können folgende, durch Übergänge miteinander verbundene vitroklastische Gefüge entwickelt sein, wobei die beobachteten Unterschiede hauptsächlich auf die relativ verschieden hohen Verschweißungs- und Deformationsgrade zurückgehen. Die primäre Form der Scherben spielt hiebei

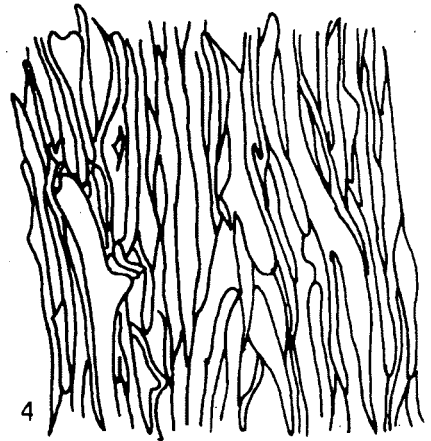
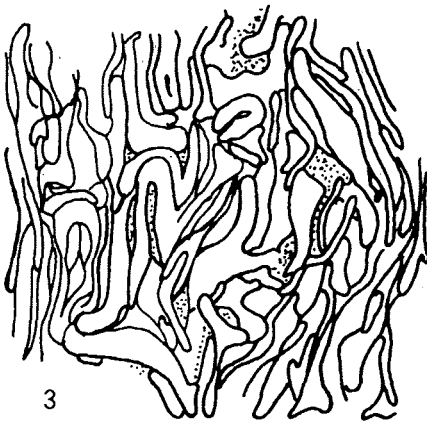
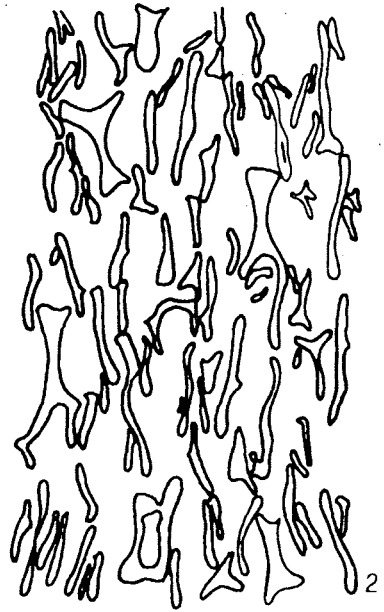
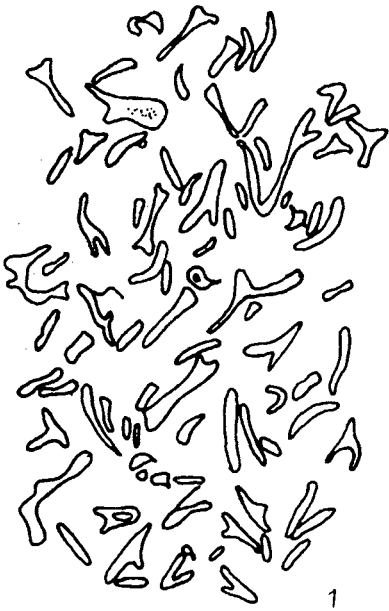


Abb. 5

+))

Alle diese beschriebenen Charakteristika, wie z.B. die verschiedenen Verschweißungsgrade und die verschiedenen Gefügetypen kommen nicht regellos oder zufällig in den jeweiligen Ignimbriteinheiten (Ignimbritdecken) vor, sondern sind (im Sinne von R.L. SMITH, 1960) an ganz bestimmte Zonen gebunden. So lassen sich insbesondere bei den Ignimbritvorkommen N der Alpe Lün und N des Frescalot eine eher geringmächtige liegende und hangende Zone mit nur geringen Verschweißungsgraden und eine sich dazwischen befindliche, relativ mächtige Zone mit dichter Verschweißung und sphärolithischer Kristallisation unterscheiden.

nur eine untergeordnete Rolle. Einmal schmiegen sich die Scherben, deren Form stark variiert, eng und lückenlos aneinander (nur äußerst selten ist zwischen ihnen noch etwas "Staubmatrix" vorhanden; Abb. 5, Fig. 3), sind jedoch noch überwiegend wirr gelagert; das andere Mal sind die miteinander verschweißten, sehr stark elongierten Scherben deutlich parallel angeordnet, wobei nicht selten Fließstrukturen vorgetäuscht werden (pseudofluidales Gefüge) (Abb. 5, Fig. 4). Der pyroklastische Charakter wird jedoch durch die deutliche Begrenzung der Scherben an ihren jeweiligen Enden bzw. durch das Fehlen kontinuierlicher "Fließlinien", wie sie bei echten Effusivgesteinen auftreten, hinlänglich nachgewiesen.

Eutaxitische Gefüge um Einsprenglinge herum sind in diesen dicht verschweißten Ignimbritpartien, wie z.B. auch in den Sphärolithen (Abb. 6, Fig. 2) eine häufige Erscheinung.

Nur selten ist ein noch höherer Verschweißungsgrad feststellbar, der nahe an eine völlige Homogenisierung des Glases heranhöhrt. Ein Scherbengefüge ist in diesen Bereichen höchstens noch andeutungsweise zu erkennen. Es kommen jedoch häufig nadelförmige "Kristallite" vor, die parallel zueinander angeordnet sind und zur Ausbildung eines Pseudofluidalgefüges Anlaß geben.

Die Ignimbrite, welche thermodynamisch instabile Systeme darstellen, werden devitrifiziert, diese Entglasungsprozesse überprägen die durch Verschweißung und Deformation entstandenen Gefügebilder. Die primären Scherbengefüge erfahren mannigfaltige Umbildungen, trotzdem ist die pyroklastische Natur der vorliegenden Vulkanite immer noch mehr oder weniger deutlich erhalten. Die so typische und weit verbreitete Entglasung durch Bildung von Axiolithen (ZIRKEL 1876) konnte bei den hier untersuchten Proben nicht festgestellt werden; dafür treten relativ häufig sehr verschiedene Typen sphärischer Gebilde auf, die im folgenden etwas eingehender beschrieben werden.

3.2.3. Sphärische Gebilde in Ignimbriten

Allen sphärischen Gebilden ist gemein, daß sie nur in dicht verschweißten Ignimbritbereichen vorkommen, die durch eine vollständige Verschweißung der Scherbenoberfläche gekennzeichnet sind. Es lassen sich etwa die folgenden, durch Übergänge miteinander verbundenen, sphärischen Gebilde unterscheiden.

Die wohl auffallendsten sphärischen Gebilde (im folgenden im Sinne von ROSENBUSCH 1908 als "Pseudosphärolithe" bezeichnet), die schon im Handstück als kleine weißliche Kugeln mit Durchmesser bis 3 mm in Erscheinung treten, finden sich in einigen Ignimbritpartien im Graben N der Alpe Lün. Die Form dieser Pseudosphärolithe hängt deutlich von Gestalt und Größe der Kerne ab: Bei einem, in Relation zur Pseudosphärolithgröße, großen Kern spiegelt sich seine Form abgeschwächt in der Gestalt des betreffenden Pseudosphärolithen wider (Abb. 6, Fig. 4). Wenn der Kern dagegen klein ist oder fehlt, haben die Pseudosphärolithe eine mehr oder weniger kugelförmige Gestalt (Abb. 6, Fig. 1). Die Begrenzung der Pseudosphärolithe zur Grundmasse ist sehr scharf. Die Pseudosphärolithe können isoliert in der Grundmasse

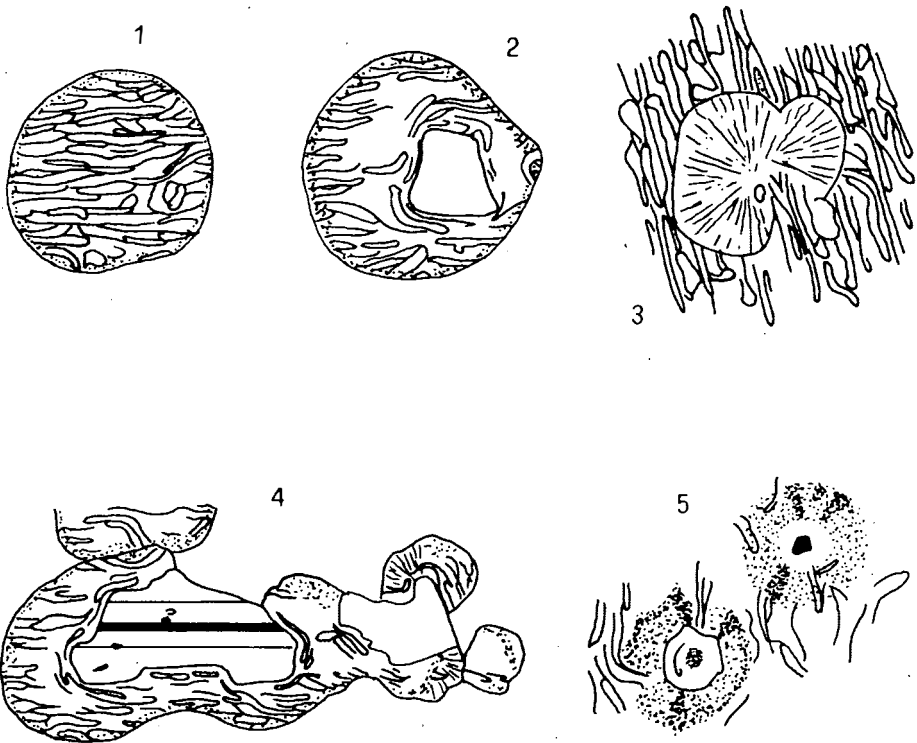


Abb. 6

vorkommen oder auch gruppenweise auftreten, wobei sie sich in diesem Fall in ihrem Wachstum gegenseitig behindern. Die Pseudosphärolithe sind stärker als die Grundmasse mit Pigment durchstäubt, was ihnen eine hellbraune Farbe verleiht. Die Scherbenränder (s.u.) weisen dann noch eine zusätzliche Pigmentierung auf. Die meisten der Pseudosphärolithe haben auch noch eine mehr oder weniger schmale, etwa konzentrisch verlaufende, nicht scharf abgegrenzte randliche Zone, die durch eine besonders starke Pigmentierung gekennzeichnet ist (Abb. 6, Fig. 1,2,4).

Die Pseudosphärolithe sind aus äußerst zarten divergentstrahligen Fasern aufgebaut. In randlichen Bereichen können diese, nur bei stärkster Mikroskopvergrößerung feststellbaren, radialen Strahlen mit dem durch die starke Pigmentierung hervorgerufenen Zonenbau kombiniert sein (Abb. 6, Fig. 1). Das zweifellos bemerkenswerteste Phänomen ist die Konservierung des Scherbengefüges in den Pseudosphärolithen. Bei +Pol. läßt sich folgendes beobachten: Die Pseudosphärolithe bestehen aus einem größeren, heterogenen, innig verwachsenen Kornaggregat. Die Körner sind in zentralen Bereichen meist etwas größer als an der Peripherie.

Das Kornaggregat ist im Zentrum regellos und wird gegen den Rand zu von einem faserig struierten Aggregat abgelöst. Typisch sind eine Aggregatpolarisation und das Fehlen des "Sphärolithenkreuzes" selbst in den faserigen Randbereichen. Insgesamt dürfte es sich hier also um zumindest "granophyrähnliche" Gefüge (KELCH 1960) handeln.

Einige wenige Pseudosphärolithe weisen radiale, sich zum Mittelpunkt hin verjüngende Risse auf, die mit einem "Hydroglimmer" ausgefüllt sind. Möglicherweise handelt es sich hier um Schrumpfungerscheinungen. In den meisten Fällen sind die Pseudosphärolithe von einem feinen, mehr oder minder vollständigen Saum aus "Hydroglimmer", seltener auch von Chlorit umgeben. Auch hiebei könnte es sich um eine nachträgliche Ausfüllung eines durch Kontraktion entstandenen Raumes handeln.

Ein anderer Typ der sphärischen Gebilde tritt bei den dicht verschweißten Ignimbritpartien des Freschlukopf-Profils auf. Unter 1 Pol. kann folgendes beobachtet werden: Die sphärischen Gebilde werden aus sehr zarten, nur bei starker Vergrößerung sichtbaren, divergentstrahligen Fasern aufgebaut. Eine Begrenzung zur Grundmasse hin ist nur z.T. feststellbar, z.T. sogar sehr deutlich. Die Pigmentierung der sphärischen Gebilde ist schwach, nur die Ränder der auch hier meist vorzüglich konservierten Scherben weisen eine stärkere auf. Im Gegensatz zu den zuvor beschriebenen Pseudosphärolithen haben die vorliegenden keine "Kerne".

Bei + Pol. ergibt sich folgendes Bild: Der radialstrahlige Charakter ist - insbesondere bei den kleineren sphärischen Gebilden - sehr stark ausgeprägt, während konzentrische Gefüge nur undeutlich entwickelt sind. Die sphärischen Gebilde bestehen in zentralen Teilen aus einem groben, schwach verzahnten, heterogenen und regellosen Kornaggregat. Aus diesem körnigen Aggregat entwickelt sich zur Peripherie hin eine deutlich radialfaserige Zone. Bezüglich der Konservierung des Scherbengefüges läßt sich die folgende Gesetzmäßigkeit ablesen: Die radialfaserige Ausbildung hat eine deutlich gefügezerstörende Wirkung, während die mehr grobe, körnige Entwicklung im inneren Teil der sphärischen Gebilde eine sehr gute Erhaltung des vitroklastischen Gefüges zur Folge hat.

Die Form der Sphärolithe ist kugelig bis ellipsoidartig. Die Begrenzung zur Grundmasse hin ist fließend, es sei denn, sie wäre von einem sekundären Saum aus "Hydroglimmer" umgeben.

Ein weiterer Typ der sphärischen Gebilde verdankt seine Entstehung hauptsächlich einer stark unterschiedlichen Pigmentierung (Abb. 6, Fig. 5). Der "Kern" besteht aus Einsprenglingen unterschiedlichster Größe. Er wird von einer relativ breiten, konzentrischen Zone umhüllt, die aus äußerst feinen, radialstrahligen Fasern aufgebaut wird und stark pigmentiert ist, welcher Umstand diesem Bereich eine braune Färbung verleiht. Die Ränder der hier nur teilweise deutlich erhaltenen Scherben sind von grobem Pigment durchstäubt.

Auf diese Zone folgt dann mit meist scharfem Übergang ein Bereich, der nicht oder nur sehr spärlich durchstäubt ist. Die Scherben können hier vollständig klar und rein sein.

Radialfaseriges Gefüge fehlt. Bei + Pol. ist in diesem Bereich ein mikrokristallines, regelloses Kornaggregat zu beobachten. Im Zuge einer Umkristallisation wurde dieses "gereinigt" und das Pigment abgeführt.

In den schon megaskopisch erkennbaren roten Gesteinspartien des Sacktobels kommen wiederum andere Typen von sphärischen Gebilden vor, die bei idealer Ausbildung durch ein deutlich konzentrisches Gefüge charakterisiert sind, welches durch eine verschieden intensive Pigmentierung verursacht wird. Diese sphärischen Gebilde bauen sich folgendermaßen auf: Im Zentrum befindet sich als "Kern" ein größeres, meist rundliches opakes Korn oder, was aber seltener ist, eine dichte Anhäufung mehrerer kleiner opaker Körner. Dieser "Kern" wird von einer relativ schmalen, konzentrisch verlaufenden Zone umgeben, die klar und pigmentfrei ist. Lediglich die Ränder der Scherben, welche in diesem Bereich teilweise gut erhalten sind, weisen eine Pigmentierung auf. Darauf folgt mit unscharfem Übergang als äußerste Zone ein überaus stark, wenn auch teilweise ungleichmäßig pigmentierter, nicht selten beinahe opak werdender, breiter Mantel. Das Scherbengefüge ist in diesem Bereich höchstens andeutungsweise zu erkennen. Die sphärischen Gebilde sind bald kreisförmig und scharf begrenzt (Abb. 6, Fig. 5), bald haben sie äußerst unregelmäßige Formen und verlieren sich zur Grundmasse hin. Die unterschiedliche Pigmentierung dieser, im Querschnitt an Crinoidenstielglieder erinnernden Formen entstand im Zuge einer Rekrystallisation.

Als letzter Typ der sphärischen Gebilde sei der folgende beschrieben: In einem Bereich dicht verschweißter Scherben, die als solche jedoch durch ihre stark pigmentierten Ränder sehr deutlich zu erkennen sind, befindet sich ein scharf abgegrenztes, aber nicht allseitig entwickeltes sphärisches Gebilde (Abb. 6, Fig. 3). Es hat keinen Kern und ist aus überaus zarten, divergentstrahligen Fasern aufgebaut. Konzentrische Gefüge mit Ausnahme eines Pigmentsaumes fehlen völlig. Diese Sphärolithe sind kaum durchstäubt; die sie umgebende Grundmasse mehr oder weniger gereinigt (mit Ausnahme der Scherbenränder). Das Charakteristische an diesem Typ ist die vollständige Zerstörung aller Scherbengefüge.

Bei + Pol. ist ein büschelig struiertes, feinkörniges, innig verzahntes, heterogenes Kornaggregat festzustellen, welches als granophyrähnlich im Sinne von KELCH bezeichnet werden könnte. Typisch ist auch hier eine Aggregatpolarisation und das Fehlen eines "Sphärolithenkreuzes".

Einige Sphärolithe wurden mit der Mikrosonde untersucht, um die Mg-, K-, Na- und Si-Verteilung in ihnen festzustellen. Dabei äußerten sich Chloritsäume in einer scharf begrenzten randlichen Mg-Konzentration (Abb. 7). Sehr stark auf den Randbereich (aber innerhalb der Chloritsäume) konzentriert ist der K-Gehalt, der zur Mitte hin abnimmt und sich vom in der Randzone angereicherten Kalifeldspat ableitet, was auch ohne Anfärbeversuche zum Ausdruck kam. Genau umgekehrt verhält sich der Si-Gehalt. Im Randbereich ist relativ weniger SiO_2 vorhanden, wogegen es in Richtung auf das Zentrum hin ansteigt. Es ist zu beachten, daß mit verschiedenen Elementempfindlich-

keiten gearbeitet wurde und daher die Kurvengipfel nicht vergleichbar sind.

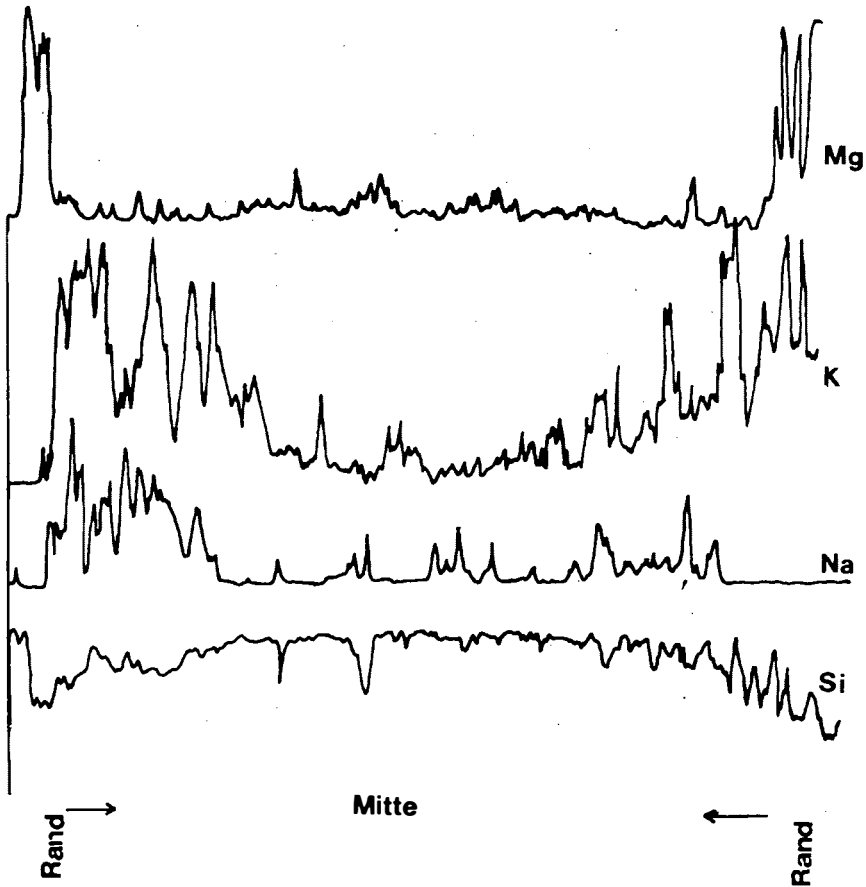


Abb. 7: ESMA-Profil durch einen Sphärolith

3.3. Chemismus der sauren magmatischen Gesteine

Saure Vulkanite sind im Perm der Alpen weit verbreitet. Sie lassen sich vom osthelvetischen Deckenland über penninische, unter- und mittelostalpine Einheiten bis in das Oberostalpin verfolgen. Ebenso sind sie in den Südalpen weit verbreitet. Ihre Mächtigkeit ist starken Schwankungen ausgesetzt. 1500 m in den Südalpen stehen 300 m im helvetischen Verrucano gegenüber, während im Oberostalpin oft nur Lagen von einigen Metern Mächtigkeit auftreten. Trotz anfänglicher Widerstände, in den permischen Vulkaniten auch echte Ignimbrite zu sehen, hat sich im Laufe der letzten 10 Jahre

Quarzporphyr

SiO ₂	59,39	60,07	62,42	75,88	64,86	61,21	68,26
Al ₂ O ₃	13,12	14,47	12,33	11,11	18,02	14,24	16,42
Fe ₂ O ₃	5,07	4,52	4,11	1,63	2,33	5,73	2,86
MgO	8,20	6,10	4,10	1,70	2,50	3,80	1,50
CaO	0,51	1,12	1,72	0,32	1,09	1,14	0,11
Na ₂ O	1,50	2,00	3,90	2,30	2,40	2,60	2,50
K ₂ O	4,52	4,05	3,25	2,53	4,26	4,31	5,00
TiO ₂	0,56	0,58	0,45	0,25	0,46	0,48	0,45
Glühverlust	4,13	4,15	3,57	2,20	3,74	4,21	2,39
H ₂ O ⁻	0,66	0,62	0,72	0,72	0,53	0,54	1,18
Total	97,66	97,68	96,57	98,64	100,19	98,26	100,67

SiO ₂	68,78	80,22	81,85	80,25	73,17
Al ₂ O ₃	15,28	8,59	8,51	8,88	9,30
Fe ₂ O ₃	2,80	2,57	2,68	0,98	1,79
MgO	1,80	2,20	1,60	1,00	3,50
CaO	1,42	0,21	0,06	1,84	4,87
Na ₂ O	2,50	1,50	1,90	4,30	4,20
K ₂ O	4,45	0,25	1,64	0,31	0,58
TiO ₂	0,39	2,58	0,15	0,13	0,08
Glühverlust	3,55	1,83	2,05	2,92	6,14
H ₂ O ⁻	1,00	0,74	0,40	0,58	1,17
Total	101,97	100,69	100,84	101,19	104,80

SiO ₂	63,66	63,51	64,00	67,63	60,53
Al ₂ O ₃	10,00	11,84	14,81	16,24	17,81
Fe ₂ O ₃	4,24	5,07	3,89	3,01	4,82
MgO	3,80	4,75	2,40	1,90	5,20
CaO	1,51	0,05	0,12	2,49	0,22
Na ₂ O	5,10	2,25	4,75	2,60	1,40
K ₂ O	3,53	3,47	2,80	4,20	3,73
TiO ₂	0,43	0,40	0,49	0,39	0,77
Glühverlust	4,55	3,51	2,14	2,10	4,37
H ₂ O ⁻	0,48	0,75	0,48	1,04	1,43
Total	97,30	95,60	95,88	101,60	100,28

Ignimbrite

SiO ₂	67,56	64,92	70,19	68,05	75,08	66,89
Al ₂ O ₃	11,69	12,33	10,98	7,66	9,40	11,06
Fe ₂ O ₃	3,72	3,09	3,63	4,18	2,88	4,75
MgO	2,75	2,10	1,80	2,75	1,25	1,50
CaO	1,81	2,08	0,14	0,03	0,25	1,01
Na ₂ O	1,75	2,40	1,60	1,75	2,60	2,00
K ₂ O	6,23	5,06	6,08	4,80	4,28	5,38
TiO ₂	0,29	0,29	0,39	0,32	0,25	0,43
Glühverlust	3,31	3,43	1,58	1,52	1,04	2,57
H ₂ O ⁻	0,03	0,40	0,81	0,16	0,40	0,53
Total	99,14	96,10	97,20	91,22	97,43	96,12

SiO ₂	68,69	61,59	66,82	64,83	81,48
Al ₂ O ₃	8,44	12,21	10,91	16,87	7,49
Fe ₂ O ₃	3,30	13,70	4,43	1,65	1,22
MgO	3,00	2,75	3,75	1,70	0,60
CaO	0,09	0,72	0,01	1,76	0,05
Na ₂ O	5,20	2,25	3,60	2,20	0,40
K ₂ O	3,93	3,30	2,67	6,72	5,11
TiO ₂	0,34	0,58	0,48	0,22	0,11
Glühverlust	1,96	3,94	1,70	3,84	1,98
H ₂ O ⁻	0,99	0,56	0,15	0,95	0,98
Total	95,94	101,60	94,52	100,74	99,42

Tuffe

SiO ₂	62,69	73,91	68,01	69,24
Al ₂ O ₃	11,29	15,34	16,14	16,65
Fe ₂ O ₃	7,15	1,61	3,32	3,50
MgO	5,10	1,80	1,40	1,50
CaO	0,10	0,35	1,00	0,37
Na ₂ O	1,80	3,60	1,70	1,40
K ₂ O	4,06	3,78	2,06	5,01
TiO ₂	0,35	0,39	0,42	0,65
Glühverlust	3,54	2,29	2,51	3,35
H ₂ O ⁻	0,91	0,72	1,97	1,10
Total	96,99	103,79	98,53	102,77

Porphyrgang

SiO ₂	58,74	66,75	72,09
Al ₂ O ₃	12,14	16,38	14,68
Fe ₂ O ₃	4,97	3,92	2,65
MgO	3,50	1,20	2,50
CaO	0,06	0,65	0,11
Na ₂ O	8,50	5,30	4,10
K ₂ O	0,70	1,06	1,39
TiO ₂	0,52	0,44	0,35
Glühverlust	1,99	3,18	2,59
H ₂ O ⁻	0,74	0,45	1,28
Total	91,86	99,33	101,74

doch die Ansicht, daß Ignimbrite am Aufbau dieser mit hohem Prozentsatz beteiligt sind, durchgesetzt. In einigen Fällen geht dem sauren Vulkanismus ein kurzes basisches bis intermediäres Stadium voraus. Anzeichen für ein solches Stadium fehlen aber im ostalpinen Raum. Abgesehen davon, daß der saure Vulkanismus in allen tektonischen Einheiten der Ost- und Westalpen auftritt, konnte selbst bei Fehlen dieses die weite Verbreitung ehemaliger, durch den hohen Anteil der Quarzporphyrgerölle in postsaalischen Transgressionsprodukten belegt werden, die hier relativ häufig auftreten.

Der geringste Anteil an sauren Vulkaniten permischen Alters ist im Mittel- und Oberostalpin festzustellen, obwohl das Quarzporphyrreiche Südalpin dem Oberostalpin in unterpermischer Zeit am nächsten lag. Möglicherweise ist dies ein Hinweis darauf, daß es zu intrapermischen Abtragungen kam. Es wäre doch denkbar, daß die Quarzporphyre an Hochzonen, die im Zuge der Herausbildung von intermontanen Becken entstanden, also in Form von horstartigen Strukturen gebunden waren, und im Zuge der postsaalischen Transgression einer Abtragung zum Opfer fielen. Obwohl die auf allen tektonischen Einheiten vertretenen sauren Vulkanite recht gut beschrieben sind, fehlen in den meisten Fällen Analysen über den Gesteinschemismus. Um die im Montafon untersuchten sauren Vulkanite vergleichen zu können, wurde nach einschlägigen Arbeiten gesucht. Es bot sich am besten die von CASSINIS et al. 1975 verfaßte Arbeit an, in der nicht nur die Ignimbrite gut beschrieben sind, sondern auch über den Gesteinschemismus recht ausführlich berichtet wird.

Bei den quantitativen Analysen wurden Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , K_2O , SiO_2 und Al_2O_3 mittels der Röntgenfluoreszenz, MgO mittels der Atomabsorptionmethode und Na_2O flammenphotometrisch ermittelt. Der Wassergehalt wurde als H_2O^- bei 110° und der Glühverlust bei 1100° gemessen. Aus den Analysen wurde der normative Mineralbestand nach dem CIPW-System errechnet und nach diesem auf die Dreiecksdarstellung nach STRECKEISEN übertragen. Dabei ergab sich bei der Umrechnung der Analyse des Quarzporphyrganges infolge des hohen Na_2O -Gehaltes, der auf die weitgehende Albitisierung des Kalifeldspats zurückzuführen ist, ein schwerwiegender Fehler. Dieses Gestein wäre nach Eintragung in das STRECKEISEN-Diagramm als Andesit zu bezeichnen gewesen. Das hätte man jedoch mit dem hohen Quarzgehalt nicht vereinbaren können. So wurde der Na_2O - und der K_2O -Gehalt aufgrund des Integrationsergebnisses korrigiert, wodurch der Projektionspunkt im STRECKEISEN-Diagramm in den Latitbereich an die Grenze zum Rhyodacitbereich zu liegen kam (siehe Abb. 8).

Obwohl über die in den Alpen auftretenden permischen Vulkanite, was speziell die sauren Glieder betrifft, gute Beschreibungen vorliegen, fehlen fast durchwegs moderne Gesteinsanalysen. Am ehesten bietet sich ein Vergleich mit den südalpinen, speziell den vor kurzem petrographisch eingehendst behandelten Vulkaniten der Colloiserie an (CASSINIS et al. 1975). Vergleiche wurden nur mit den im basalen Teil auftretenden Ignimbriten, und nicht mit denen der diese durchschlagenden Gänge angestellt. Bei den Ignimbriten handelt es sich um solche mit vitrophyrischem und pseudo-

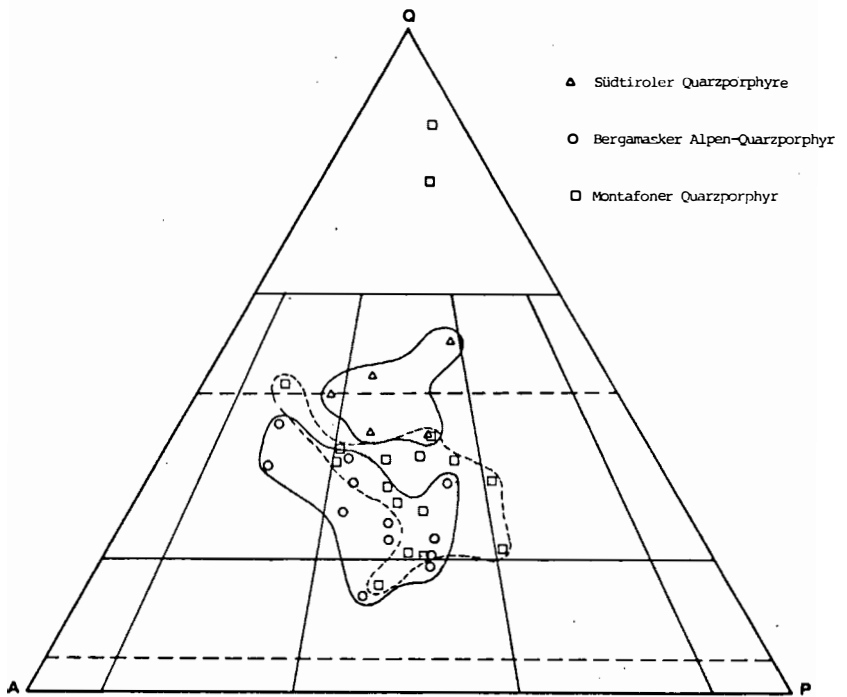
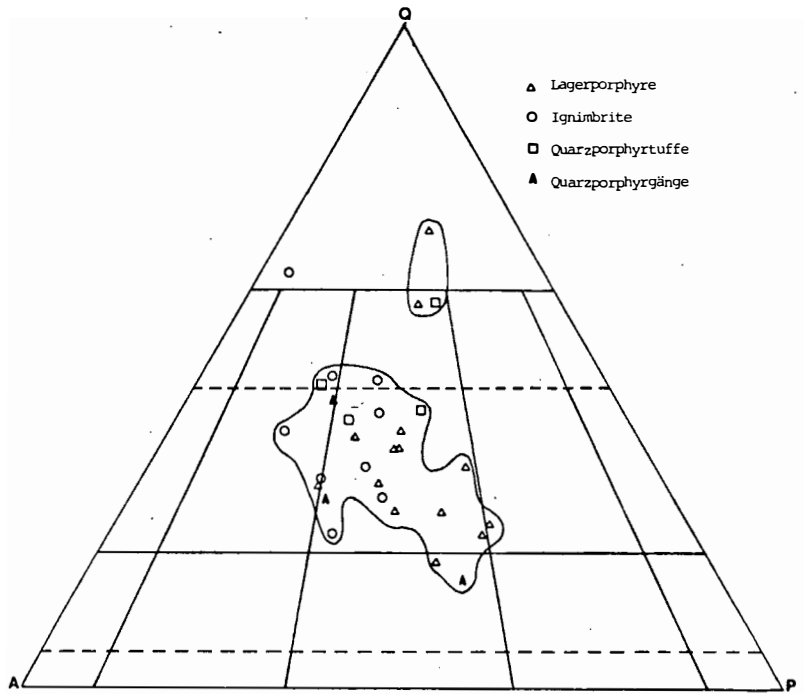


Abb. 8 und 9

fluidalem Gefüge. Da der ursprüngliche Mineralbestand eine Reihe von Umsetzungen mitmachte, haben sich die Autoren veranlaßt gefühlt, vor den Eintragungen der Analysenwerte in das STRECKEISEN-Diagramm Korrekturen vorzunehmen; danach fallen die Ignimbrite der Collioserie in das Feld der Alkalirhyolithe. Da der Arbeit von CASSINIS et al. 1975 keine Angaben über den Korrekturmodus zu entnehmen sind, wurden die Analysenergebnisse unkorrigiert in Abb. 9 aufgetragen.

Für die einsprenglingsarmen Ignimbrite des Montafons (bis zu 90% Grundmasse) würde die Korrektur einer etwaigen Umbildung der Grundmasse zu spekulativ sein. Berücksichtigt man noch die von KLEBELSBERG zusammengestellten Analysen des Bozener Quarzporphyrs (siehe Abb. 9), so liegt der Großteil der Vulkanite aller drei obengenannten Vorkommen im Feld der Rhyodacite. Trends bestehen einerseits zu den Rhyolithen, und sind für alle drei aufgezählten Gebiete nachweisbar, während andererseits zu den Latiten ein solcher nur bei Vulkaniten von Collio und Montafon feststellbar ist.

Aufgrund nicht mehr, oder nur z.T. erfaßbarer Stoffverschiebungen läßt sich der ursprüngliche Chemismus der Ignimbrite nicht mehr feststellen und die aus dem STRECKEISEN-Diagramm ablesbare Gesteinsbezeichnung nur auf das vorhandene, also jetzt vorliegende System zutrifft. Demnach handelt es sich um Rhyodacite mit Trends zu Rhyolithen bzw. zu Latiten.

4. Vererzung (an Ignimbrite gebundene disseminierte Kupfererze)

Von den Quarzporphyrlagen wurden etwa 50 Pickproben gezogen, die auflichtmikroskopisch und (in wenigen Fällen auch) chemisch untersucht wurden. Über die Lage der einzelnen Proben gibt die nachstehende Aufstellung Auskunft (Tab. 6).

Zu den einzelnen Vorkommen ist ergänzend zu bemerken:

Auf der Westseite des S a c k t o b e l s sind verschiedentlich Ignimbrite und Quarzporphyre aufgeschlossen.

a) Das nördlichste Vorkommen findet sich in 1730 m SH in unmittelbarer Nachbarschaft zu Raibler Gipsen. Von hier stammen die Proben h1, h2, h3, h4, h5, h5x.

b) Von hier etwa 250 m gegen SE ist in 1630 m SH ein Ignimbrit aufgeschlossen, dem die Proben h10, h11 und h13 entstammen.

c) Etwa 60 m weiter südlich wurden die Proben h15 und h16 entnommen.

d) in 1535 m SH wurden aus einem im Wald nordnordwestlich der Voralpe Filifau aufgeschlossenen Ignimbrit die Proben ST1 und ST1B geschlagen.

Nordwestlich der V o r a l p e F i l i f a u lieferte ein ausgedehntes Quarzporphyrvorkommen in 1650-1660 m SH die Probe F13.

Das Profil zum F r e s c h l u a k o p f enthält vier Quarzporphyrlagen (siehe Abb. 1), von denen die beiden untersten mit den unteren Quarzporphyren der anderen Vorkommen parallelisiert werden können. Aus der untersten Lage nördlich der Kote 2314 stammt die Probe IV, aus der nächsthöheren III, darüber wurde

Tab. 6: Lage der bearbeiteten Proben

strat. Lage	Lokalität	Sacktobel	N Kote 2314 (Freschluakopf)	Verspeller	Reilsbachtal	S Mustergiel- bachtal	Fuchswald
	oberer		II	K49	RT1o		F86
Quarz- porphyr	mittlerer	h1, h2, h3, h4, h5, h5x, h1o, h11, h13, h14, h15, h16, ST1, ST1B, F13	V, VI, P.C.	K33, K36, K37, K37', K38, K42a, K46, K47, K48, K5o, e1-e1o, ex	RT8, RT8A RT28, RT29	Relo	F7o, F71, F72, BA33, BA34
	unterer		III, IV	K26	RT3, RT4, RT5, O18, O19, O21, B8, B9	Re6, Re7	F51, F52, F53, P1, P2, P3
	Quarzporphyrgang						P4, P5

die Probe VI und aus dem obersten Quarzporphyr II geschlagen. Die Proben aus dem mittleren Quarzporphyr des V e r s p e l - l e r wurden einem westlich des Grüneck beginnenden und bis zum Punkt 2036 reichenden Profil entnommen.

Bevor, vom Süden kommend, der Golmerbach in den Rellsbach mündet, treffen auf der nördlichen, der orographisch linken, Seite mehrere Zuflüsse auf diesen. Der dem Golmerbach zunächst liegende durchschneidet den mittleren und den oberen Quarzporphyr; vom mittleren, ca. 1,5 m mächtigen, stammen die Proben RT28 (aus der Mitte) und RT29 (vom hangendsten Bereich). Aus dem unteren Quarzporphyr wurden zwischen der Mündung dieses Baches und der Golmerbachmündung am rechten Ufer des Rellsbaches die Proben O18, O19 und O21 gezogen.

Der in westlicher Richtung nächste Zufluß durchreißt alle drei Quarzporphyrlagen. Der unterste Quarzporphyr weist eine Mächtigkeit von 20 m auf. Von seiner Basis stammt die Probe RT3, aus der Mitte RT4 und vom Hangendsten die Probe RT5. Der mittlere Quarzporphyr ist hier 5 m mächtig. Aus seinen mittleren Lagen stammen die Proben RT8 und RT8A. Der obere Quarzporphyr hat in diesem Profil eine Mächtigkeit von nur 0,8 m. Auch hier wurde die Probe RT10 aus der Mitte entnommen.

Ein dem untersten Horizont entsprechender Quarzporphyr gegenüber (südlich) der Einmündung dieses Zuflusses lieferte die Proben B8 und B9.

Eine Störung schneidet im Bereich zwischen dem M u s t e r g i e l b a c h und dem R e l l s b a c h den unteren und den mittleren Quarzporphyr ab. Nahe dieser Störung wurde aus dem unteren Horizont die Probe Re6 gezogen, 5 m gegen Osten und 3 m über der zuletzt genannten die Probe Re7. Nur wenige Meter von der früher genannten Störung entfernt wurde aus dem mittleren Quarzporphyrhorizont die Probe Re10 geschlagen.

Im F u c h s w a l d wurden zwei Profile beprobt; eines streicht etwa in südwest-nordöstlicher Richtung von der Straße Schruns-St. Anton den Fuchswald hinauf, das zweite verläuft, höher oben, längs der Straße zur Ortschaft Bartholomäberg. Vom unteren, etwa 20 m mächtigen Quarzporphyr des zuerst genannten Profils stammen die Proben F51 (von der Basis), F52 (2 m über F51) und F53 (5 m über F52).

Vom mittleren, 1,5 m mächtigen Horizont liegen die Proben F70 (von der Basis), F71 (1 m über F70) und F72 (0,3 m über F71) vor. Vom oberen Horizont dieses Profils rührt die Probe F86 her.

Das zweite Profil des Fuchswaldes liegerte aus dem unteren, 18 m mächtigen Horizont die Proben P3 (2 m über der Liegendgrenze), P2 (5m über P3) und P1 (3m über P2), und aus dem mittleren Quarzporphyr BA33 (0,2 m über der Liegendgrenze) und BA34 (0,3 m über BA33).

Die Proben P4 und P5 wurden aus dem Quarzporphyrgang dieses Profils geschlagen.

Da die Farben für die Beurteilung der Alteration, d.h. des Überganges vom Protoerz in das in den disseminierten Kupferlagerstätten bauwürdige Erz von großer Bedeutung sind, wurde zur Typisierung der Gesteinstypen und Erzproben die heute übliche Farbtafel RCC 1963 herangezogen.

Der untere Quarzporphyr zeigt, wie dies schon bei der megaskopischen Beschreibung erwähnt wurde, eine grüne oder rote, angewittert auch eine gelblichbraune Farbe.

Nach den Farbtafeln (RCC 1963) sind die vorliegenden Gesteinstypen entweder grau-grün (10GY5/2) mit rundlichen olivgrünen (5GY3/2) Flecken, fallweise auch lichtbraun (ca. 5YR5/6) angewittert, oder sie haben ein fleckiges Aussehen, wobei entweder verschiedene mittlere grüne Farbtöne gemeinsam auftreten können, oder aber grünlichgraue (5G6/1) mit hell- und dunkelgrauen (N8 bzw. N4), lichtbraunen (5YR5/6) und orangefarbenen (10YR7/4).

Die Verwitterung führt zu Farbänderungen in das Gelblichgrüne (10GY6/4) bis Bräunlichgrüne (5YR4/1). Manchmal können auch noch orange- (10R7/4) bis blaßrote (10R6/2) Einsprenglinge in der schon dunkelgelbbraun (ca. 10YR4/2) gewordenen Grundmasse erhalten geblieben sein.

Allgemein gibt es im unteren Quarzporphyr nur wenig Opazite. In manchen Proben gibt es überhaupt keine opaken Bestandteile, in anderen erreichen sie 1/2-1%. Auflichtmikroskopisch konnte nur Hämatit und, in angewitterten Proben, Lepidokrokit nachgewiesen werden.

Vom mittleren Quarzporphyr liegt das meiste Probenmaterial vor. Im S a c k t o b e l überwiegen die grau gefärbten Varianten. Lichtgraue (N6,5) bis schwarzgraue (N2) kommen hier vor, oft sind sie in der Art gefleckt, daß dunklere Partien in der helleren Grundmasse liegen (z.B. N2 in N4,5). Neben diesen rein-grauen Varianten kommen noch grünlichgraue (5G6/1, 5G5-4/1) mit oder ohne bläulichgrauen (5B5/1) Flatschen vor. Malachitflecken in Klüften bewirken gelblichgrüne Farbtöne (10GY4-6/4, 10GY3/2). Die Verwitterung bringt lichtbraungraue (5YR6/1) und gelblich- oder rötlichbraune Verfärbungen mit sich (10YR5/4, 10R4/6, 10R3/4).

In die durchwegs feinkörnige Grundmasse sind neben Quarz bis zu 3 mm groß werdende Feldspatkörner eingesprengt. Diese sind teilweise schon sehr stark alteriert, wobei der Zusatz durch die nachfolgende Pyrit- (± Kupferkies-) Mineralisation erfaßt und verdrängt wurde. Die Grundmasse ist auch, in unterschiedlichem Ausmaß, durch Hämatit und feinsten, z.T. idiomorphen und leicht anisotropen Pyrit durchstäubt. In kleinen Klüftchen und dort, wo er Glasscherben oder den Feldspatzersatz verdrängt, tritt der Pyrit in normalerweise bis zu 0,5 mm (ausnahmsweise auch bis zu 1 mm) groß werdenden Körnern oder Kornhaufen auf.

Zum Mineralbestand des Protoerzes gehört auch der in sehr unterschiedlicher Konzentration auftretende Kupferkies, manchmal nur 0,01-0,02 mm groß, meist kleiner als 0,5 mm und nur in seltenen Fällen bis 1 mm groß werdend. Nur einmal konnte ein 2x0,8 mm messendes Korn beobachtet werden. Der Kupferkies, örtlich groblamellar verzwilligt, ist etwas jünger als der Pyrit, dessen

Risse er ausheilt. Er ist besonders auch dort anzutreffen, wo kleine (und absetzige) Klüfte einer bestimmten Schar, die aufeinander in Abständen von 2-5 mm folgen, auf Feldspatreste, Pyrit oder auf vergrünte (chloritisierte) Partien treffen oder andere (gleich alte oder ältere?) Klüfte kreuzen. Während nämlich sonst diese Klüftchen nur Quarz (\pm Karbonat) führen, kam es an den eben erwähnten Stellen auch zu einer Kupferkiesabscheidung.

Diese vererzenden, meist bis 0,5 mm, nur selten bis 2 mm breit werdenden Risse haben einen symmetrischen Aufbau: an den Salbändern tritt Quarz und in der Mitte das Karbonat und die Kupferminerale auf. Von diesen wurde der Kupferkies bereits erwähnt. Für die genetische Deutung war der Nachweis von Bornit mit spin-deligen Kupferkiesentmischungskörpern in den Proben ST1 und ST1B von besonderer Bedeutung. Diese Entmischungen ähneln den von P. RAMDOHR (1975: 527, Abb. 356) von der niedrigthermalen Lagerstätte Lauterberg im Harz gebrachten sehr. Manchmal sind nur bis 4 mm lange und etwa 0,1 mm breite Rupturen völlig durch Kupferkies ausgeheilt.

Diese kupfererzführenden Klüftchen werden von jüngeren, tauben, weil nur Quarz und Karbonat führenden, unter einem spitzen Winkel (ca. 30°) durchschlagen.

Deszendente Vorgänge führten zur Bildung von welligen Kupferkiesflammen, Kupferglanz und zu der von blaubleibendem Covellin in Bornit. Zudem bildeten sich noch Lepidokrokit und Goethit.

Erklärung (zu Tafel 3)

1) Ignimbrit, von feinstem Pyrit (weiße Pünktchen) \pm gleichmäßig durchstäubt, an manchen Stellen Pyrit, Kornhaufen anstelle zersetzter Feldspäte (z.B. rechts unten) oder in Klüftchen (am linken Bildrand).

Probe h3.

2) Pyrit als feiner Staub in der Grundmasse (feinste, in der Abbildung kaum wahrnehmbare Körnchen), in absetzigen Rissen (am oberen Bildrand) und, teilweise in größeren Körnern, auch vorbestandene Einsprenglinge abbildend.

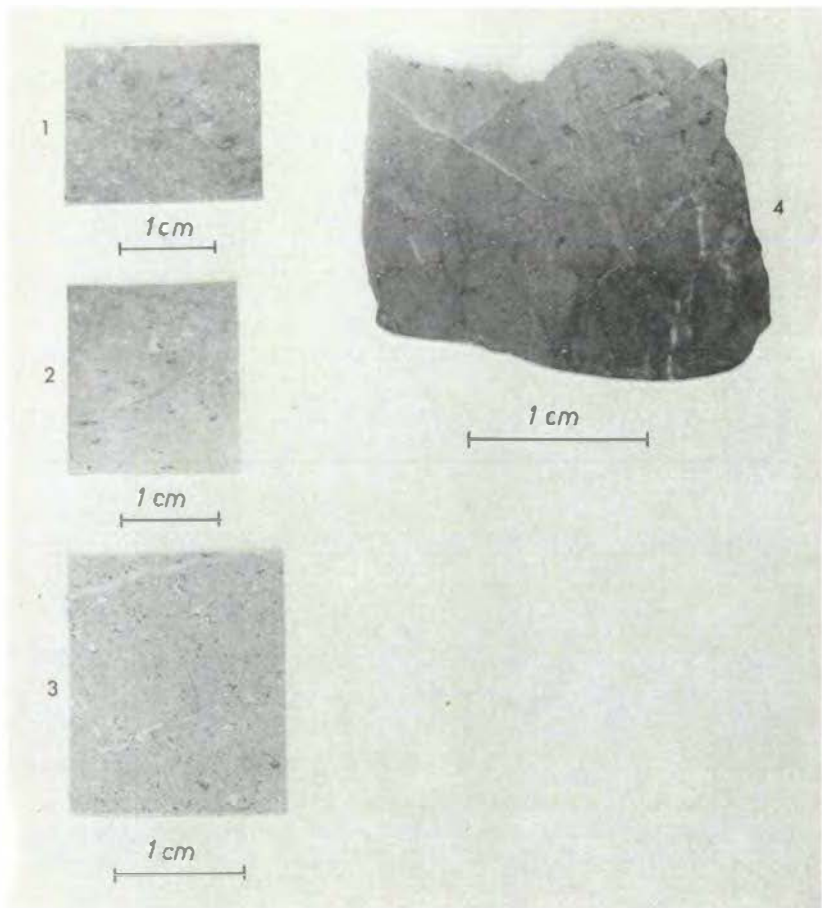
Probe h4.

3) Kupferkies und Pyrit (hell; in der Abbildung nahezu nicht zu unterscheiden) als Füllung alter Einsprenglingsformen. Etwas unterhalb der Mitte schräg nach rechts oben verlaufende, absetzige und mit Kupferkies erfüllte Rupturen.

Probe h5.

4) Teilweise idiomorpher und feinkörniger Pyrit durchstäubt den Ignimbrit. Pyrit und Kupferkies in Kornhaufen.

Probe h14.

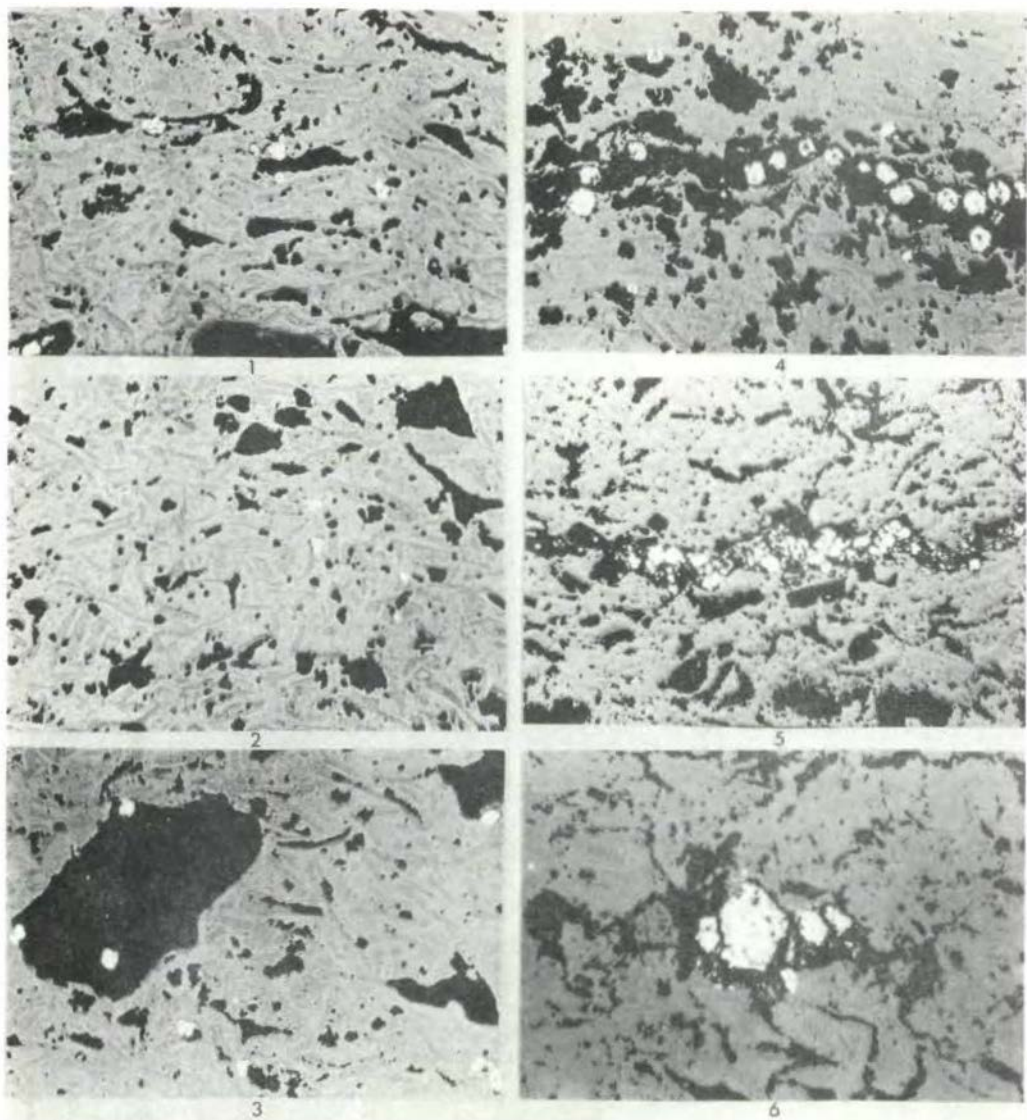


Fototafel 3, Abb. 1-4 (Erläuterungen dazu siehe S. 37)

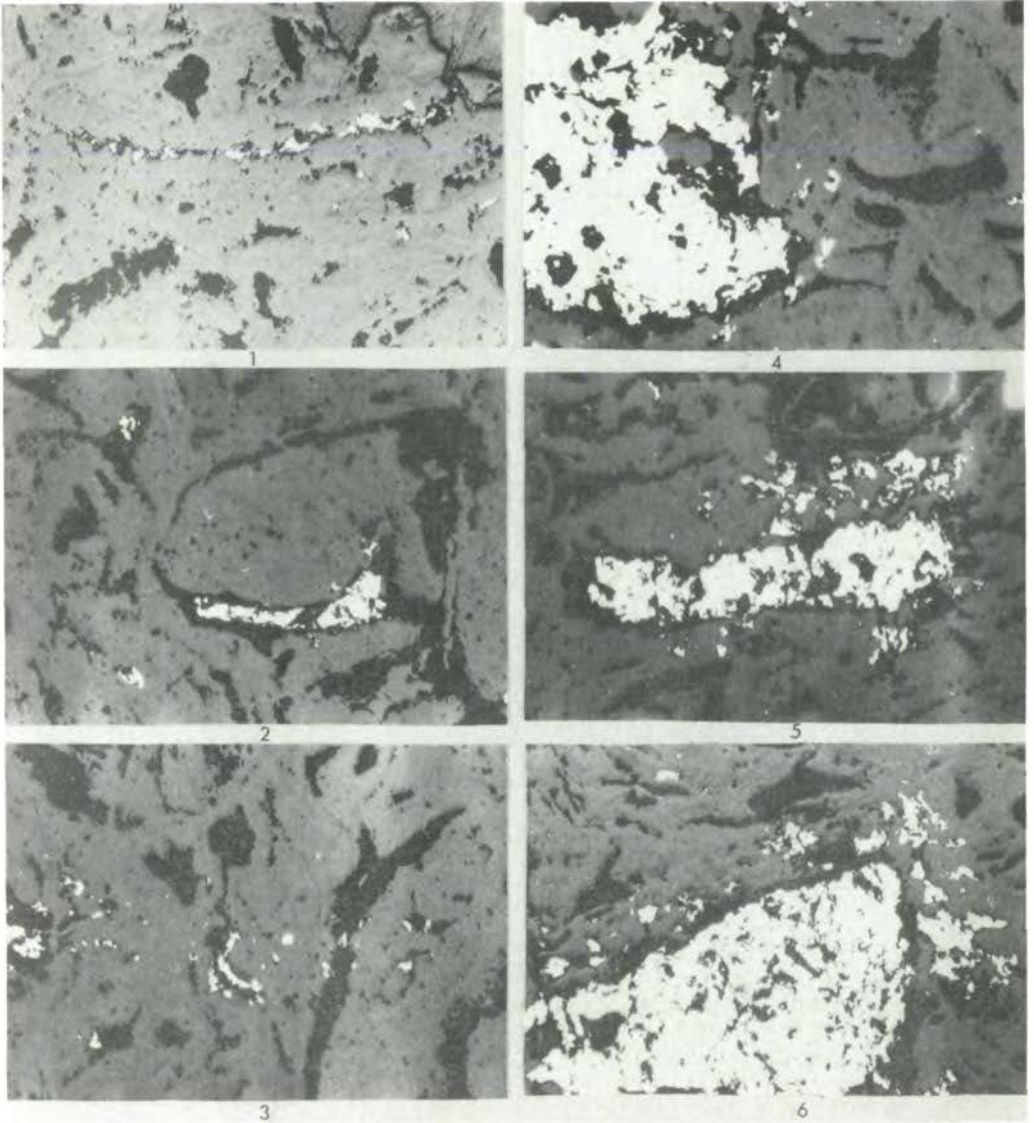
Tafel 4 (siehe S. 39)

Die Grundmasse ist völlig frei von Pyrit. Die Durchstäubung (weiß) erfaßt nur zersetzte Scherben (Abb. 1, 2) oder Hohlformen, die höchstwahrscheinlich auf zersetzte Feldspäte (Abb. 3, links) zurückgehen. An den Stellen, wo der Ignimbrit besonders stark zersetzt oder locker gebaut ist (Abb. 4) oder Klüfte ihn durchreißen (Abb. 5), tritt der Pyrit gehäuft auf. Teils zeigt der Kies framboidale Formen (Abb. 1, Mitte; Abb. 4), teils idiomorphe (Abb. 6).

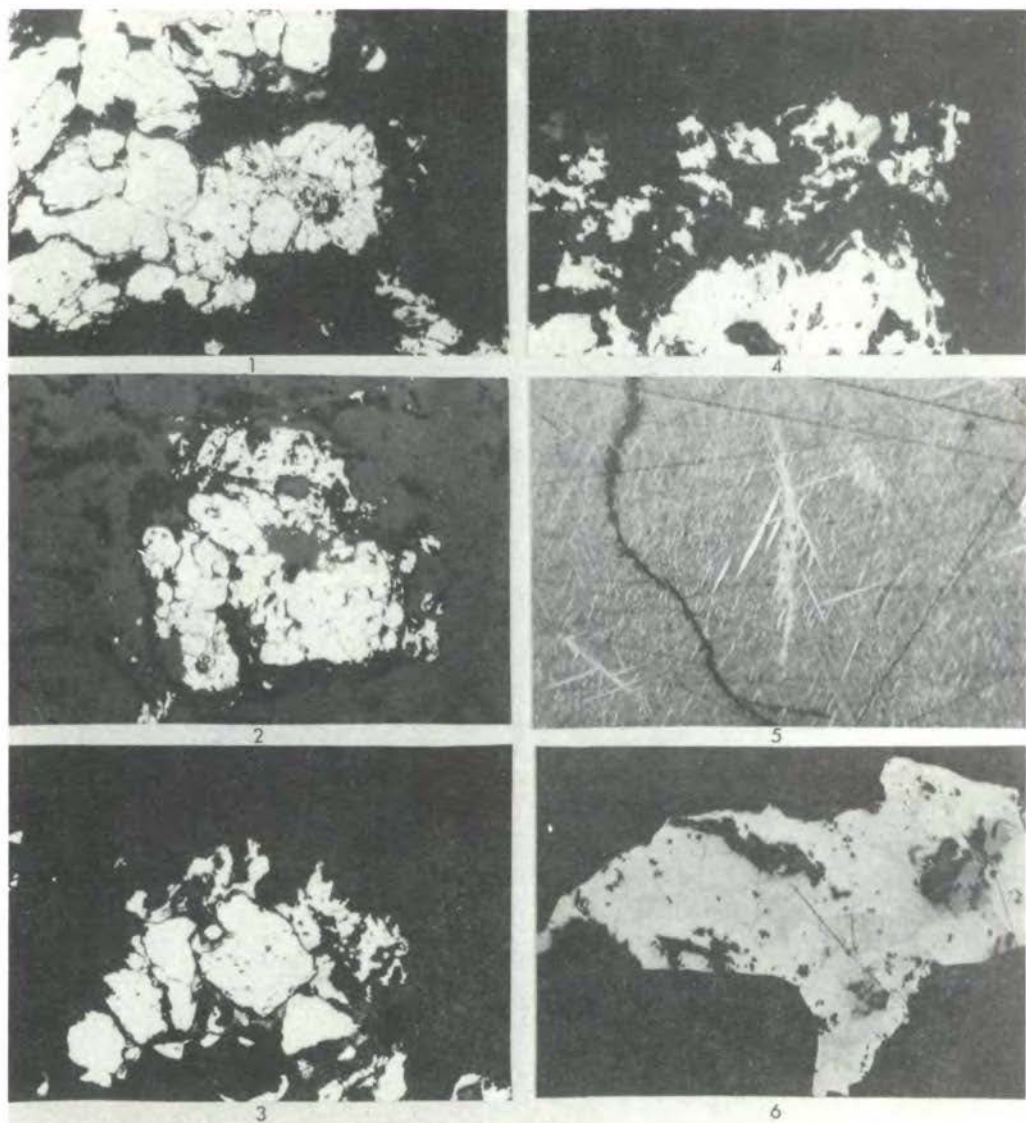
Vergrößerung aller Abbildungen: 38 x
 Abbildungen 1-4: Probe h3, Sacktobel
 Abbildungen 5, 6: Probe h4, Sacktobel



Fototafel 4: Abb. 1-6 (Erläuterungen siehe S. 38)



Fototafel 5: Abb. 1-6 (Erläuterungen siehe S. 42)



Fototafel 6: Abb. 1-6 (Erläuterungen siehe S. 42)

Tafel 5

Kupferkies in Rissen (Abb. 1, 3) oder als Metasom nach Glascherben (Abb. 2, 3) und, wie dies auch durchlichtmikroskopische Untersuchungen bestätigen, am häufigsten: Feldspat (Abb. 3, links; Abb. 5). Größere Kupferkieskörner sind fallweise von einem Saum feinsten Körner, die die umliegenden Bereiche verdrängen oder füllen, umgeben (Abb. 4, 5, 6).

Vergrößerung aller Abbildungen: 46x

Abbildungen 1-4: Probe h5, Sacktofel

Abbildungen 5, 6: Probe h5x

Tafel 6

Schwach anisotroper Pyrit (weiß, Relief), Kupferkies (etwas dunkler, Abb. 1, 2, 3) und Kupferglanz (in der Abb. 3 am Rand des Pyritkorns in der Mitte, in der Abb. 4 in einem Korn oben, dunkler als Kupferkies). Bornit mit feiner, spindeligem Kupferkiesmischung (Abb. 5). Daneben Kupferglanz und größere Kupferkiesspindeln (Bildmitte), die wohl auf eine deszendente Umwandlung des Bornits zurückgehen.

Dunkel, längs des Risses: Kupferindig.

Bornit (grau), Kupferglanz (dunkler) und Kupferindig (am dunkelsten), (Abb. 6).

Abbildung 1: 103 x, Ölimmersion, Abbildung 4: 103 x, Ölimmersion

Abbildung 2: 40 x, Abbildung 5: 388 x, Ölimmersion

Abbildung 3: 103 x, Ölimmersion, Abbildung 6: 103 x, Ölimmersion

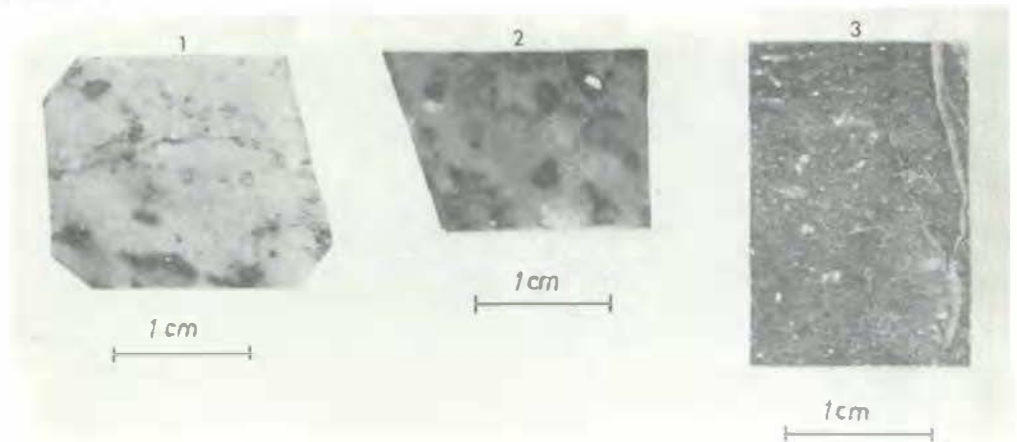
Abbildung 1-4: Probe h5x, Sacktofel

Abbildung 5: Probe ST1, Sacktofel

Abbildung 6: Probe ST1B, Sacktofel

Am F r e s c h l u a k o p f kommen lichtgraue (N6-7) und dunkelgrünlichgraue (ca. 5GY4/1) Porphyre vor. Durch die Verwitterung der Kiese zeigen diese Gesteine mm-große braune Flecken oder grüne, die Risse nachzeichnende Säume.

Tafel 7



Fototafel 7: Abb. 1-3 (Erläuterungen siehe S. 43)

Abb. 1 und 2: Bis zu etwa 1 mm große, rundliche und bis zu etwa 6 mm große längliche Butzen mit Pyrit (in den rundlichen Flecken) und Kupferkies (meist in den länglichen Formen). Teilweise schon stark angewittert.

Abb. 3: Maximal 0,5 mm große, disseminierte Pyrite in einem lagigen Ignimbrit. Die Folge wird von einer ungefähr 0,5 bis 1 mm breiten Kluft durchschlagen (weiß, am rechten Bildrand), die Kupferkies führt.

Abbildung 1, 2: Probe VID

Abbildung 3: Probe VIf

Tafel 8

Die Ignimbrite sind örtlich nahezu völlig steril, nur manchmal ist ein Feldspat (Abb. 1) oder ein Glasfragment (Abb. 2) durch Pyrit und/oder Kupferkies verdrängt worden. Wegsamere Teile wurden durch die genannten Kiese imprägniert (Abb. 3, 4).

Die Vererzung ging offensichtlich mit einer Quarzmobilisation einher. Dabei kann der Quarz nur wenig oder gar keine Kiese (Abb. 4) oder nahezu die gesamte Erzführung enthalten (Abb. 5).

Abbildung 1-4: Probe VID, Freschluakopf; 39x

Abbildung 5: Probe VIf, Freschluakopf; 100x, Ölimmersion

Tafel 9

Die dünnen Streifen kiesreicher Quarzbänder (Abb. 1, 2) sind absetzig (Abb. 2) und enthalten Pyrit und Kupferkies, vielfach in feinen Rissen (Abb. 1, 2). Die Mineralverteilung und die fallweise nur geringe, das andere Mal wieder starke Bindung des Kiesgehaltes an die Spaltrisse des Quarzes kommen besonders stark in Ölimmersion (Abb. 3-5) zum Ausdruck.

Abbildung 1: 40x,

Abbildung 4: 100x, Ölimmersion

Abbildung 2: 40x,

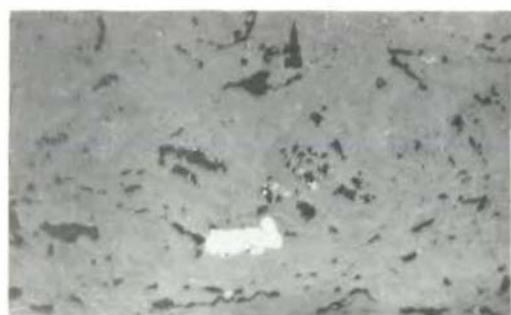
Abbildung 5: 100x, Ölimmersion

Abbildung 3: 100x, Ölimmersion

Abbildung 1-5: Probe VIf, Freschluakopf

Im Bereich des V e r s p e l l e r haben diese Porphyre nur mehr selten rein-graue Farben (N5-6, N8), meist sind sie gelblich- bis graugrün (10GY7/2, ca. 10GY6/2, 10GY5/2), dunkelgrün-grau (5GY4/1), lichtolivgrau (5GY6/1), gelb- bis olivgrün (5GY3-5/2), fahlgrün (5G7/2) oder gelblichgrau (5Y8/4) gefärbt. Angewittert sehen sie gelblichgrün (5Y7/2) bis -braun (10YR5/2-4), auch nahezu olivbraun (5Y5/4) aus.

Die Grundmasse des Materials vom Subvulkan des Verspeller ist braun (ca. 5YR4/4) gefärbt, einzelne Bereiche sind rötlich-braun (10R4/4), chloritisierte Flatschen zeigen grüne Farben (10GY4/4-10GY3/2-5G3/2).



1



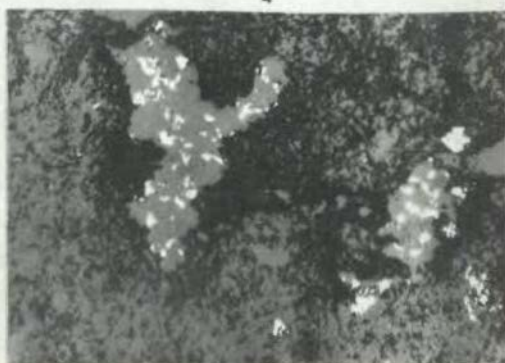
2



4

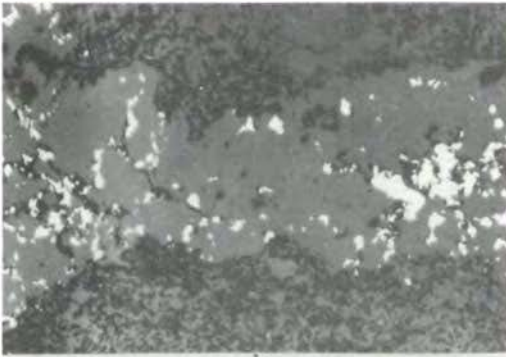


3

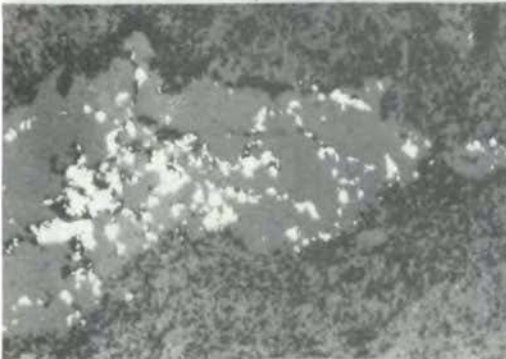


5

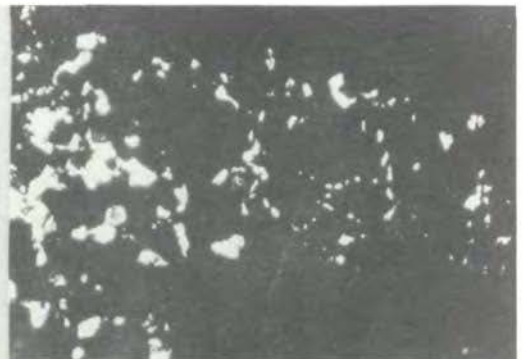
Fototafel 8, Abb. 1-5 (Erläuterungen siehe S. 43)



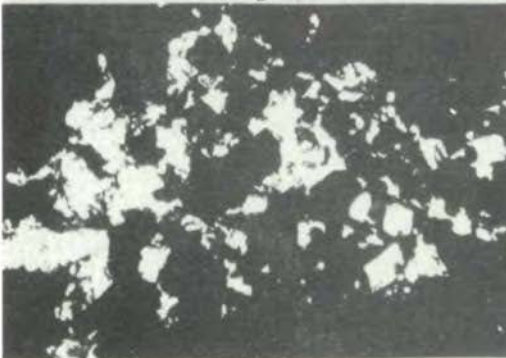
1



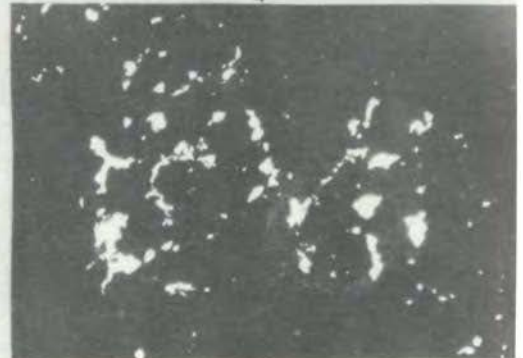
2



4

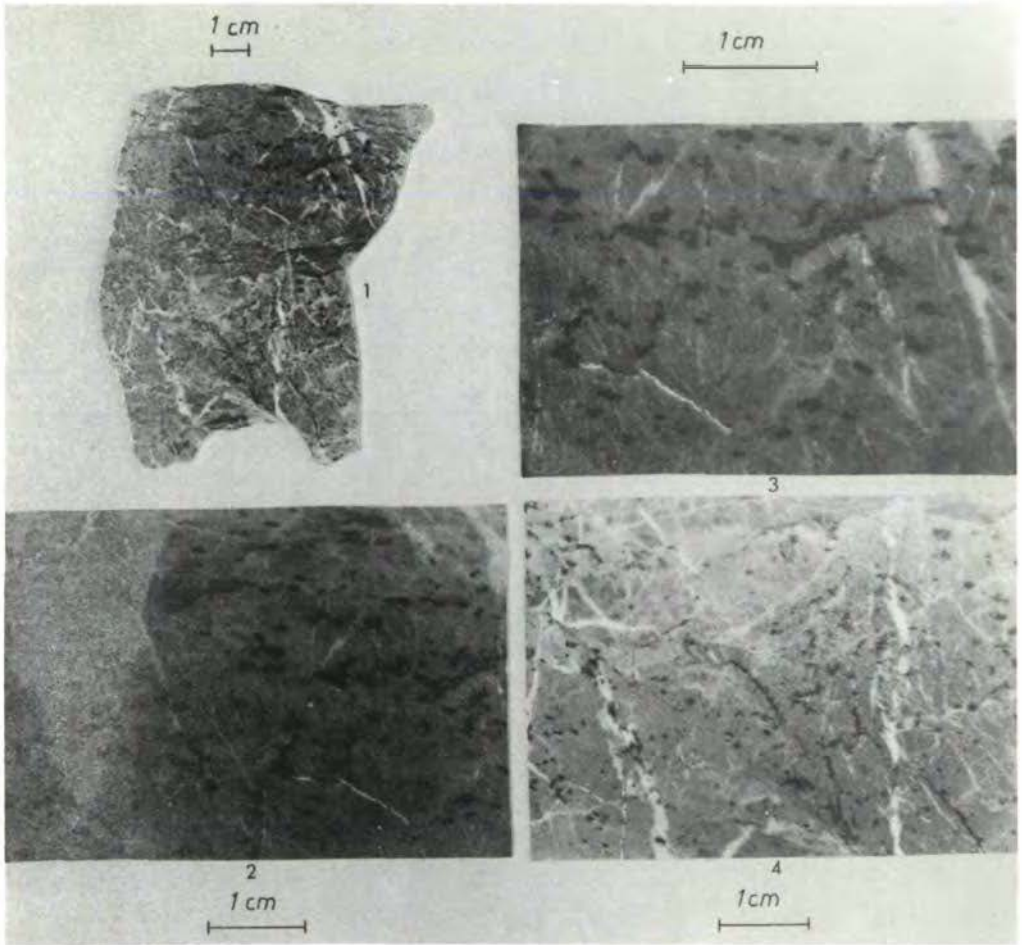


3



5

Fototafel 9: Abb. 1-5 (Erläuterungen siehe S. 43)



Fototafel 10, Abb. 1-4

Tafel 10

Zwei Handstücke der Probe K60 ergaben den gleichen Befund: Der Quarzporphyr ist vollständig karbonatisiert. Die - teilweise allerdings schon mobilisierten - Opazite deuten das ursprüngliche *s* der Ignimbrite an (Abb. 1). Junge, etwa 1 mm breite und mit einem weißen Karbonat erfüllte Klüfte lassen erkennen, daß diese Erzmineralmobilisation nur eine Migration von wenigen (5) mm bewirkte. Die bevorzugt nach einer Ebene ausgerichteten (*s*-konkordanten) Butzen sind 1-1 1/2, ausnahmsweise auch 2-3 mm

lang und 1/2-1 mm dick und im Schnitt kreisrund bis elliptisch oder linsig. Wenn die Vererzung feinste Risse ausheilt, kann sie filigran-netzförmig auftreten. Die sonst kompakten Mineralkörner sind dann aufgelöst und ausgefranst.

Die oben erwähnten Klüfte setzen an grünen, chloritischen Flatschen oft ab, verdrücken oder zerschlagen sich (Abb. 1, Mitte und links oben), wobei es örtlich zur Erzabscheidung in diesen grünen Partien kommen kann (Abb. 2, links oben). Jüngste Klüfte enthalten nur selten Erz. An Verwitterungsprodukten treten Malachit und Limonit auf.

Die Abb. 2, 3 und 4 sind Detailaufnahmen des in der Abb. 1 dargestellten einen Handstückes.

Die Abb. 2 zeigt in dunklen Butzen das Erz (Bornit und Kupferglanz), links oben wird eine dunkle, chloritische Einschaltung durch eine Kluft durchschlagen, längs der es zur Erzmigration und (im Bereich der chloritischen Einlagerung) zum Erzabsatz gekommen ist.

Diese Mobilisation durch die und längs der Klüfte kann manchmal so stark sein, daß die Risse vollständig durch das Erz ausgeheilt wurden (Abb. 4, rechts unten), an anderen Stellen kaum merklich sein (Abb. 3). Zu den erzärmsten Klüften zählen die jüngsten Risse (in der Abb. 4 verlaufen diese nahezu parallel zum linken Bildrand).

Tafel 11

Die Abb. 1 und 2 sollen den Charakter der Erzbutzen erläutern: Üblicherweise verkitteten Bornit (etwas dunkler) und Kupferglanz (etwas heller) das lockere Maschenwerk des völlig karbonatisierten Grundgewebes (Abb. 1), wobei es zumindest zu einer Teilmobilisation des Karbonates gekommen sein muß, wie die Idioblasten (Abb. 2, am oberen Bildrand; Abb. 3-5) beweisen. Bornit und Kupferglanz liegen hier in ausgezeichneter myrmekitischer Verwachsung vor (Abb. 3-5).

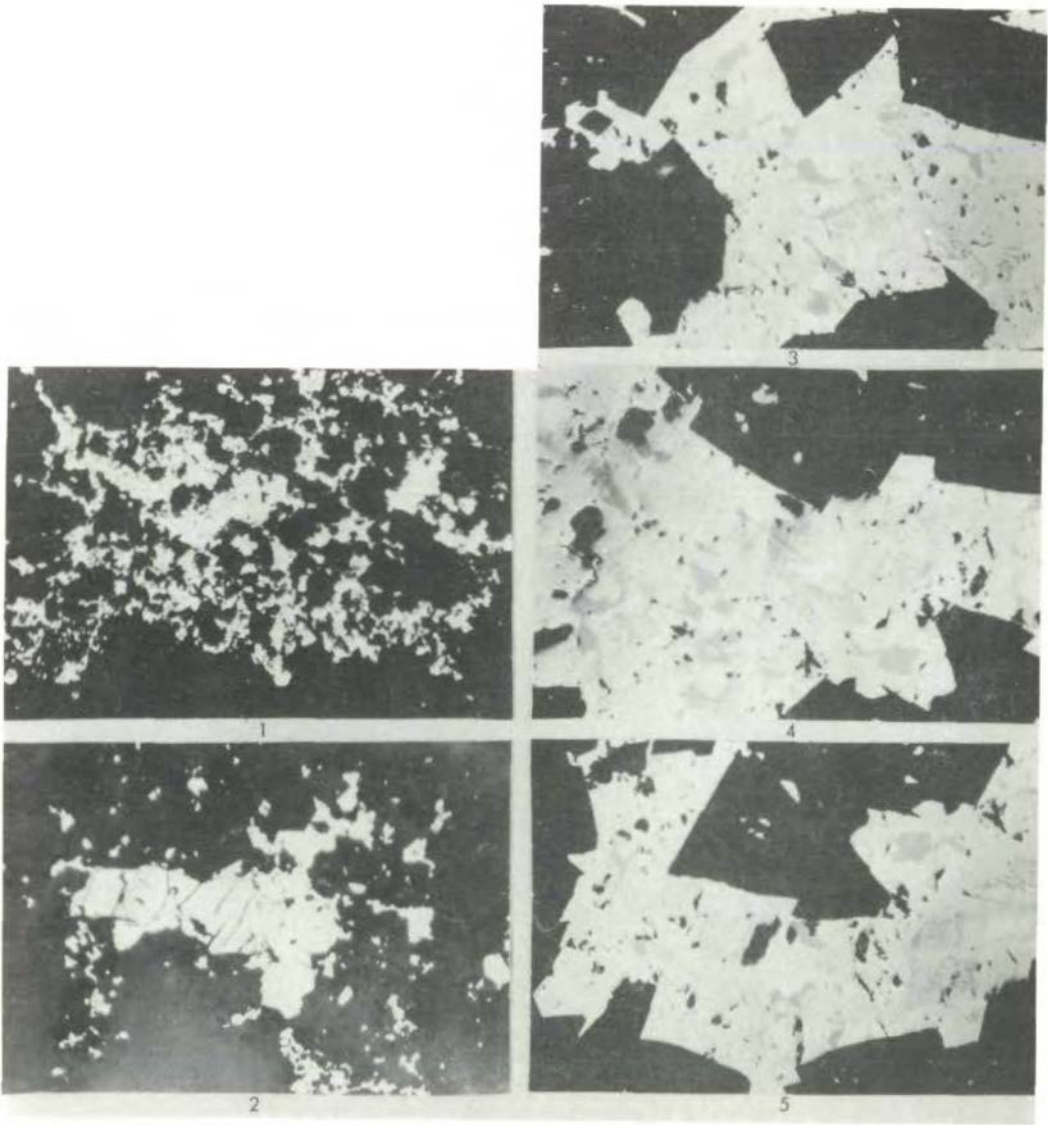
Abbildung 1-5: Probe K50, Verspeller; Vergrößerung 99x, Ölimmersion.

Tafel 12

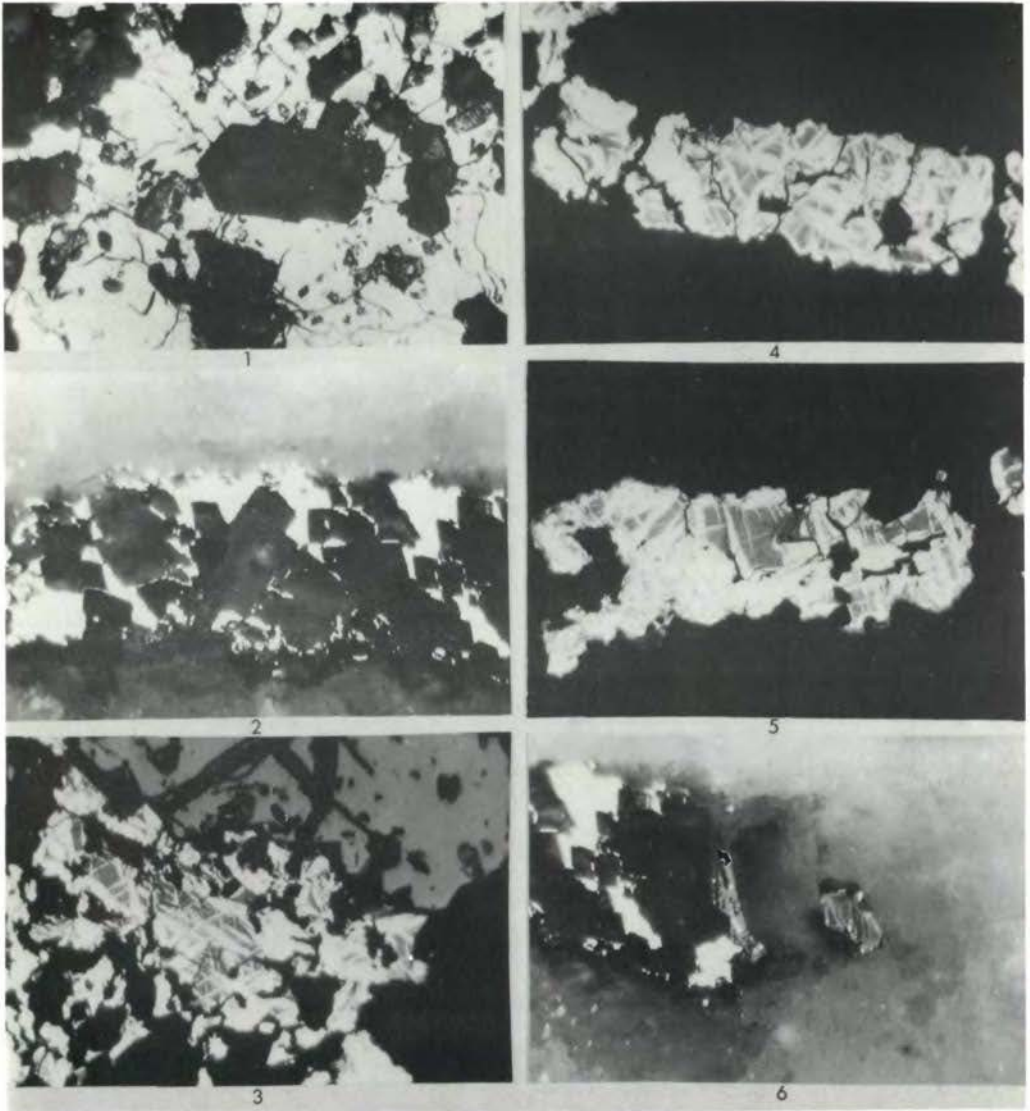
7x2-3 mm messende, grünliche chloritische Linsen wurden durch bräunlich gefärbte verdrängt. Diese werden durch eine Schar feinsten Risse mit Kupferglanz durchschlagen. Quergreifende jüngere und nur um 0,1 mm messende Risse führen Kupferkies und Bornit.

Der Kupferglanz enthält Quarz- (Abb. 1), der Kupferkies Karbonat-Idioblasten (Abb. 2, 6). Die Kupferkies-Bornit-Entmischung (Abb. 3-5) ist gröber als die der Probe ST1 des Sacktobels. Wo das Erz bereits angewittert ist, bleibt diese Entmischung noch als Limonit-Relikt erhalten (Abb. 6, rechts der Mitte).

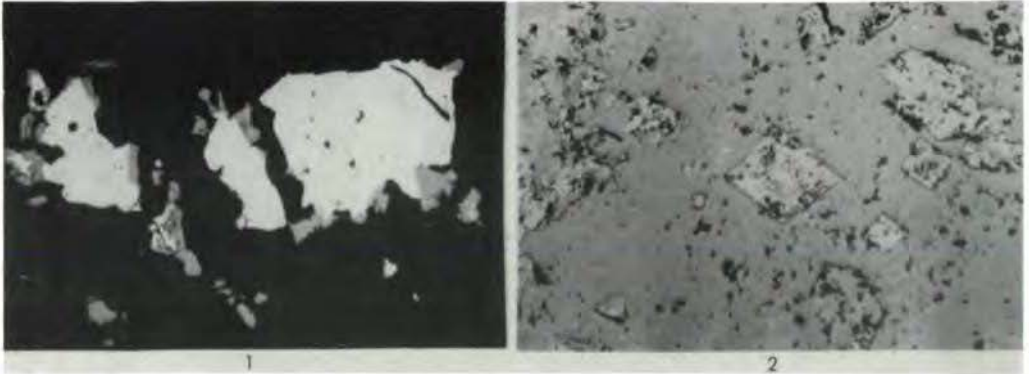
Abbildung 1-6: Probe K38, Verspeller; Vergrößerung 245x, Ölimmersion.



Fototafel 11: Abb. 1-5 (Erläuterungen siehe S. 47)



Fototafel 12: Abb. 1-6 (Erläuterungen siehe S. 47)



Fototafel 13: Abb. 1-2

In der sehr erzarmen und stark durchtrümmerten Probe K33 waren wieder zwei Klüftgenerationen festzustellen, von denen die ältere eine karbonatische, die jüngere eine karbonatisch-quarzige Gangart führte.

Die älteren, weißen und etwa 1 mm breiten Risse zeigten randlich das schon erwähnte Karbonat und in der Mitte Kupferkies (Abb. 1, hell), Kupferglanz (grau) und Pyrit (weiß, hohes Relief, links der Mitte).

Die jüngeren, etwa 1/2 mm breiten Risse sind gelblichbraun angewittert, was auf den Eisengehalt des Karbonates hinweist.

Die schon früher erwähnte Mobilisation kann zur Bildung von sterilen Quarzgängchen des karbonatischen Quarzporphyrs mit Karbonatidioblasten führen (Abb. 2).

In den nicht mobilisierten Bereichen blieb das s des Ignimbrites noch kenntlich.

Abbildung 1: Probe K33, Verspeller; Vergrößerung 105x, Ölimmersion.

Abbildung 2: Probe K37, Verspeller; Vergrößerung 100x,

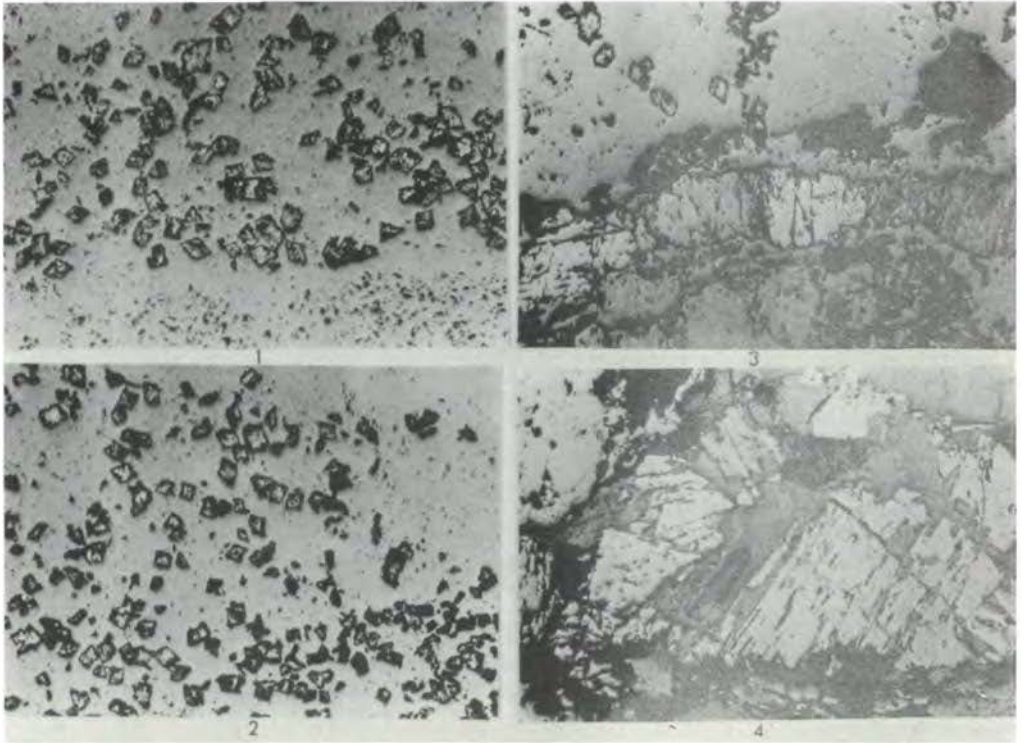
Ähnliche Verhältnisse wie am Verspeller zeigt auch das R e l l s - b a c h t a l . Meist ist ein ± deutliches Lagengefüge des Ignimbrites noch erhalten geblieben. Feinste, nur 0,1 mm groß werdende Pyrit- und Kupferkiesfünkchen durchstäuben das Gestein, das zumindest von zwei verschiedenartigen Rupturen durchsetzt wird:

a) ältere Klüfte, 1/2-9 mm breit, enthalten einzelne, bis 0,4 mm große Kieskörner, die sich auch zu etwa 2 mm großen Haufen zusammenballen können. Die Gangart dieser älteren Klüfte setzt sich aus Quarz und fast weißen bis hellgelbbraunen Karbonatidioblasten, die sich nach der Ätzung mit 30%iger Al-Nitratlösung als Dolomit herausstellten (Abb. 1, 2), zusammen. Neben Pyrit und Kupferkies kommt in diesen Rissen auch Kupferglanz vor.

b) in den jüngeren, 0,1-0,2 mm breiten Rissen treten wieder Karbonatidioblasten auf.

Unklar ist die Stellung von Klüften, die an der Grenze der älteren Klüfte zur Grundmasse verlaufen, sicher jünger als diese sind und mit einem vergleichsweise grobkörnigen, rötlichbraunen (Fe-reichen) Karbonat (Ankerit), z.T. auch mit Quarz, ausgeheilt sind (Abb. 3, 4).

Ergänzend sei noch das Auftreten von meist spärlichem Malachit angeführt.



Fototafel 14: Abb. 1-4

Abbildung 1-4: Probe RT8A2, Rellsbachtal; Vergrößerung 39x

Tafel 14

Die Proben aus der obersten Quarzporphyrylage enthalten allgemein als opake Bestandteile nur Hämatit.

Somit lassen sich, kurz zusammenfassend, folgende Tatsachen feststellen:

Die Verteilung der Kupferminerale im Handstück und unter dem Mikroskop ist faziesabhängig und daher nur dort mehr oder minder gleichmäßig, wo nicht vertikal oder lateral texturale Änderungen oder solche der mineralogischen Zusammensetzung auftreten. Auch hinsichtlich der Korngrößen lassen sich örtlich erhebliche Unterschiede feststellen.

Auch nach der Erzmineralisation läßt sich die lagige Textur noch nachweisen, weil die Mineralneubildungen offensichtlich in Form einer "erhaltenen Metasomatose" das Paläosom-Gefüge konservierten.

Das vorliegende Material gestattet es noch nicht, Überlegungen über eine mögliche laterale und vertikale Zonierung im Sinne von J.D. LOWELL & J.M. GUILBERT (1970) anzustellen.

Der Begriff "Dissemination" bezieht sich heute ausschließlich auf die Korn- oder Mineralverteilung in einem Gestein und beinhaltet keine genetische Komponente (W. LINDGREN 1933: 92). Er wird seit der Jahrhundertwende zumeist auf Kupfer- und Molybdänvererzungen in Erstarrungsgesteinen mit porphyrischem Gefüge ("porphyry copper" bzw. "molybdenum deposits") angewendet, doch spricht man vereinzelt auch von disseminierten Bleiglanz-, Scheelit- oder Graphitvorkommen, oder vom Auftreten disseminierten Quarzes.

Die Vererzung der porphyrischen Kupferlagerstätten selbst geht häufig in zwei Phasen vor sich, einer sterilen Vor- und der eigentlichen Vererzungsphase (A.M. BATEMAN 1950: 60), welche letztere dabei meist mit einer hydrothermalen Metasomatose des Erzträgers in Form einer Sericit- oder Chloritbildung und mit einer Propylitisierung einhergeht und auf derartigen Lagerstätten das primäre und Cu-ärmere Protoerz ("Protoerz" nach RANSOME 1913) bildet, das vielfach erst durch Cementationsvorgänge, vor allem durch eine Kupferglanzbildung, bis zur Bauwürdigkeit angereichert wird. Die Gehalte der bebauten Lagerstätten betragen von etwa 0,3 bis über 1% Cu.

Von zwei Proben aus dem Sacktobel liegen uns dank des Entgegenkommens des Forschungszentrums der VÖEST-Alpine AG (Leoben) chemische Analysen vor:

	Cu	Mo
h5	0,474	0,050
h5x	0,542	0,023

Diese Werte entsprechen recht gut den Gehalten, die J.D. LOWELL & J.M. GUILBERT (1970, p. 390, 391) für typische porphyrische Kupferlagerstätten angeben (0,45-0,80% Cu; 0,015% Mo).

St.E. KESLER (1973) schlug eine Gliederung der porphyrischen Lagerstätten aufgrund deren Cu-, Mo- und Au-Gehalte vor und konnte dabei einen Cu-Mo-Typ. von einem Cu-Au-Typ unterscheiden.

Obwohl uns noch keine Goldanalysen vorliegen, glauben wir, die Vererzung der Ignimbrite aufgrund des Cu:Mo-Verhältnisses dem Cu-Mo-Typ zuordnen zu können.

Cu : 10 x Mo

h5	48,7	:	51,3
h5x	70,2	:	29,8

Aus dem vorstehend geschilderten Gelände- und Laborbefund geht zwanglos hervor, daß es sich bei der Mineralisation der Ignimbrite des Montafon um eine disseminierte Kupfererzbildung handelt. Da heute allgemein nur große und bauwürdige Mineralisationen als "porphyrische Kupferlagerstätten" bezeichnet werden, kann dieser Ausdruck hier nicht angewendet werden. Weil von der Vererzung nur das Muttergestein betroffen wurde, entspricht sie dem Typ der "einfachen porphyrischen Erze" ("simple porphyry coppers" der amerikanischen Geologen).

In jüngerer Zeit sind auch aus Südosteuropa (z.B. Jugoslawien, Griechenland, Bulgarien; M. DONATH 1961, K. ZACHOS 1963, F. KOCKEL, H. MOLLAT & H. GUNDLACH 1975) Vererzungen dieses Typs bekannt geworden. In den Ostalpen ist unseres Wissens das Kupfererzvorkommen in den Ignimbriten der mittleren Quarzporphyrlage des Montafon das erste disseminierte von der Art der porphyrischen Kupfererze.

5. Ablauf und Alter der Vererzung

Nach dem Dünn- und Anschliffbefund ergibt sich für die Vererzung der disseminierten Vorkommen in der mittleren Quarzporphyrlage zwischen dem Sacktobel und dem Fuchswald eine Vererzung, die in zwei zeitlich getrennten Abschnitten vor sich ging:

A) Zunächst kam es zu einer mehrphasigen Protoerzbildung: Der Ignimbrit der mittleren Quarzporphyrlage war zunächst steril. Auf eine Vergrünung der Pyroklastika und eine erste Pyritbildung folgte die erste Kupfervererzung in Form von Kupferkies bei gleichzeitig anhaltender Pyritabscheidung. Diese Vererzung ging offensichtlich ohne größeren zeitlichen Abstand in eine Bornitbildung über, an deren Ende eine intensive Karbonatisierung verschiedener Anteile des mittleren Quarzporphyrs, so des Subvulkans im Profil des Vespeller, erfolgte. Die starke Bornit-Kupferglanz-Myrmekekitbildung ging bei noch andauernder Karbonatkristallisation vor sich. Damit schloß der erste Teil der Lagerstättenbildung ab.

B) Mit deutlicher zeitlicher Verschiebung kam es zu einer Kataklase des Altbestandes und einer gleichzeitigen Karbonat- und Quarzmobilisation. Die wenig intensive supergene Umwandlung (Alteration) des Protoerzes ist durch cementativen Kupferglanz (z.T. blaubleibenden), Covellin und Malachit belegt.

Aufgrund der geschilderten Verhältnisse und aus der Kenntnis anderer Kupfervererzungen des Montafon und deren Zusammenhang mit der örtlichen geologischen Geschichte ist der erste Abschnitt der Lagerstättengenese, d.h. die Bildung des Protoerzes, als *i n t r a p e r m i s c h*, und die darauffolgende Zerbrechung und das weitere, jüngere Geschehen in den Quarzporphyrlagen für *a l p i d i s c h* anzusehen.

6. Zur Genese der sauren Vulkanite und der darin auftretenden disseminierten Kupfererze

Auf die Verbreitung der sauren Vulkanite innerhalb der Alpen wurde schon in Kapitel 4 eingegangen. Nun ist der permische Vulkanismus auch außerhalb der Alpen sehr stark verbreitet. Kurzum, er ist an das variskische Orogen gebunden, und sowohl in den Innen-, als auch Außensenken vertreten, und somit zum subsequenten Magmatismus zu zählen (KRULL & PAECH 1975).

Die im Montafon auftretenden Effusiva und Glutwolkenabsätze treten in Innensenken bzw. intramontanen Becken, und zwar stets in Verbindung mit Rotsedimenten auf. Aufgrund der geotektonischen Position sind wir gezwungen, von einer Molasse zu sprechen, wobei zu erörtern ist, welchem Entwicklungsstadium einer Molasse die Rotsedimente des Montafon angehören. Generell unterscheidet man Früh-, Haupt- und Spätmolasse, die sich auf Rand- und Innensenken verteilen. Nach der Definition von KRULL et al. 1975 müssen wir im Montafon von einer Hauptmolasse innerhalb einer variszischen Innensenke sprechen, die gegen das Hangende hin in eine eokratonische Molassoidformation überleitet (permoskythische Sedimente).

Trotz anfänglicher Widerstände, in einem Großteil der sauren Vulkanite Ignimbrite zu sehen, hat sich nun das Bild nach mehrjährigen Untersuchungen doch grundlegend geändert. Auffallend ist die Gebundenheit vieler Ignimbrite an das Grundgebirge, da in diesem keine Möglichkeit zur Entgasung besteht. Was das Alter betrifft, so konnte im außeralpinen Variszikum ein Wandern des subsequenten Vulkanismus vom Westfal bis in das Rotliegende festgestellt werden (GALLWITZ 1959: 29). Die im Oberkarbon einsetzende, bis in das Rotliegende andauernde, besonders im unteren Rotliegenden verstärkt auftretende Bruchtektonik ist Wegbereiter für das Aufdringen dieses Vulkanismus. Immer mehr Daten sprechen dafür, daß mit der saalischen Phase der subsequente Vulkanismus sein Ende findet und somit das Hauptauftreten auf das untere Rotliegende beschränkt ist. Grobstratigraphisch läßt sich demnach der Quarzporphyrvulkanismus innerhalb der Alpen, wie es scheint, doch verwerten. Der im Zechstein, d.h. in den Alpen zur Zeit der Bellerophon sedimentation sich zunächst nur schwach äußernde basische Vulkanismus ist streng vom subsequenten Magmatismus (BEDERKE 1969: 16) zu trennen; dieser leitet den initialen Vulkanismus (frühgeosynklinaler Vulkanismus des alpidischen Zyklus; siehe De ROEVER 1959: 179) ein.

Die in den mitteleuropäischen Varisziden auftretenden Intrusiva werden auch, zum Teil sicher mit Berechtigung, zur Subsequenzfolge gezählt. In den Südalpen konnte MORTEANI et al. 1975 die unmittelbaren Beziehungen zwischen Bozener Quarzporphyr und Cima d'Asta-Granit nachweisen. Aufgrund dieser Arbeit steht es außer Zweifel, daß es sich auch - nach einem Vortrag, von MORTEANI 1972 anlässlich der Permtagung in Klagenfurt gehalten - nicht um ein aus dem Mantel aufsteigendes differenziertes Magma handeln kann. Es muß, nach den Spurenelementen zu schließen, ein aufgeschmolzenes kontinentales Krustenmaterial sein. DIETRICH 1975 denkt für den Bereich der Bozener Quarzporphyrplatte an einen aufsteigenden Manteldiapir mit darüber liegendem "hot spot", der in weiterer Folge zu einem Aufreißen der Kruste führte (triple junction). Gerade hot spots sind durch basische Kappen charakterisiert und erst im weiteren Stadium kommt es infolge von Aufdringens von Mantelmaterial zu starker Aufheizung bzw. zur Aufschmelzung von Krustenmaterial (palyngenes Magma). A.G. FISCHER (1975: 56, 57) macht einen intralithosphärischen Vulkanismus für das vulkanische Becken von Bozen verantwortlich. Nach ihm soll es zu einem Kollaps der in der Lithosphäre befindlichen Magmenkammer gekommen sein, die in der darüberliegenden Grundgebirgsoberfläche zu einer Einsenkung führte und somit zur Bildung eines Beckens führte. Nach diesem Autor wäre auch dies eine Möglichkeit zur Herausgestaltung eines Beckens (ein eigener Beckentypus). Wenn auch die Bozener Porphyrplatte einen besonderen Fall infolge der gewaltigen Mächtigkeit vulkanischer Produkte darstellt, darf man aber nicht vergessen, daß das gesamte variszische Orogen von den intermontanen Becken bis zu den extraorogenen Senken fast lückenlos von Vulkaniten derselben Art begleitet wird. Dies deutet auf ein Großereignis hin, das mit einer großräumigen Aufschmelzung zusammenhängt und nicht durch einen einzigen Subduktionsvorgang zu erklären ist.

Betrachten wir die bisher bekanntgemachte Position disseminierter Lagerstätten, und zwar jene Arten, die sicher zu den porphyry copper ores gezählt werden können, so sind diese fast ausschließlich an Subduktionszonen gebunden (JACOBSEN 1975, MITCHEL 1976). In Verbindung mit interkontinentalen hot spots konnten bisher keine, auch nicht genetisch verwandte; Lagerstätten bekanntgemacht werden.

Bevor die paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit des Perms in den Ost- und Südalpen nicht einigermaßen gesichert sind, ist eine Zuordnung der permischen Vulkanite vom Montafon zu einer möglichen Subduktionszone reine Spekulation. Bei einer Zurücknahme des Silvrettakristallins einschließlich der Phyllitgneisdecke etwa um 60 km nach Süden würde dies für die permischen Vulkanite des Montafon einen unmittelbaren Anschlußbereich an den Bozener Quarzporphyr bedeuten. Nachdem der periadriatischen Naht gerade im Perm eine große Bedeutung zukommt, ist der oben angegebene Nahbereich der Bozener Quarzporphyrplatte ebenfalls recht hypothetisch.

Danksagung

Für die Unterstützung der Arbeiten im Gelände, wie für den Materialaufwand sind wir dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich (Projekt Nr. 2143) sehr zu Dank verpflichtet.

Weiters danken wir den Vorarlberger Illwerken (Herrn Dr. H. LOACKER) für die Zurverfügungstellung der topographischen Karten sowie für die Einsichtnahme in diverse Stollenprofile.

Für Diskussionsmöglichkeiten möchten wir den Herren Univ.-Prof. Dr.G. HOSCHECK (Innsbruck), Univ.-Prof. Dr. G. MORTEANI (Berlin), Dr. E. COLINS und Dr. W. RESCH (beide Innsbruck) danken.

Literatur

- AMPFERER, O. (1932): Zur Großtektonik von Vorarlberg. - Jb. Geol.B.A., LXXXII: 31-64.
- AMPFERER, O. (1934): Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikon Gebirges. - Jb.Geol.B.A., 84: 13-14.
- ANGERER, H.; HADITSCH, J.G. & H. MOSTLER (in Vorbereitung): Jungalpidische Kupfererzgänge im Montafon (Vorarlberg).
- BATEMAN, A.M. (1950): Economic Mineral Deposits. - 2nd ed., 916 p., New York.
- BEDERKE, E. (1953): Probleme des permischen Vulkanismus. - Geol.Rdsch. 48, S. 10-18, Stuttgart.
- CASSINIS, G.; GIUBBI, O.E. & G.P. PAGLIANI (1975): Osservazioni geologiche e petrografiche sul Permiano della Bassa Val Caffaro (Lombardia orientale). - Atti.Ist.Geol.Univ. Pavia XXV, S. 17-71, Pavia.
- DONATH, M. (1962): Majdan Pek, der erste Tagebau auf einer "disseminated" Kupferlagerstätte in Europa. - Bergbauwissenschaften, 9, 8: 173-179.
- FISCHER, A.G. & S. JUDSON (1975): Petroleum and Global Tectonics. - 322 S., Princeton Univ.Press, New Jersey, Princeton.
- FRIEDRICH, O.M. (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. - Radex-Rdsch., 7/8:371-407.
- GALLWITZ, H. (1959): Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der mitteldeutschen Hauptscholle. - Geol.Rdsch. 48, S. 27-32, Stuttgart.
- HADITSCH, J.G. & H. MOSTLER (1974): Mineralisationen im Perm der Ostalpen. - Carinthia II, 164/84, S.63-71, Klagenfurt.
- HEISSEL, W.; OBERHAUSER, R.; REITHOFER, O. & O. SCHMIDEGG (1965): Geologische Karte des Rätikon. - 1:25.000, Geol.B.A., Wien.
- JACOBSEN, J.B.E. (1975): Copper deposits in time and space. - Minerals Sci. Engng., vol. 7, S.337-371, Johannesburg.
- KELCH, H. (1963): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen am Rhyolith vom Typ Hohnsdorf, nördlich Halle (Saale). - Geologie, Jg. 12, H. 4, Berlin.
- KESLER, St.E. (1973): Copper, Molybdenum and Gold Abundances in Porphyry Copper Deposits. - Econ.Geol. 68, 1: 106-112.
- KOCKEL, F.; MOLLATH, H. & H. GUNDLACH (1975): Hydrothermally Altered and (Copper) Mineralized Porphyritic Intrusions in the Serbo-Macedonian Massif (Greece). - Mineral. Deposita, 10: 195-204.

- KRULL, P. & W. PAECH (1975): Zur zeitlichen und räumlichen Stellung der Rotsedimente. - Z.geol.Wiss. Berlin 3, 11, S. 1439-1451, Berlin.
- LINDGREN, W. (1933): Mineral Deposits. - 4th ed., 930 p., New York, London.
- LOWELL, J.D. & J.M. GUILBERT (1970): Lateral and Vertical Alteration - Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. - Econ.Geol. 65, 4, 373-408.
- MARSHALL, P. (1935): Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. - Royal Soc. New Zealand Transact., 64.
- MITCHELL, A.H.G. (1976): Mineralization at Plate Boundaries. - Minerals Sc. Engng., vol. 8, S. 129-196, Johannesburg.
- MOSTLER, H. (1972): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). - Verh.Geol.B.A., S. 171-174, Wien.
- MOSTLER, H. (1972b): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). - Verh.Geol. B.A., S. 155-162, Wien.
- MÜLLER, J. (1929): Geologische Gedanken am Arlberg. - Festschr. Sekt. Ulm DuÖAV, 39-48.
- MÜLLER, J. (1930): Genesis und Wirtschaftlichkeit ostalpinen Erzvorkommen. - Mont. Rdsch., XXII, 8, 7 p.
- MÜLLER, St. (1924): Vorarlbergs Bergbau zur Karolingerzeit. - Vierteljahresschrift f. Gesch. u. Landeskunde Vorarlbergs. - VIII, 61-75.
- MÜLLER, St. (1925): Zur Geschichte des spätmittelalterlichen Bergbaues im Montafon. - Vierteljahresschrift f. Gesch. u. Landeskunde Vorarlbergs, IX, 2, 33-44.
- RAMDOHR, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. - 4. Aufl., 1277 p., Berlin.
- RANSOME, F.L. (1913): Discussion on the terms "primary ore" and "protore". - Econ.Geol. 8, 721.
- REITHOFER, O. (1939): Bericht über lagerstättenkundliche Feldarbeiten 1938. - Zwgst. Wien d. Rst. f. Bodenforschg., 1-3, 65-66.
- ROEVER de, W.P. (1959): Schwach alkalischer frühgeosynklinaler Vulkanismus im Perm der Insel Timor. - Geol. Rdsch. 48, S. 179-184.
- ROSENBUSCH, H. (1908): Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine. Zweite Hälfte Ergußgesteine. - 4. Auflage, Stuttgart.
- SCHMIDT, A.R. (1879): Bergbaue, Erz- und Kohlenfunde und besonders nutzbare Gesteinsarten in Vorarlberg. - Österr.Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen XXVI, 349-351, 361-362, 376-378.
- SMITH, R.L. (1960): Ash flows. - Bulletin of the Geol.Soc. of America, Vol. 71, No. 6, Baltimore.
- STRECKEISEN, A.L. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. - N.Jb.Miner.Abh., 107, 2 u. 3, 144-240, Stuttgart, Sept. u. Okt.
- WEYL, R. (1954): Beiträge zur Geologie El Salvadors V. Die Schmelztuffe der Balsamkette. - N.Jb.Geol.u.Paläont., Abh.99.
- ZACHOS, K. (1963): Discovery of a copper deposit in Chalkidiki peninsula, N-Greece. - Geol.Geophys.Res., 8, 26.
- ZIRKEL, F. (1893): Lehrbuch der Petrographie. - 2nd ed., v. 1, Leipzig, Verlag von Wilhelm Engelmann, 845 p.

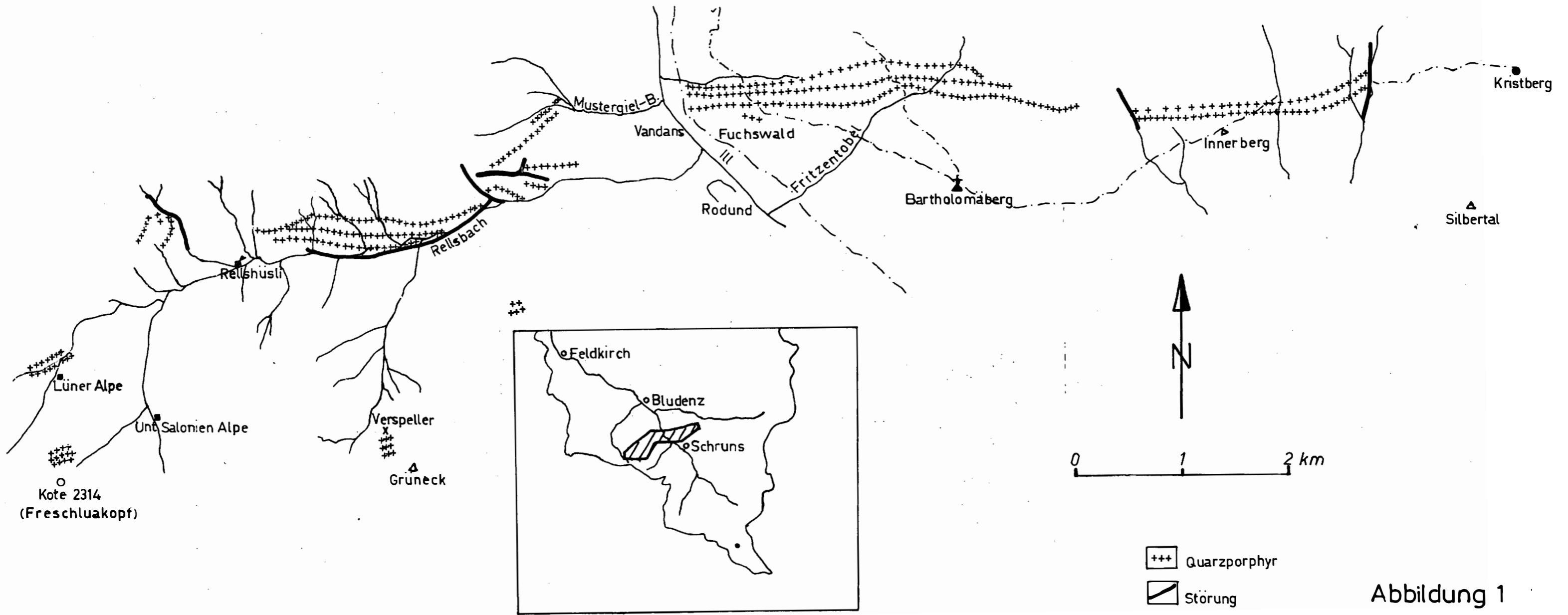


Abbildung 1

Baugeologische Untersuchungen im Raume Dalaas (Klostertal, Vorarlberg)

1. Teil: Regionalgeologische Ergebnisse

von M. Köhler⁺)

Zusammenfassung

Für die baugeologische Prognose eines Straßentunnels, der im Zuge des Ausbaues der Arlberg-Schnellstraße S 16 nördlich von Dalaas errichtet wird, wurde auf der Grundlage bestehender geologischer Karten eine Neukartierung des Dalaaser Raumes durchgeführt.

Sie wurde deshalb notwendig, da eine geologische Analyse des engeren Tunnelbereiches allein nicht ausgereicht hätte, die auftauchenden Fragen zu klären. Obwohl die Kartierung immer im Hinblick auf eine baugeologische Aussage erfolgte, ergaben sich auch einige neue Aspekte in regionalgeologischer Hinsicht.

Der Tunnel verläuft in den Klostertaler Alpen nahe am Kontakt zur Silvrettamasse. Es konnte gezeigt werden, daß die südliche Davennaschuppe die Alfenz nach Norden überschreitet und längs einer markanten Störungsfläche am Klostertaler Sattel angrenzt. Diese Davennaschuppe besitzt inverse Lagerung, wobei das Kristallin mit deutlichem Südfallen auf den Kalkalpen liegt. Möglicherweise ist diese Schuppe noch in sich verfaultet. Die Störungsfläche zwischen Davennaschuppe und Klostertaler Sattel ist wahrscheinlich die direkte Fortsetzung der bekannten Davennastörung.

Das von AMPFERER vermutete Vorkommen von Arosazone stellte sich an einer Stelle als Buntsandstein heraus. Der Faltenbau des Klostertaler Sattels konnte genauer erkannt werden, wobei die

⁺) Anschrift des Verfassers: Dr. Manfred Köhler, Ingenieur-gemeinschaft Lässer-Feizlmayr, Framsweg 16, A-6020 Innsbruck

Verfaltung Richtung Norden abnimmt.

Auch im Gebiet westlich von Dalaas ergaben sich einige neue Kartierungsergebnisse. Störungen im Gebiet von Mason trennen Alpinen Muschelkalk von Partnach-Schichten des Klostertaler Sattels.

Der Alpine Muschelkalk könnte hier im stratigraphischen Verband zur Schichtfolge südlich der Alfenz stehen. Ob sich damit ein etwas engerer Zusammenhang zwischen Nördlicher Davennaschuppe und Klostertaler Sattel andeutet, kann nur vom Dalaaser Raum her nicht entschieden werden.

Das Verfolgen des Kalkalpensüdrandes bei Dalaas ergab die Vermutung, daß die Silvrettamasse zwischen Dalaas und St. Anton in nordwestlicher Richtung den Kalkalpensüdrand überfahren und niedergedrückt hat, wodurch die B-Achsen niedergebogen wurden. Die geologischen Verhältnisse ähneln somit jenen am Nordrand der Öztaler Masse zwischen Telfs und Zirl.

Die Auswertung eines geologischen Stollenbandes des ca. 9 km langen Alfenzstollens, das teilweise noch von O. REITHOFER angelegt wurde, ergab wichtige baueologische Hinweise auf die Schwierigkeiten bei Hohlraumbauten im Grenzbereich von Kristallin zu Kalkalpen. Der Alfenzstollen im südlichen Hang des Klostertales brachte einen durchgehenden Aufschluß von Kristallin über Buntsandstein zu Hauptdolomit.

Summary

Using existing geologic maps, a new map was plotted of the Dalaas area for use in drawing up an engineering geologic forecast for a road tunnel to be built in the course of the construction of the Arlberg Expressway S 16 north of Dalaas. This new map was necessary, since a geologic analysis of the actual tunnel area alone would not have been sufficient to answer the questions raised. Although the map was made with a view to engineering geology, several new insights into the regional geology were made.

The tunnel is located in the Klostertal Alps nearly touching the Silvretta mass. It was shown, that the southern Davenna wedge crosses the Alfenz to the north and borders on a marked fault in the Klostertal anticlinale. This Davenna wedge lies inversely, whereby the crystalline lies on the Northern Calcareous Alps with an obvious southern inclination. This wedge could possibly still be folded inside itself.

The fault between the Davenna wedge and the Klostertal anticlinale is probably the direct continuation of the known Davenna fault.

The occurrence of Arosa zone presumed by AMPFERER proved to be Buntsandstein in one place. The folding of the Klostertal anticlinale was more exactly recognizable, whereby the folding diminishes to the north.

In the area west of Dalaas the map-plotting also had some new results. Faults in the Mason area separate Alpine Muschelkalk from Partnach schists of the Klostertal anticlinale.

The Alpine Muschelkalk here could be stratigraphically connected to the strata sequence south of the Alfenz.

From the Dalaas area alone it cannot be determined whether or not a somewhat closer connection between the northern Davenna wedge and the Klostertal anticlinale is indicated.

After following the southern edge of the Northern Calcareous Alps near Dalaas, it was presumed that the Silvretta mass between Dalaas and St. Anton had crossed the southern edge of the Northern Calcareous Alps, whereby the B-axes were bent downward. The geologic relationships are therefore similar to those on the northern edge of the Ötztal mass between Telfs and Zirl.

The evaluation of geologic records from the approximately 9 km long Alfenz tunnel, which was partially performed by O. REITHOFER, provided important engineering geologic information on the problems of tunnelling on the borderline from crystalline to Northern Calcareous Alps. The Alfenz tunnel in the south slope of the Kloster valley provided a continuous description of the geologic conditions from crystalline to Buntsandstein to Hauptdolomit.

Inhalt

1. Einleitung
 2. Schichtfolge
 3. Geologische Kartierung
 - 3.1. Übersicht
 - 3.2. Ergebnisse
 4. Tektonischer Bau
 - 4.1. Klostertaler Sattel
 - 4.2. Davennagruppe
 5. Geologische Kurzbeschreibung des Alfenzstollens
 6. Weitere Untersuchungen
- Literatur

1. Einleitung

Im Zuge des Ausbaues der Arlberg-Schnellstraße S 16 durch das Klostertal wird zur Umfahrung der Gemeinde Dalaas ein voraussichtlich 1600 m langer Tunnel zwischen Hölltobel und Sonnenhalb notwendig. Vom Amt der Vorarlberger Landesregierung - Abteilung Straßenbau, erhielt die Ingenieurgemeinschaft Lässer-Feizlmayr den Auftrag, die Gesamtplanung dieses Tunnelbauwerkes durchzuführen, wobei die baugelogische Bearbeitung durch den Verfasser erfolgte.

In der vorliegenden Arbeit werden nur die allgemeinen regional-geologischen Erkenntnisse beschrieben, die sich aus der baugelogischen Aufnahme des Dalaaser Raumes ergaben. Eine ausführliche Darstellung der baugelogischen Verhältnisse findet sich im Originalgutachten des Generellen Tunnelprojektes 1977, Variante 2, Einlage Nr. 2: Geologie und Gebirgsmechanik, welches an das Amt der Vorarlberger Landesregierung - Abteilung Straßenbau, erstattet wurde.

Für die Genehmigung zur Publikation sei an dieser Stelle Herrn Hofrat GEHRER gedankt.

Mein Dank gilt ebenso Herrn Univ.-Prof. Dr. HEISSEL, der mir die Einrichtungen des Geologischen Institutes in Innsbruck zur Anfertigung und Auswertung von Dünnschliffen zur Verfügung stellte.

Weiters sei für die Möglichkeit der fachlichen Aussprache Herrn ANGERER, Herrn Dr. RESCH und Herrn Univ.-Prof. Dr. MOSTLER vom Geologischen Institut Innsbruck, Herrn Dr. KAISER von der Arlberg-Straßentunnel AG., Herrn Dr. HARSCH vom Geotechnischen Institut in Bern und Herrn Dipl.Ing. KELLER (ÖBB-Kraftwerksausbau) für die Überlassung eines Stollenbandes vom Alfenz-Stollen gedankt.

2. Schichtfolge




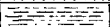
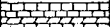

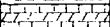
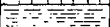
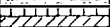





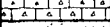
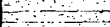
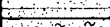
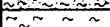

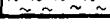
Die Schichtfolge mußte gemäß den Erfordernissen einer baugelogischen Prognose in einigen Fällen vereinfacht werden, sodaß wissenschaftliche Neuergebnisse nur teilweise berücksichtigt werden konnten. Das trifft insbesondere die Stratigraphie des Alpenen Muschelkalkes und den Übergangsbereich von Partnach-Schichten zu Arlberg-Schichten. Details einer Stratigraphie wurden nur dann übernommen, wenn sie auch in geotechnischer Hinsicht wichtig erschienen.

In Tab. 1 wurde in einem Säulenprofil die Schichtfolge schematisch dargestellt. Die baugelogischen Gesteinstypen 1-5 sind im Anschluß daran in Tab. 2 beschrieben, wobei die Unterteilung auf die Baupraxis ausgerichtet ist. Es gilt zu beachten, daß die Gesteinstypen in keinem Fall mit Gebirgsgüteklassen verwechselt werden dürfen. Sowohl Stratigraphie, als auch baugelogische Typisierung gelten nur für den engeren Tunnelbereich.

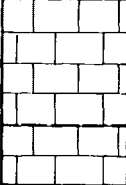
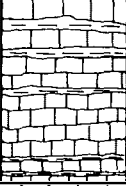
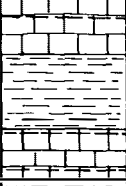

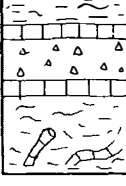
2.1. Gesteine der Silvrettamasse

Die ältesten Ablagerungen sind Gesteine der Silvrettamasse (Glimmerschiefer, Phyllit, Muskovitgranitgneis) und des Paläozoikums (Tonschiefer, Sandstein, Mergel), die jedoch nur südlich der Alfenz verbreitet sind und daher vom Tunnel nicht berührt

SCHICHTFOLGE IM RAUM DALAAS

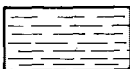
Mächtigkeit (geschätzt)	Symbol	Geologische Bezeichnung	Gesteine	Baugeologische Gesteinstypen
		Hauptdolomit	grobbankige Dolomite	
				
90 m		2 c	Rauhdecken und Gips	5
20 m		2 c	Kalk, Dolomit	
20 m		2 b	Tonschiefer, Mergel	
20 m		2 a	Dolomite, Kalke	
10 m		1 c	Tonschiefer und Sandsteine	
30 m		1 b	Kalke, Dolomite, Rauhdecken	
20 m		1 a	Tonschiefer und Sandsteine	
max. 300 m		Obere Arlberg-Schichten	Gebankte Dolomite, Kalke mit Rauhdeckenlagen, im Hangenden Mergellagen	2+1
20-70 m		Mittlere Arlberg-Schichten	Kalk, wenig Dolomit, selten Tonlagen	1
		Untere Arlberg-Schichten	Wechselagerung Kalk/Schiefer	3+2
100-200 m		Partnach-Schichten	im Hangenden 3 - 4 Kalk-horizonte; Tonschiefer, Mergel vereinzelt dünne Kalk-bänkchen;	1+4 4
50-150 m		Obere Gesteinsserie	Kalke, Dolomite mit Mergellagen; "Knollenkalk", "Hornsteinkalk"; Pietra Verde	2
		Mittlere Gesteinsserie	Kalke, Dolomite	2+1
		Untere Gesteinsserie	Kalke, Dolomite mit dünnen Mergellagen, "Wurstel"-Kalk	2
10 - 20 m		Punt la Drossa Schichten	Rauhdecken, Mergelkalk, Gips	5
100-150 m		Buntsandstein + Verrucano	Quarzsandsteine, Konglomerate Quarzite	
max. 200 m		Paläozoikum	Sandsteine, Tonschiefer, Konglomerate, Kalke, Mergel	
		Kristallin	Glimmerschiefer, Phyllitgneise, Muskovitgranitgneis	TAB. 1

GESTEINSTYPEN

SYMBOL	BAUGEOLOGISCHER GESTEINSTYP	HAUPTGESTEINE
	1	Kalk, Dolomit, selten dünne Tonlagen
	2	Kalk mit Tonmergelzwischenlagen
	3	Kalk und Tonschiefer in Wechsellagerung
	4	Tonschiefer mit dünnen Kalkbänkchen
	5	Tektonisch überprägte Gesteine; z.B. Gips, Rauhwacken Breccien, Mylonit



KALK, DOLOMIT



TONSCHIEFER, MERGEL

M - 1: 200

TAB. 2

werden. In der geologischen Karte wurde aus diesem Grunde diese Serie nicht unterteilt.

2.2. Buntsandstein (+ Verrucano)

Er umfaßt rote oder grüne, glimmerreiche Quarzsandsteine, Quarz-konglomerate oder Tonschiefer; im Hangenden werden grobbankige Quarzite häufig. Die Schichtung ist meist deutlich ausgebildet. Die Gesteine sind in der Regel sehr stark zerklüftet. Die Mächtigkeit kann über 100 m betragen.

Alter: Permoskyth

2.3. Alpiner Muschelkalk

Die Unterteilung des Alpiner Muschelkalkes wird in der geologischen Literatur verschieden gehandhabt. Die folgende Tabelle zeigt eine Gegenüberstellung von einigen Einteilungsmöglichkeiten.

Im baueologischen Gutachten wurde die Gliederung ungefähr im Sinne von FRISCH übernommen, da sie mikrofazielle Bezeichnungen oder Lokalnamen vermeidet, die unter Bauingenieuren nur Verwirrung stiften.

Frisch (1968, 1975)	Kubanek (1969)	Hirsch (1966) Kobel (1969)	Mostler und Bechstädt (1974)
Obere Gesteinsserie	Knollenkalk- serie	Reiflinger Schichten	Reiflinger Kalk
Mittlere Gesteinsserie	Massenkalk- serie	Gutensteiner	"Steinalmkalk"
Untere Gesteinsserie	"Wurstl"- Bankkalkserie	Kalk	Virgloriakalk
		Punt la Drossa- Schichten	

Tab. 3: Einteilungsmöglichkeiten des Alpiner Muschelkalkes

Bei guten Aufschlußverhältnissen wurde der Alpine Muschelkalk in drei Serien gegliedert:

a) Untere Gesteinsserie

Sie besteht an der Basis aus gelben Rauhwacken, Breccien, Karbonaten und Mergeln, die meist als "Punt la Drossa-Schichten" bezeichnet werden. Fallweise tritt in der Schichtfolge auch etwas Gips auf.

Bei tektonischen Bewegungen werden diese Schichten häufig abgeschert. Die Mächtigkeit schwankt daher stark, sie dürfte 10-20 m betragen. Darüber folgen dünn- bis mittelbankige Kalke oder Dolomite, die häufig wellige Schichtflächen mit Mergelbelägen zeigen. In den Karbonaten treten die sogenannten "Wurstl-Kalke" auf. Die Schichtung ist ganz allgemein ein auffallendes Merkmal dieser Gesteinsserie. Sie reicht vom Zentimeter- bis Meterbereich und kann ebenflächig oder wellig sein. In den Schichtfugen finden sich oft dünne Mergellagen, die als gute Trennflächen wirken.

b) Mittlere Gesteinsserie

Sie besteht aus etwas dickerbankigen Kalken, seltener Dolomiten mit ebenen Schichtflächen.

Einschaltungen von Wurstlkalken oder Mergellagen sind selten.

c) Obere Gesteinsserie

Sie baut sich aus dünnschichtigen bis mittelbankigen Kalken und Dolomiten mit welligen bis knolligen, tonigen Schichtflächen auf. Sehr häufig tritt eine starke Hornsteinführung auf: sie äußert sich in einem lagenweisen oder isolierten Auftreten von feinkörnigem Quarz, wobei diese Einlagerungen bis Faustgröße erreichen können. In der höheren Schichtfolge können sich grünliche schieferige Tuffe und Tuffitlagen vulkanischen Ursprungs einschalten ("Pietra verde"). An der Oberfläche sind diese Schieferlagen meist zersetzt und verlehmt.

Die Gesteine des Alpenen Muschelkalkes sind in bestimmten Horizonten fossilführend (Crinoiden), wobei diese Biogenreste derart angereichert sein können, daß das Gestein größere Härte bekommt. Die Mächtigkeit des gesamten Alpenen Muschelkalkes beträgt etwa 50-150 m.

Alter: Anis - tieferes Ladin

2.4. Partnach-Schichten

Diese Schichtfolge besteht in der Hauptsache aus dunklen, feinschichtigen Tonschiefern und Mergeln mit großer Mächtigkeit. Kalke oder Dolomite sind am Übergang zum Alpenen Muschelkalk oder Arlberg-Schichten häufig. Die Partnach-Schiefer sind feinkörnige, klastische Ton- und Mergelgesteine, deren Härte, Verwitterungsresistenz und Wasserempfindlichkeit vom Karbonatgehalt abhängig ist. Er nimmt im allgemeinen in der Schichtfolge von unten nach oben zu. Die tieferen Partnach-Schichten haben im Durchschnitt Karbonatgehalte von 0-5% und sind als siltige Tonschiefer anzusprechen, während die höheren bis zu 40% Karbonat in Form von Calcit und Dolomit aufweisen können. Innerhalb der Partnach-Schiefer treten dünne Zentimeter- bis Dezimeter-mächtige Kalkmergelbänken mit charakteristischer gelber Verwitterungsfarbe auf. Erst in den höheren Partnach-Schichten finden sich 3-4 Kalkhorizonte, die jeweils einige Meter mächtig sein können und morphologisch bei entsprechenden Aufschlüssen sehr deutlich als Rippen hervortreten.

Am Übergang zu den Arlberg-Schichten ist eine intensive Wechselagerung von Schiefern und Kalken ausgebildet, deren stratigraphische Zuordnung zu Partnach-Schichten oder Arlberg-Schichten unklar ist.

Diese Kalke der Partnach-Schichten sind sowohl den Karbonatgesteinen des Muschelkalkes, als auch jenen der tieferen Arlberg-Schichten ähnlich. Sehr häufig treten im Dezimeter- bis Halbmeterbereich gebankte Kalke, seltener Dolomite mit knolligen Schichtoberflächen auf.

Die Hornsteinführung ist gering.

Die gesamte Mächtigkeit der Partnach-Schichten beträgt 100-200 m, wobei tektonische Reduzierungen auftreten können.

Alter: Ladin

2.5. Arlberg-Schichten

Die Unterteilung der Arlberg-Schichten wurde von den geologischen Bearbeitern verschieden vorgenommen. Die nachstehende Tabelle zeigt eine Gegenüberstellung der verschiedenen Bezeichnungen:

Kobel (1969)	Hirsch (1966)
Obere Arlberg-Schichten	Couches d'Arlberg supérieures Dolomie d'Arlberg
Mittlere Arlberg-Schichten	Calcaire d'Arlberg
Untere Arlberg-Schichten	-----

a) Untere Arlberg-Schichten

Sie bezeichnen die deutliche Wechsellagerung von mächtigen Tonschiefern und Kalken am Übergang von Partnach-Schichten zu Arlberg-Schichten, sodaß keine klare lithostratigraphische Grenze ausgebildet ist (KOBEL, 1969).

Baugeologisch leitet diese Schichtgruppe von den tonschieferreichen, eher nachbrüchigen Partnach-Schichten zu den standfesten Kalken der Arlberg-Schichten über.

b) Mittlere Arlberg-Schichten

Sie sind durch das Auftreten von hellen bis dunkelgrauen, im frischen Bruch dunklen Kalken gekennzeichnet, die sehr mächtig werden können. Die Mittleren Arlberg-Schichten treten als geschlossene Karbonatfolge über den tonschieferreichen Partnach-Schichten auf und bilden auffallende Felsstufen.

Die Schichtfolge ist ziemlich monoton ohne besonders korrelierbare Horizonte.

In den Schichtflächen treten nur vereinzelt dünne Mergellagen auf. Die Dolomitisierung ist gering. Eine Verkieselung kann in Form von schnurförmigen cm- bis dm-langen Hornsteinknauern erfolgen.

Vereinzelt treten auch in den Arlberg-Schichten "Wurstkalk" auf, die makroskopisch jenen des Alpenen Muschelkalkes ähnlich

werden.

Die Schichtung ist unterschiedlich. Der Großteil der Kalke ist grobbankig bis massig; feinbankige, dünnschichtige und laminierte Kalke sind hingegen selten. Die Schichtflächen sind überwiegend eben.

Die Mächtigkeit beträgt ca. 20-70 m.

Alter: Ladin

c) Obere Arlberg-Schichten

Sie bestehen aus zuckerkörnigen, löchrigen, rauhwackenartigen Kalken und Dolomiten, teilweise mit Feinschichtung, Trümmer-
rauwacken und verschiedenen Breccien. Im oberen Teil der Schicht-
folge können sich auch noch kalkige oder dolomitische Mergel ein-
schalten. Die Kalke sind häufig bituminös.

Die Schichtfolge ist somit sehr verschiedenartig zusammengesetzt, wobei zusätzlich noch Gesteinstypen ineinander übergehen können. Die Gesteine sind meist deutlich gebankt, selten massig.

Die ebenen Schichtflächen sind häufig von dünnen Tonhäuten über-
zogen.

Die maximale Mächtigkeit beträgt ca. 200-300 m.

Alter: Ladin

2.6. Raibler Schichten

Sie stellen die heterogenste Schichtfolge im Tunnelbereich dar und bestehen aus Sandsteinen, Tonschiefern, Kalken, Dolomiten, Rauhwacken und mächtigen Gipsen, die bei Dalaas früher abgebaut wurden.

Es lassen sich drei Tonschieferhorizonte unterscheiden, in denen dünne Sandsteinbänke auftreten. Ihre Lage ist aus dem Säulen-
profil zu entnehmen. Die Dolomite und Kalke sind dünn- bis
mittelbankig, teilweise mit welligen Schichtflächen, vor allem
am Kontakt zu den Tonschiefern.

Sehr häufig finden sich gelbliche Rauhwacken.

Den Abschluß der Schichtfolge bildet meist ein mächtiges Gips-
lager. Der rötlich-weiße, feingeschichtete Gips dürfte durch
Wasseraufnahme und Volumsvergrößerung aus Anhydrid entstanden
sein. Möglicherweise ist daher im Berginnern noch quellfähiger
Anhydrid vorhanden.

Der Gips ist sehr stark plastisch verfaltet. Bergwasser, das
von ihm beeinflußt ist, zeigt einen hohen Sulfatgehalt.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten ist regional sehr unter-
schiedlich. Im Raume nördlich von Dalaas können sie in der
sogenannten "Westfazies" nach HARSCH (1968) bis zu 200 m mächtig
werden, während sie nach SW in der Davennagruppe (Rotrüfetobel)
auf ca. 40-60 m abnehmen ("Südfazies").

Alter: Karn

2.7. Hauptdolomit

Er steht im unmittelbaren Tunnelbereich nicht an und wurde daher
nur bei den Übersichtsbegehungen im Süden an der Fallbachwand
angetroffen.

2.8. Lockermaterial

Im Westabschnitt der Tunnelstrecke von Variante 2 tritt im
Schuttkegel von Dalaas mächtiges Lockermaterial auf, dessen

baugeologische Erkundung auf indirektem Weg durch Aufschließungsarbeiten erfolgen mußte. Kleine, natürliche Aufschlüsse, die das Material im ungestörten Zustand zeigen, finden sich nur an der Mündung des Mutten- und Hölltobels in die Alfenz.

Für die Beurteilung des Lockermaterials standen die Aufschlußbohrungen 6, 7, 8 und seismische Untersuchungen von Dr. SCHUCH zur Verfügung.

Das Lockermaterial setzt sich im wesentlichen aus drei Schicht-horizonten zusammen:

Der tiefste Horizont, der von der Bohrung 8 noch erreicht wurde, besteht aus gleichmäßig aufgebauten, sandig-schluffigen Kiesen mit stärker schluffigen Lagen. Einlagerungen von Steinen oder Blockwerk sind selten. Der Entstehung nach dürfte es sich um fluviatil antransportierten Gehängeschutt handeln. Das Material ist besonders an den schluffigen Lagen durchnäßt.

Der mittlere Horizont setzt sich aus sandigen Kiesen und Steinen mit viel Blockwerklagen zusammen, wobei der Schluffanteil stark abnimmt. In diesem Material treten auch große Findlinge bis ca. 5 m Durchmesser auf, die im Bereich der Bohrung 8 angetroffen wurden. Dieses Material könnte durch das Eis antransportiert worden sein (Moräne). Am Rande des Dalaaser Schuttkegels finden sich obertags Reste von Seitenmoränen, die vermutlich aus diesem Material bestehen.

Die Mächtigkeit beträgt im Osten rund 20 m, sie nimmt gegen Westen im Bereich der Bohrung 7 auf ca. 10 m ab; zwischen Bohrung 6 und 7 dürfte dieser Horizont auskeilen.

Wasserführende Horizonte wurden an feinteilreichen Lagen und an der Oberseite des mittleren Horizontes in Bohrung 8 angefahren. Der obere Horizont baut sich aus schluffig-sandigen Kiesen mit Steinen und kleinem Blockwerk auf. Der Schluffanteil ist in einzelnen Schichten stärker angereichert. Die Zusammensetzung ist inhomogen. Dieser Horizont wurde vermutlich durch Muren gebildet, die auch die älteren Moränen umgelagert haben. Die Mächtigkeit beträgt 15-20 m, wobei zwischen Bohrung 6 und 7 der obere Horizont sofort über dem unteren Horizont folgen dürfte. In den Bohrungen erwies sich dieser Horizont als trocken.

Das Lockermaterial besteht fast nur aus kalkalpinem Gehängeschutt oder Moränenmaterial. Die vorherrschenden Gesteinsbruchstücke sind Kalke, seltener Tonschiefer und Quarzite. Die Kornform der Kalke ist meist kugelig oder kubisch, während Tonschiefer überwiegend flach oder plattig ausgebildet sind. Steine und Blöcke, die größer als 10 cm sind, wurden von den Bohrungen auf ungefähr 10-15% der Bohrstrecke durchörtert. Die durchschnittliche Länge der Blöcke liegt zwischen 10 und 30 cm; in bestimmten Horizonten wird sie aber bedeutend größer, wobei einzelne Blöcke bis 5 m Länge erreichen können. Die Häufigkeit und Größe von Steinen und Blöcken nimmt gegen Osten zur Felslinie zu.

Die Schichtung des Lockermaterials ist undeutlich, sie wird durch die Einregelung von plattigen Geröllen angedeutet. Sie fällt mit ungefähr 7-8° nach Süden ein. Der Schichtaufbau erfolgte in der Regel konkordant, sodaß die heutige Oberflächenform die Untergrundverhältnisse abbildet.

Obertags austretendes Hangwasser zeigt einen Sulfatgehalt von 350-370 mg/l, der von gipsführenden Raibler Rauhwaschen herrühren dürfte.

Das Lockermaterial stammt zum überwiegenden Teil aus dem Gebiet des Höll-, Sand- und Muttentobels. Mengenmäßig kaum bedeutend sind ortsfremde Gesteine, wie z.B. rote Liaskalke, die aber beweisen, daß Seitengletscher vom Norden her bis zum Kloostertal vorstießen. (Bemerkenswert ist das Vorkommen von roten, ammonitenführenden Kalken als Blockwerk direkt am Gipfel des Heubergeres in 1620 m Seehöhe).

Reste dieser Seitengletscher sind noch als Seitenmoränen unterhalb der Kirche von Dalaas vorhanden. Im allgemeinen findet man auf der nördlichen Talflanke des Kloostertales im Raum von Dalaas nur sehr selten Kristallinmaterial, während es auf der Südseite, z.B. unterhalb der Fallbachwand, sehr reichlich abgelagert wurde. Es wäre denkbar, daß die Seitengletscher der Kalkalpen den Talgletscher im Kloostertal nach Süden gedrängt haben.

3. Geologische Kartierung

3.1. Übersicht

Die geologische Kartierung erfolgte im Sommer und Herbst 1976. Der Kartierungsmaßstab betrug im engeren Tunnelbereich 1:1000 und 1:2000, für die Übersichtsbegehungen 1:10.000.

An geologischen Karten standen zu diesem Zeitpunkt zur Verfügung: AMPFERER, O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen; M = 1:25.000, Blatt Kloostertaler Alpen, 1932.

HELMCKE, D. & J. THIERBACH: Die Tektonik des Südrandes der Kloostertaler Alpen (Vorarlberg); M = 1:25.000, 1972.

HELMCKE, D.: Geologie der südlichen Kloostertaler Alpen (Vorarlberg/Österreich); M = 1:25.000, 1974.

HEISSEL, W.; OBERHAUSER, R.; REITHOFER, O & O. SCHMIDEGG: Geologische Karte des Rätikon; M = 1:25.000, 1965.

Die Karte von AMPFERER war die erste geschlossene Kartierung dieses Raumes und konnte den generellen großtektonischen Bauplan der Kloostertaler Alpen klären. Detaillierte Angaben für die Tunnelprognose konnten daraus naturgemäß noch nicht gezogen werden.

Die geologischen Karten von HELMCKE und Mitarbeitern sind bereits wesentlich exakter und geben viele Einzelheiten des Kalkalpensüdrandes wieder. Außerdem beinhalten sie eine Detailskizze des Dalaaser Raumes, der vom geplanten Tunnel durchörtert wird. Damit stellte sie eine wesentliche Hilfe bei der baugeologischen Aufnahme dar. Um eine befriedigende Prognose für die Tunneltrasse erstellen zu können, mußten allerdings weitere geologische Untersuchungen ausgeführt werden, die teilweise ein etwas abweichenderes Bild des geologischen Aufbaues im Gebiet von Dalaas ergaben.

Die geologische Karte des Rätikons reicht nicht bis Dalaas, sie wurde aber für geologische Vergleiche in der Davennagruppe herangezogen.

Die baugewissenschaftliche Kartierung erfolgte in drei Phasen. Zuerst wurde versucht, die geologischen Verhältnisse im eigentlichen Tunnelbereich zu erkunden. Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse (Vegetationsbedeckung, Schutthalden vom Eisenbahnbau, Lockermaterial etc.) konnte zunächst der geologische Aufbau nicht klar erkannt werden. Eine besondere Schwierigkeit bereitete dabei die oft sehr ähnliche Gesteinsbeschaffenheit im Handstückbereich.

In der zweiten Phase wurde daher der regionale Gebirgsbau untersucht, um vom übergeordneten Bauprinzip auf die Detailverhältnisse im Tunnelbereich schließen zu können. Die geologischen Aufnahmen wurden nach Norden bis zur Fallwand, nach Süden bis zum Christbergsattel und in Übersichtsbegehungen auch bis zum Itonskopf ausgedehnt. Die westliche Grenze bildete ungefähr der Schmiedtobel, die östliche der Radonatobel. Dieses weite Ausholen war notwendig, da unserer Meinung nach zuerst der regionale Gebirgsbau mit seiner Tektonik sehr detailliert untersucht gehört, bevor eine baugewissenschaftliche Prognose sinnvoll erstellt werden kann. Ein Beschränken der geologischen Aufnahme nur auf den engeren Tunnelbereich ist zwar weniger aufwendig, aber gerade an der Grenzfläche von Kristallin zu Kalkalpen, wo komplizierte tektonische Verhältnisse vorliegen, nicht zu vertreten.

In der dritten Phase wurden die regionalen Erkenntnisse bei der abschließenden Detailkartierung des Tunnelbereichs berücksichtigt. Die in den Übersichtsbegehungen gewonnenen Ergebnisse konnten nun für die baugewissenschaftliche Prognose voll verwendet werden. Damit wurden viele, in Phase 1 noch offene Fragen geklärt.

3.2. Ergebnisse

Die Kartierung wurde durch die große Ähnlichkeit verschiedener geologischer Formationen erschwert. In der folgenden Tabelle 4 ist das Auftreten einzelner Gesteinstypen in den wichtigsten Formationen dargestellt. Die Tabelle ist auf die Erfordernisse und Möglichkeiten der Kartierung im Gelände ausgerichtet. Die Unterscheidung der Formationen durch mikrofazielle Methoden in kritischen Bereichen wäre sicher der verlässlichste Weg, der im Rahmen der vorliegenden baugewissenschaftlichen Kartierung durch Zeitmangel nur in Ausnahmefällen beschränkt werden konnte.

Diese Aufstellung zeigt, daß fast jeder Gesteinstyp in mehreren Formationen auftreten kann. Auf die große Ähnlichkeit der Mitteltrias haben die geologischen Bearbeiter auch immer wieder hingewiesen, z.B. KOBEL (1969), HIRSCH (1966), HELMCKE (1974). Für die Deutung des tektonischen Aufbaus entlang der Tunneltrasse ist aber eine exakte Einstufung auch kleiner Gesteinsaufschlüsse notwendig. Im folgenden werden gut aufgeschlossene Profile beschrieben, wo die Gesteinstypen studiert werden können.

Die Nummern in der geologischen Karte bezeichnen die entsprechenden Geländebucheintragungen. Aus der Häufung der Nummern ist die Verlässlichkeit der Kartierung ersichtlich. Spätere Bearbeiter können daraus abschätzen, wo die geologische Karte auf Beobachtung oder Deutung beruht.

Gesteine	Alpiner Muschelkalk	Partnach- Schichten	Arlberg- Schichten	Raibler Schichten
Reine Kalke	+	o	+	+
Mergelige Kalke	+	+	+	+
Crinoiden- kalk	+	-	-	-
Biogen- kalk	+	+	+	+
Knollen- kalk	++	+	∞	∞
Wurstl- kalk	++	+	o	-
Dolomit	+	+	++	++
Mergel + Tonschiefer	+	++	+	+
Fossilführen- de Tonschie- fer (Pflanzen- reste)	-	-	-	+
Glimmer- reiche Ton- schiefer	-	o	-	+
Sandsteine	+	-	-	+
Gelbe Rauh- wacken (Punt la Drossa)	+	-	∞	+
Graue Rauh- wacken	∞	-	+	+
Gips	o	-	-	++
Hornstein- kalke	++	+	o	+

++ sehr häufig
 + häufig
 o selten
 ∞ sehr selten
 - fehlend

Tab. 4: Auftreten der Gesteinstypen im Tunnelbereich.

Alpiner Buntsandstein + Alpiner Verrucano: Die Untergliederung dieser Abfolge in einen permischen oder skythischen Anteil wurde nicht durchgeführt, da die Vorkommen alle außerhalb der Tunneltrasse liegen. Ein wichtiges Hilfsmittel bei der tektonischen Aufnahme ist das Auftreten von gelblichen Quarziten im Hangenden des Buntsandsteins.

Eine genaue stratigraphische Analyse des Permoskyths südlich von Dalaas wird zur Zeit im Rahmen einer Dissertation von ANGERER am Geologischen Institut der Universität Innsbruck durchgeführt. Die gesamte Schichtfolge ist im Gelände leicht anzusprechen und nicht zu verwechseln.

Die besten Aufschlüsse liegen zwischen Muttentobel und Westl. Sandtobel, wo der Buntsandstein in Form einer Falte aufgeschlossen ist. In Erweiterung von AMPFERER und HELMCKE konnte auch am Südflügel der Kontakt zu Punt la Drossa-Schichten (580) und Unterem Muschelkalk gefunden werden.

Ein neues und für die Tektonik wichtiges Vorkommen befindet sich knapp oberhalb der Eisenbahnlinie (678).

Südlich von Dalaas ist der Buntsandstein an der Grenze zum Kristallin sehr mächtig entwickelt. Gute Aufschlüsse finden sich z.B. zwischen 63 und 66. Die streichende Fortsetzung dieses Buntsandsteinzuges nach NE wird durch den Aufschluß 675 m Bachbett der Alfenz und 692 im Klemmtobel belegt. In konsequenter Weiterverfolgung dieser Streichrichtung befinden sich die Aufschlüsse 127 = 549, und 671-673 direkt oberhalb der Eisenbahnlinie westlich des Radonatobels. Bei diesem Vorkommen könnte es sich laut Beschreibung von AMPFERER (1936) um die von ihm vermutete Arosazone handeln. Aus der lithologischen Beschaffenheit und der tektonischen Stellung geht aber einwandfrei hervor, daß hier Buntsandstein vorliegt. Der Aufschluß 692 im Klemmtobel beweist, daß der Buntsandstein südlich der Alfenz von einer mächtigen Rutschmasse aus Kristallingesteinen überdeckt ist. Diese Massenbewegungen gehen auch in die Tiefe, da im Alfenzstollen schwere Druckscheinungen in diesem Bereich auftreten.

Alpiner Muschelkalk:

Punt la Drossa-Schichten sind am besten im Westlichen Sandtobel zwischen 1170 und 1190 m SH aufgeschlossen. Das Profil zeigt die Schichtentwicklung zwischen Buntsandstein und Mittlerem Muschelkalk. Besser zugänglich, aber weniger instruktiv sind die Aufschlüsse 653-654 im Hölltobel. Die Schichten sind hier tektonisch stärker überprägt. Im Schmiedtobel (616) steht eine Schichtfolge an, die aufgrund von quarzitischen Sandsteinen und Konglomeraten ebenfalls zu den Punt la Drossa-Schichten gestellt werden muß. Kleine Aufschlüsse von vermutlichen Punt la Drossa-Schichten finden sich auch südlich von Dalaas zwischen Aufschluß 74 und 75.

Kennzeichnend für diese Schichten ist das gemeinsame Auftreten von gelben Rauhewacken, Tonschiefern, Mergeln, stark durchbewegten Kalken oder Dolomiten und oft vergrusteten Quarzlagen. Sie markieren häufig tektonische Bewegungsflächen. Die Schichtfolge kann lithologisch Raibler Schichten sehr ähnlich werden, besonders den gelben Rauhewacken.

Mittlerer und Oberer Muschelkalk: Gute Aufschlüsse finden sich an der Alfenz beim Ostportal (20-28), südlich von Dalaas (170, 541) und zwischen Hölltobel und Schmiedtobel entlang der Eisenbahn. Charakteristisch ist das gemeinsame Auftreten von stark knolligen Kalken und Hornsteinwucherungen bzw. Wurstlalken. Teilweise typisch ist die regelmäßige Bankung und die starke Verfaltung an Störungsflächen, die durch die hohe Teilbeweglichkeit ermöglicht wird (siehe 653 und 617).

Crinoidenkalke und Pietra verde-Lagen sind sehr typisch, aber selten aufgeschlossen. Für die Tektonik wichtige Aufschlüsse sind die Punkte 543 und 544 unterhalb des östlichen Gipsbruches an der ÖBB, wo der Übergang von Partnach-Schichten zu Alpinem Muschelkalk beobachtet werden kann.

Daneben gibt es zahlreiche Kalk- und Dolomittypen, die von Partnach-Kalken oder Arlberg-Schichten im Handstück nicht zu trennen sind.

Partnach-Schichten: Diese Schichtfolge ist auch in kleinen Aufschlüssen relativ leicht zu erkennen, wenn sie als Tonschiefer oder Mergel vorliegt. Die Abtrennung zu Tonschiefern der Raibler Schichten kann fallweise schwierig werden, vor allem in Bohrkernen. Für Partnach-Schiefer spricht die etwas größere Gesteins-härte, splittrige Verwitterung, Einlagerung von gelbbraunen Mergelkalken und das Fehlen von Sandsteinen oder sandigen Kalken. Die in den Partnach-Schichten eingelagerten Karbonatgesteine lassen sich im Handstück oft schwer von Gesteinen des Alpinen Muschelkalkes oder der Arlberg-Schichten unterscheiden. Eine Zuordnung ist hier meist nur aus der stratigraphischen Stellung möglich.

Die Einordnung der hornsteinführenden Kalke zwischen den Aufschlüssen 200-206 an der Bahnlinie ist schwierig. HELMCKE gibt dafür Muschelkalk an. Wegen der stratigraphischen Position wurden diese Kalke aber in den Übergangsbereich von Partnach-Schichten zu Arlberg-Schichten gestellt. Auf die große Ähnlichkeit dieser Schichten mit Muschelkalk hat z.B. KOBEL (1969; S. 83) hingewiesen.

Die besten Aufschlüsse der Partnach-Schichten finden sich in den Felswänden südlich der Fallwand, die aber kaum zu begehen sind. Eine Ausnahme bilden die Aufschlüsse 586 und 222 im obersten Muttentobel.

Arlberg-Schichten: Die Unterteilung in Untere, Mittlere und Obere Arlberg-Schichten ist nicht überall durchzuführen, weil durch tektonische Reduzierungen meist kein geschlossenes Profil vorliegt.

Ein guter Aufschluß ist der Radonätobel (112-122 und 660, 661), in dem der Kern des sogenannten Radonagewölbes ausgezeichnet aufgeschlossen ist (AMPFERER, 1932). Allerdings wird durch tektonische Wiederholung eine größere Schichtmächtigkeit vorge-täuscht.

Sehr gute Aufschlüsse finden sich entlang des Heuberg-Profiles (149-153, 560-567) und im Heubergtobel (625-631). Im Heuberg-Profil sind vor allem Mittlere und Obere Arlberg-Schichten aufgeschlossen, im Heubergtobel hauptsächlich Untere Arlberg-Schichten.

Das Erkennen von Arlberg-Schichten in kleinen Aufschlüssen oder im Handstück kann schwierig werden. Als Merkmale dienen hier die häufig kavernös-löchrige Ausbildung, vereinzelt Schalenreste oder Lumachellenlagen in bestimmten Horizonten, die größere Ebenflächigkeit und Dickbankigkeit gegenüber dem Alpenen Muschelkalk sowie Laminierung und Dolomitisierung in den Oberen Arlberg-Schichten.

Südlich der Kirche von Dalaas stehen Arlberg-Schichten an, die entlang der Alfenz gut aufgeschlossen sind (1-10). Von 532-540 dürfte eine Wechsellagerung von Kalken und Tonschiefern bestehen (= Untere Arlberg-Schichten). Bei 540 könnte der Übergang zu Partnach-Schichten erfolgen, die nach Westen nicht mehr weiter aufgeschlossen sind.

Ein wichtiger Aufschluß (207) befindet sich direkt unterhalb der Bahnlinie bei Km 120,46. Hier ist der Kontakt zwischen Arlberg-Schichten und Partnach-Schichten zu beobachten.

Punkt 201 liegt bei Bahnkilometer 120,0 mit einer kurzen Überführung. Auch diese Kalke werden als Arlberg-Schichten gedeutet, weil sie zwischen Partnach-Schichten und Raibler Schichten liegen. Von hier ziehen die Arlberg-Schichten über 197 nach 156 und 156a. Die Mächtigkeit dieses Kalkzuges ist gering, da sehr wahrscheinlich ungefähr E-W streichende Störungen die Schichtfolge zerschuppt haben. Die Abnahme der Schichtmächtigkeit nach Süden könnte aber auch fazielle Ursachen haben. Die gesamte triadische Schichtfolge im Rotrüfetobel südlich der Alfenz ist geringmächtiger, als im Gebiet der Klostertaler Alpen, wobei eine tektonische Reduzierung allein keine ausreichende Erklärung für diese Erscheinung ist.

Raibler Schichten: Sie sind durch HARSCH (1968, 1970) detailliert beschrieben worden. Die besten Aufschlüsse finden sich im Radonabetobel (122-122a), aus dem HARSCH das Profil 21 dargestellt hat. Die Raibler Schichten lassen sich auch in kleinen Aufschlüssen meist gut erkennen. Tonschiefer können allerdings mit Partnach-Schichten verwechselt werden, Sandsteine oder Sandkalke mit Punt la Drossa-Schichten. Gipsvorkommen finden sich ebenfalls in den Punt la Drossa-Schichten, jedoch sind sie wesentlich geringmächtiger. An einer Stelle im Hölltobel (652a) wurden auch in den Arlberg-Schichten kleine fragliche Gipsausblühungen beobachtet. Für den tektonischen Aufbau sind die Raibler Schichten ein wichtiger Leithorizont.

4. Tektonischer Bau

Die Kartierung erbrachte den Beweis, daß im Raume Dalaas die Baueinheiten der Davennagruppe über die Alfenz nach NE übergreifen und entlang einer markanten Störungsbahn an den Klostertaler Sattel direkt angrenzen. Diese Vermutung sprachén bereits HELMCKE & THIERBACH (1972) aus, ohne noch ausreichende Beweise vorlegen zu können.

4.1. Klostertaler Sattel (Profil Heuberg)

Dieses Bauelement wurde von AMPFERER schon 1932 im Prinzip richtig beschrieben. Es besteht aus einem großräumigen, ca. E-W streichenden Faltengebölbe, in dessen Kern Buntsandstein

steckt. Die B-Achse taucht vom Heuberg mit ca. 25-30° nach E ab. Das Gewölbe wird von den Arlberg-Schichten sehr deutlich abgebildet (besonders im Radonatobel).

Über diesen Arlberg-Schichten folgen im Norden und im Süden Raibler Schichten mit mächtigen Gipslagern. Der südliche Zug der Raibler Schichten bildet eine Mulde, an deren Südrand wieder Arlberg-Schichten auftauchen. Die Muldenform läßt sich durch Gefügemessungen belegen. Damit bietet sich eine Erklärung an für die große Ausstrichbreite der Raibler Schichten.

Im Liegenden der Arlberg-Schichten, die bei Km 120,0 die ÖBB queren, entwickeln sich Partnach-Schichten, die sich über einen Sattel von Buntsandstein und Muschelkalk legen. Auch in dieser Falte taucht die B-Achse nach E unter, sodaß im Bereich oberhalb der Bahnlinie ein umlaufendes Streichen zu beobachten ist. Daraus resultiert ein Pendeln der Schichtflächen, das in der ersten Phase der Kartierung noch nicht zu deuten war. Erst aus einer regionalgeologischen Betrachtung ließ sich dieses Phänomen erklären.

Der Südschenkel des Sattels wird vermutlich von Partnach-Schichten und Arlberg-Schichten gebildet. Der stratigraphische Kontakt müßte ca. bei der Kirche von Dalaas verlaufen, er ist aber von Lockermaterial verdeckt.

Die Verfallung des Klostertaler Sattels nimmt somit nach Süden zum Klostertal zu, während sie nach Norden gegen den Hauptdolomit abnimmt.

Westlich des Heuberges ist noch eine tiefere Schichtfolge in Form einer Antiklinale aus Buntsandstein aufgeschlossen. Aus dem Kartenbild könnte normaler Schichtverband mit Muschelkalk und Partnach-Schichten vermutet werden. Der Buntsandstein schneidet aber zwischen Westlichem Sandtobel und Muttentobel den Muschelkalk schräg ab. Bei 575 ist noch ein komplettes Muschelkalkprofil vorhanden, während bei 586 nur mehr wenige Meter vorhanden sind. Die östliche Umrahmung des Buntsandsteines durch Muschelkalk und Partnach-Schichten ist sehr schlecht aufgeschlossen und daher tektonisch schwer zu deuten. Es wäre möglich, daß ungefähr N-S verlaufende Störungen den Buntsandstein begrenzen. An der Südgrenze des Buntsandsteines taucht wieder Muschelkalk auf, wobei im östlichen Sandtobel bei 580 vermutlich noch Punt la Drossa-Schichten aufgeschlossen sind. Das Kartenbild gibt klare Hinweise für eine starke Verschuppung dieser Südgrenze. Bei 579 ist z.B. eine schwere Zerrüttung an der Grenze von Buntsandstein zu Muschelkalk ersichtlich.

Auf der Westseite grenzt der Buntsandstein tektonisch an Arlberg-Schichten. Die Grenzfläche ist knapp westlich des Westlichen Sandtobels zu beobachten.

Im Hölltobel ist eine verschuppte Schichtfolge zu beobachten. AMPFERER hat auf seiner geologischen Karte für diesen Bereich bereits tektonische Komplikationen angedeutet. Zwischen 517 und 518 ist die stratigraphische Grenze von Partnach-Schichten im Liegenden zu Arlberg-Schichten im Hangenden aufgeschlossen. Durch das flache Nordfallen wirken die Partnach-Schichten als Wasserstauer. Von 518 bis 653 sind dann N-fallende Arlberg-Schichten zu beobachten. Bei 653 tritt dann ein markanter

Wechsel von Schichtlagerung und Gesteinszusammensetzung auf. Grünliche, quarzitische Tonschiefer, dünnbankige, stark gestörte Kalke und Lagen von vergrustem Quarzsand sind stark verfaultet und markieren eine Störungslinie zwischen Arlberg-Schichten und Muschelkalk. Über diesen Punt la Drossa-Schichten folgen dann nach Norden dünnbankige, auffällig verfaultete Kalke des Unteren Muschelkalkes.

Im Gebiet von Mason ist eine weitere Schubbahn zu erkennen. AMPFERER hat für dieses Gebiet normalen stratigraphischen Verband zwischen Muschelkalk und Partnach-Schichten angenommen. Die Kartierung hat aber ergeben, daß dieser Muschelkalkzug zwischen Hölltobel und Schmiedtobel von den Partnach-Schichten tektonisch getrennt ist. An der Fahrstraße nach Mason ist in der Kehre bei 590 tieferer Muschelkalk aufgeschlossen (geflamte Dolomite!). Bei normalem stratigraphischem Verband zu Partnach-Schichten müßten hier jedoch Knollenkalke und Hornsteinlagen auftreten. Nach Norden hört der Muschelkalk bei 591 mit scharfer Grenze auf, es folgen dann in der Senke Tonschiefer und sehr viel Sandsteine (=Punt la Drossa-Schichten). Dieses Niveau ist sehr gut im Schmiedtobel zwischen 617 und 616 auf der östlichen Bachseite aufgeschlossen. Zwischen Alfenz und 617 steht im Schmiedtobel südfallender Muschelkalk an, der nach Norden bei Annäherung an die Störungslinie stärker verfaultet wird. Die Knollenkalke bei 610 markieren deutlich das Hangende des Muschelkalkes. Bei 617 beginnt eine tektonische Quetschzone, in der Tonschiefer, Quarzite, arenitische Kalke, Kalksandsteine und Sandsteine mit Quarzgeröllen stecken. Diese Schichtfolge kann daher keinesfalls zu den Partnach-Schichten gestellt werden, sondern entspricht den Punt la Drossa-Schichten.

Die Fortsetzung dieser Störungsbahn ist vermutlich in der Einsattelung von Gavar-Maisäss zu suchen. Die Störung verläuft parallel zum Klostertal zwischen Dalaas und Innerbraz und dürfte eine Schubbahn im Zusammenhang mit dem Klostertal sein.

Beim Tönnner (619-620) südlich der Alfenz ergab die Kartierung im Gegensatz zu AMPFERER eine Schichtfolge von südfallenden Partnach-Schichten und Arlberg-Schichten, die das Hangende des großen Muschelkalkzuges vom Schmiedtobel bilden könnten. Südlich von 620 finden sich in der Senke nur Moränenmaterial und Hauptdolomitblöcke von der Fallbachwand. Aus dem Kartenbild drängt sich die Überlegung auf, daß in dieser Senke Raibler Schichten stecken und unter dem Hauptdolomit der Fallbachwand mit jenen des Rotrüfetobels zusammenhängen könnten. Bei dieser geologischen Deutung würde die Davennagruppe in viel engerem Verband zum Klostertaler Sattel stehen, sodaß die von RICHTER (1956, S. 201) vermutete Störung im Klostertal mit einer Heraushebung des nördlichen Teiles um mehr als 1000 m um vieles verringert werden könnte. Für diese Hypothese ist jedoch der Nachweis von Raibler Schichten nördlich der Fallbachwand notwendig, der bis jetzt nicht gelang.

Für den Ostteil der Fallbachwand erscheint inverse Lagerung unwahrscheinlich. Gefügemessungen belegen hier einwandfrei ein flaches (10-30°) Einfallen der Dolomitbänke nach Süden.

Die bisherigen Ergebnisse sprechen eher gegen diese Hypothese. Die auf der Rätikonkarte von HEISSEL et al. (1965) dargestellten Vorkommen von roten Liaskalken und Kössener Schichten süd-

östlich von Innerbraz wurden in Übersichtsbegehungen gefunden und bestätigt. Eine tektonische Neuaufnahme dieser wichtigen Vorkommen wäre wertvoll.

TOLLMANN (1976) weist darauf hin, daß Wirksamkeit, Ursache und Sinn der Klostertal-Störung bis jetzt noch keine passende Deutung gefunden haben.

Mit den vorliegenden Beobachtungen wäre es aber möglich, den Mechanismus der Klostertal-Störung wesentlich einfacher zu erklären, als es z.B. RICHTER (1956) versuchte. Die Hauptbewegungsbahn dürfte gar nicht in der Talachse selber verlaufen, sondern knapp nördlich davon in Form einer Aufschiebungsfläche. Diese Hypothese müßte zwischen Braz und Dalaas überprüft werden, wozu der Verfasser keine Gelegenheit hatte.

4.2. Davennagruppe

Als Davennagruppe werden die Kalkalpen zwischen Klostertal im Norden und Kristallin im Süden bezeichnet. Sie sind durch die Davennastörung in eine nördliche und südliche Schuppe getrennt. Die südliche Schuppe greift bei Dalaas auf die nördliche Talseite über und läßt sich zwischen Dalaas und Radonatobel gut verfolgen. Diese südliche Davennaschuppe ist durch inverse Schichtlagerung gekennzeichnet und umfaßt im untersuchten Gebiet Buntsandstein bis Raibler Schichten. Die schwer zugänglichen Obertagsaufschlüsse im Rotrüfetobel konnten durch die Untertageaufschlüsse des Alfenzstollens bestätigt und erweitert werden.

Das Heranstreichen der südlichen Davennaschuppe an den Klostertaler Sattel läßt sich am Muschelkalkzug von Dalaas am besten verfolgen. Er überquert die Alfenz ohne besondere Querverschiebung und ist zwischen 28 und 20 sehr gut aufgeschlossen. Die weitere Fortsetzung befindet sich bei 676 und schließlich nach einer längeren Aufschlußlücke bei 543-548. Hier grenzt der Muschelkalk an gipsführende Raibler Schichten.

Südlich des Muschelkalkes verläuft, ebenfalls südfallend, Buntsandstein, der über die Aufschlüsse 675 (Alfenz) und 692 (Klemmtobel) zu den Punkten 673, 674 und 127 an der Eisenbahnlinie zu verfolgen ist, wo er direkt an Arlberg-Schichten grenzt.

Die Partnach-Schichten der Davennaschuppe sind naturgemäß weniger gut aufgeschlossen, doch auch für sie läßt sich ein Heranstreichen an den Klostertaler Sattel belegen. Wichtige Aufschlüsse sind 74 südwestlich von Dalaas, 541 in Dalaas und 543 unterhalb des östlichen Gipsbruches, wo der Übergang zu Muschelkalk ausgebildet ist. Eventuell sind sie auch noch bei 101 knapp östlich des Schwimmbades von Dalaas aufgeschlossen, wo an Störungen ein Kontakt von Arlberg-Schichten zu Mergeln besteht.

Die Arlberg-Schichten und Raibler Schichten der südlichen Davennaschuppe sind nur im Gebiet des Rotrüfetobels aufgeschlossen. In der streichenden Fortsetzung nach NE befinden sich die Arlberg-Schichten südlich der Kirche von Dalaas. Es besteht somit theoretisch die Möglichkeit, daß diese Schichten noch zur Davennaschuppe gehören und die Aufschlüsse 534-540 den schlecht ersichtlichen Übergang zu Raibler Schichten darstellen. Damit würde aber die Hauptstörung zwischen Klostertaler Sattel und Davennaschuppe unterhalb der Kirche von Dalaas zu liegen kommen. Zur Klärung dieser entscheidenden Frage wurden unter anderem

auch mikrofaziale Untersuchungen durchgeführt, um zu erkunden, ob die Arlberg-Schichten südlich der Kirche invers liegen oder nicht. Es ließ sich jedoch kein eindeutiges Ergebnis finden.

Die Darstellung auf der geologischen Karte geht aufgrund morphologischer Überlegungen von der Annahme aus, daß die Davennastörung südlich der Arlberg-Schichten (1-10) durchstreicht, ohne jedoch dafür sichere Belege vorweisen zu können.

An der Davennastörung zwischen Dalaas und dem Radonatobel dürfte es zu bedeutenden Scherbewegungen gekommen sein, wobei die hochteilbeweglichen Raibler Schichten, vor allem Gips, als Gleitmittel fungierten. Die Bedeutung dieser Störungsbahn hat AMPFERER (1936) bereits erkannt, als er an ihr vermeintliche Arosazone aus dem Untergrund auftauchen ließ.

Die Störungsfläche fällt meist sehr steil nach Norden ein, Südfallen ist selten.

Über die Fortsetzung der Davennastörung nach E können hier mangels Kenntnis der geologischen Verhältnisse nur Vermutungen angestellt werden. Auffallend an der Kartendarstellung von HELMCKE & THIERBACH (1972) ist jedenfalls das Auftreten von Buntsandstein zwischen Stelzistobel und Glongtobel, welches ungefähr in der streichenden Verlängerung der Davennastörung liegt. Von hier könnte theoretisch eine Fortsetzung in den oberen Spreubach und weiter in das Gips Täle bestehen. Südlich dieser hypothetischen Linie tritt im Schnauzberg inverse Lagerung auf, wie sie aus der südlichen Davennaschuppe bekannt ist.

Das isolierte Muschelkalkvorkommen in der Ortschaft Außerwald könnte bei diesem Konzept unter Umständen als südöstlicher Schenkel eines Sattels aufgefaßt werden, in dessen Kern der Buntsandstein der Aufschlüsse 673 und 127 steckt. Damit wäre auch in der südlichen Davennaschuppe eine Verfaltung belegt. Die Überprüfung dieser Hypothesen muß kommenden Untersuchungen überlassen bleiben.

Parallel zur Davennastörung dürften im Klostertaler Sattel zahlreiche Schuppungsbahnen angelegt worden sein, die in der geologischen Karte meist nur schematisch wiedergegeben sind. Die Ausbildung von Schuppen ist im Profil Heuberg ersichtlich. Zwischen dem Heuberg und der Fallwand sind durchgehend N-fallende Arlberg-Schichten aufgeschlossen, die bei ungestörten Lagerungsverhältnissen eine Mächtigkeit von ca. 700 m erreichen würden. Da die wahre Mächtigkeit in diesem Gebiet aber höchstens 300 m betragen kann, müssen tektonische Wiederholungen vorliegen. Der Ausstrich der Bewegungsbahnen bildet sich in der Morphologie deutlich ab. Die genaue Fortsetzung dieser Bahnen vom Heuberg nach W ist wegen der schwierigen Zugänglichkeit unklar. Weitere bedeutende Schuppungslinien liegen knapp nördlich der Davennastörung. Im Radonatobel sind Störungsbahnen zwischen 660 und 665 erkenntlich, an denen es zu engständiger Zerklüftung kommt.

Das Kristallin der Silvrettamasse legt sich deutlich südfallend auf Buntsandstein bzw. Karbon (Klemmtobel) der Nördlichen Kalkalpen. Die tektonische Grenze verläuft nahezu schichtparallel. Das Kristallin wird von zahlreichen Mylonitbahnen durchschnitten,

die im Alfenzstollen laufend Schwierigkeiten bereiten. Es scheint, daß beim Anpressen der Silvrettamasse an die Nördlichen Kalkalpen, die Phyllite und Glimmerschiefer der "Phyllitgneisdecke" den größten Druck und die stärksten Verformungen mitgemacht haben, sodaß die gesamte Schichtfolge überprägt wurde.

Die Nördlichen Kalkalpen zeigen hingegen einen anderen Verformungsstil. Sie bestehen aus starren, steifen Kalkkörpern und plastischen, sehr teilbeweglichen Schieferkomplexen. Bei Druckbeanspruchung hatten die Kalkalpen die Möglichkeit, entlang von Schwächezonen (z.B. Raibler Schichten, Punt la Drossa-Schichten) zu zerscheren und Schuppen zu bilden. Die tektonische Beanspruchung konzentriert sich daher mehr lokal auf große Bewegungsbahnen und erfaßte nicht gleichmäßig das ganze Gebirge.

Die Ausbildung des Störungsnetzes in den Nördlichen Kalkalpen ist sehr eng mit der Tektonik des Kristallins zu sehen. Das Anpressen des Kristallins mit Überkipfung des Kalkalpensüdrandes (OBERHAUSER, 1970) ist vermutlich sehr jung. Das Silvrettakristallin dürfte in NNW-Richtung die Kalkalpen beansprucht haben. Bemerkenswert erscheint dabei, daß die Grenze Kristallin zu Kalkalpen im Klostertal und Stanzertal zwei auffallende Ablenkungen zeigt: im Westen bei Dalaas, im Osten bei St. Anton. Sowohl westlich von Dalaas, als auch östlich von St. Anton bis in das Flexenpaßgebiet ist Buntsandstein sehr mächtig entwickelt, während er dazwischen fast gänzlich fehlt. Diese Tatsache könnte man mit einem Überfahren der Nördlichen Kalkalpen durch das Kristallin deuten. Das Kristallin wurde dabei den Strukturen der Nördlichen Kalkalpen aufgelagert, wobei der Kalkalpensüdrand unter das Kristallin gelangte. Durch die Kristallinmassen sind die Kalkalpen zwischen Dalaas und Stuben axial niedergebogen, was am Verlauf der B-Achsen deutlich wird. Bei Dalaas treten B-Achsen auf, die mit 25-30° nach E abtauchen (Radonatobel), während im Gebiet Langen-Klösterle W-fallende Achsen (HELMCKE & THIERBACH, 1972) verbreitet sind.

Durch das Niederpressen der Arlberg-Schichten greift der Hauptdolomit bei Innerwald sehr weit nach Süden vor und gibt der Spullerseeemulde Platz.

Damit deuten sich für die Grenze Kristallin/Kalkalpen zwischen Dalaas und Flexenpaß ähnliche Verhältnisse an, wie im Inntal bei Telfs, wo ebenfalls das Kristallin die Nördlichen Kalkalpen in noch größerem Rahmen überfahren hat.

Von BASTL (1929) liegt die Beschreibung eines Feinnivellements zwischen dem Bayerischen Alpenvorland und dem Flexenpaßgebiet vor. Die relativen Senkungsbeträge nehmen von N nach S zu und erreichen im Gebiet von Klösterle das Maximum mit ca. 50 mm, gemessen zwischen 1926 und 1927. Das Feinnivellement schließt das Kristallin nicht mehr mit ein.

Leider liegen aus späterer Zeit keine Wiederholungsmessungen mehr vor.

Sollten die gemessenen Werte repräsentativ für einen längeren Zeitraum sein, so müßten auch heute noch kräftige tektonische Spannungen in diesem Raum auftreten.

5. Geologische Kurzbeschreibung des Alfenzstollens

Zwischen Klösterle und Innerbraz verläuft in der orographisch linken Talflanke des Kloostertales der ca. 9 km lange Alfenzstollen mit einem maximalen Ausbruchsquerschnitt von ca. 10 m², der von 1948-1951 errichtet wurde. Die Aufzeichnungen in Form eines geologischen Stollenbandes, das teilweise noch von REITHOFER bearbeitet wurde, sind uns durch das Entgegenkommen von Dipl.-Ing. KELLER (ÖBB Innsbruck) zugänglich gemacht worden.

Stollenkilometrierung: Winkelpunkt W 2-3 = Km 4,790
Fensterstollen W 3 = Km 6,008
Fensterstollen W 4 = Km 6,898

Vom Ostportal bis ca. Km 5,190 verläuft der Stollen im Kristallin der Phyllitgneisdecke. In den Glimmerschiefern und Phylliten treten zahlreiche Mylonitbahnen auf, die beim Vortrieb große Schwierigkeiten bereiteten. An ihnen erfolgten Wassereintritte bis 18 l/sec.

Von Km 3,90 bis Km 4,550 durchörterte der Stollen eine Druckstrecke, in der es zu Verbrüchen kam. Die Druckercheinungen halten bis heute an und machen trotz schwerer Ausbaumaßnahmen eine neuerliche Sanierung notwendig. Diese Stollenstrecke verläuft unterhalb eines großen Rutschhanges. Die Stollenwässer sind sulfathaltig.

Ab Km 4,550 verbleibt der Stollen bis zur Grenze zu Buntsandstein bei Km 5,190 in Gneisen, die wesentlich besser standfest waren.

50 m vor Erreichen des Buntsandsteines erfolgte ein Wassereinbruch. Die Durchörterung der Grenze Kristallin zu Kalkalpen verlief im Vergleich zu den Erschwernissen in den Phylliten und Glimmerschiefern ohne größere Schwierigkeiten. Die Grenzfläche selber wird von einigen geringmächtigen Myloniten markiert.

Von Km 5,190 bis Km 6,148 verläuft der Stollen im Buntsandstein, der fallweise stärker nachbrüchig war. Die lokalen Wassereintritte waren geringer als 1,0 l/sec. 120 m vor Erreichen des Unteren Muschelkalkes verstärkten sie sich allerdings und erreichten vereinzelt 10 l/sec.

Von Km 6,148 bis Km 6,200 durchörterte der Stollen den Unteren Muschelkalk (Punt la Drossa-Schichten), der im Stollenband als Mylonit eingetragen ist, und eine Verpfählung notwendig machte.

Zwischen Km 6,200 und Km 6,260 folgten standfeste Dolomite, die zum Muschelkalk gehören dürften. An einer Stelle erfolgte ein Wasserzutritt von 10 l/sec.

Von Km 6,260 bis Km 6,488 folgen Mergelschiefer mit vier Karbonathorizonten. Diese Schichtfolge wird als Partnach-Schichten gedeutet. Sie erweisen sich als standfest, nur an zwei Stellen mußte ein Kopfschutz eingebaut werden. Die Gesteine waren trocken bis feucht, nur vereinzelt trat Tropfwasser auf.

Zwischen Km 6,488 und 6,698 traten graue Kalke mit einzelnen stark gestörten Mergellagen auf (=Arlberg-Schichten).

Auch diese Strecke war standfest und erforderte nur lokal Kopfschutz. Die Gesteine waren feucht, bei Annäherung an die Raibler Schichten auch etwas tropfend.

Von Km 6,698 bis Km 6,993 verblieb der Stollen in feuchten Dolomiten mit einzelnen Mergel- und Rauhwackenlagen der Raibler Schichten. Die Gesteine waren stark gestört mit lehmigen Klüften, trotzdem war nur örtlicher Kopfschutz notwendig. Der Rotrütetobel wurde sehr tagnah unterfahren, wobei Lockermaterial angefahren wurde, für welches ein Sonderprofil Verwendung fand.

Zwischen Km 6,693 und Km 6,743 durchörterte der Stollen auf 50m eine Störungsbahn (=Davennastörung), die aus Mylonit, Dolomit der Raibler Schichten und verlehnten Scherflächen bestand. In der Störungszone trat Tropfwasser auf. Im Stollen wurde eine Verpfählung notwendig.

Von Km 6,743 bis zum Westportal verblieb der Stollen im Hauptdolomit, der ausgezeichnet standfest war und keine Sicherungen erforderte. Die Strecke war trocken bis bergfeucht, lokal traten kleine Quellen mit 0,1 l/sec auf. Gegen Westen wurden die Gesteine stärker feucht und an einigen Stellen erfolgten Wasserzutritte von max. 2,5 l/sec.

6. Weitere Untersuchungen

Da die geologische Kartierung immer in Hinblick auf eine baugelogische Aussage ausgeführt wurde, hatte der Verfasser keine Gelegenheit, weiterführende Probleme zu verfolgen.

Folgende geologische Fragen sind noch offen:

- a) Verlauf der Klostertal-Störung im Raume Braz.
- b) Tektonische Analyse der Fallbachwand vom untersuchten Raum nach Westen, insbesondere Klärung, ob inverse Schichtlagerung auftritt oder nicht.
- c) Beziehung zwischen Klostertal-Störung und Davenna-Störung.
- d) Abgrenzung der Buntsandstein-Antiklinale östlich des Muttentobels.
- e) Bau des Radonagewölbes aus Arlberg-Schichten zwischen Heuberg und Radonatobel, besonders, was den Verlauf der B-Achse betrifft.
- f) Verlauf der Schubbahnen unterhalb der Fallwand.
- g) Fortsetzung der Davenna-Störung östlich des Radonatobels.
- h) Bau der Partnach-Schichten im Gebiet von Mason.

Literatur

- AMPFERER, O. (1930): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. - Jb.Geol.B.A., Bd. 80, H. 3-4, Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen, M = 1:25.000: Klostertaler Alpen. - Geol.B.A., Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. - Geol.B.A., Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Zur Großtektonik von Vorarlberg. - Jb.Geol. B.A., Bd. 82, Wien.
- AMPFERER, O. (1936): Über die Auffindung von Arosazone im Klostertal. - Sitzber.Akad.Wiss., Wien, math.-naturw.Kl., Abt. I, 145, H. 1-2, Wien.
- AMPFERER, O. & H. ASCHER (1925): Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. - Jb.Geol.B.A., Bd. 75, Wien.
- ANONYMUS: Geologisches Stollenband, Alfenzkraftwerk-Hauptstollen, M = 1:2500, ÖBB Innsbruck, Kraftwerksbau (Dipl.-Ing. KELLER).
- BASTL, F. (1929): Feststellung von Erdkrustenbewegungen im oberen Lechtale und Flexengebiete. - Geol. u.Bauw., Wien.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 4, 5/6, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Z. dt.geol.Ges., Bd. 127, Hannover.
- BERTLE, H. (1970): Kurze Mitteilung über ein NNE-SSW-streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. - Verh.Geol.B.A., H. 3, Wien.
- FELLERER, R. (1964): Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). - Z. dt.Geol.Ges., Bd. 116, Hannover.
- FRISCH, J. (1968): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpenen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. - Unveröff.Diss., TH München.
- HARSCH, W. 1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. - Diss., TH München.
- HARSCH, W. (1970): Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. - Z.d.Geol.Ges., Bd. 121, Hannover.
- HEISSEL, W. (1957): Zur Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt.Geol.Ges., Bd. 50, Wien.
- HEISSEL, W.; OBERHAUSER, R.; REITHOFER, O. & O. SCHMIDEGG (1965): Geologische Karte des Rätikon. - Geol.B.A., Wien.
- HELMCKE, D. & J. THIERBACH (1972): Die Tektonik des Südrandes der Klostertaler Alpen (Vorarlberg). - Jb.Geol.B.A., Bd. 115, Wien.
- HELMCKE, D. (1974): Geologie der südlichen Klostertaler Alpen (Vorarlberg/Österreich).-Erläuterungen zur geologischen Karte der südlichen Klostertaler Alpen, M = 1:25.000. Mit

- Beiträgen von M. DOERT, J. KRANZ, O. OTTE und J. THIERBACH. - Geologica et Palaeontologica, 8, Marburg.
- HIRSCH, F. (1966): Étude stratigraphique du Trias moyen de la région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). - Mitt.Geol. Inst., ETH-Zürich, N.F. 80, Zürich.
- KOBEL, M. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). - Mitt.Geol.Inst., ETH-Zürich, N.F. 118, Zürich.
- KÖHLER, M. (1977): Geologie und Gebirgsmechanik. Arlberg Schnellstraße S 16, Dalaaser Tunnel, Variante 2. Generelles Tunnelprojekt 1977. - Unveröff.Gutachten, S. 1-76, Amt der Vorarlberger Landesregierung, Abt. Straßenbau.
- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des Alpinen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). - Diss., TU Berlin.
- OBERHAUSER, R. (1970): Die Überkipplungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. - Verh.Geol. B.A., H. 3, Wien.
- REITHOFER, O. (1935): Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. - Jb.Geol.B.A., Wien.
- RICHTER, M. (1956): Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen Oberem Lech, Flexenpaß und Ill. Geotekton.Symposium H. STILLE, Stuttgart.
- RICHTER, M. (1969): Vorarlberger Alpen. - Sammlung geol.Führer, Gebr.Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpen-Synthese. - Franz Deuticke Wien.
- TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil. Der Westabschnitt. - Mitt.Geol.Ges., Bd. 62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - Franz Deuticke Wien.

GEOLOGISCHES PROFIL 1 (HEUBERG)

NORDEN

SÜDEN

2000 m

1500 m

1000 m




VE = 700 m

SALADINASPITZ
2238 m

FALLHÖHE
2021 m

HEUBERG

LEGENDE :

-  LOCKERMATERIAL
-  HAUPTDOLOMIT
-  RAIBLER-SCHICHTEN
-  ARLBERG-SCHICHTEN
-  PARTNACH-SCHICHTEN
-  ALPNER MUSCHELKALK
-  PERMOSKYTH (einschließl. KARBON)
-  KRISTALLIN
-  STÖRUNG
-  RUTSCHUNG

KRISTALLIN

DAVENNA - SCHUPPE

KLOSTERTALER SATTEL

1 : 10000

ALFENZSTOLLEN

BUNDESSTRASSE

ALFENZ

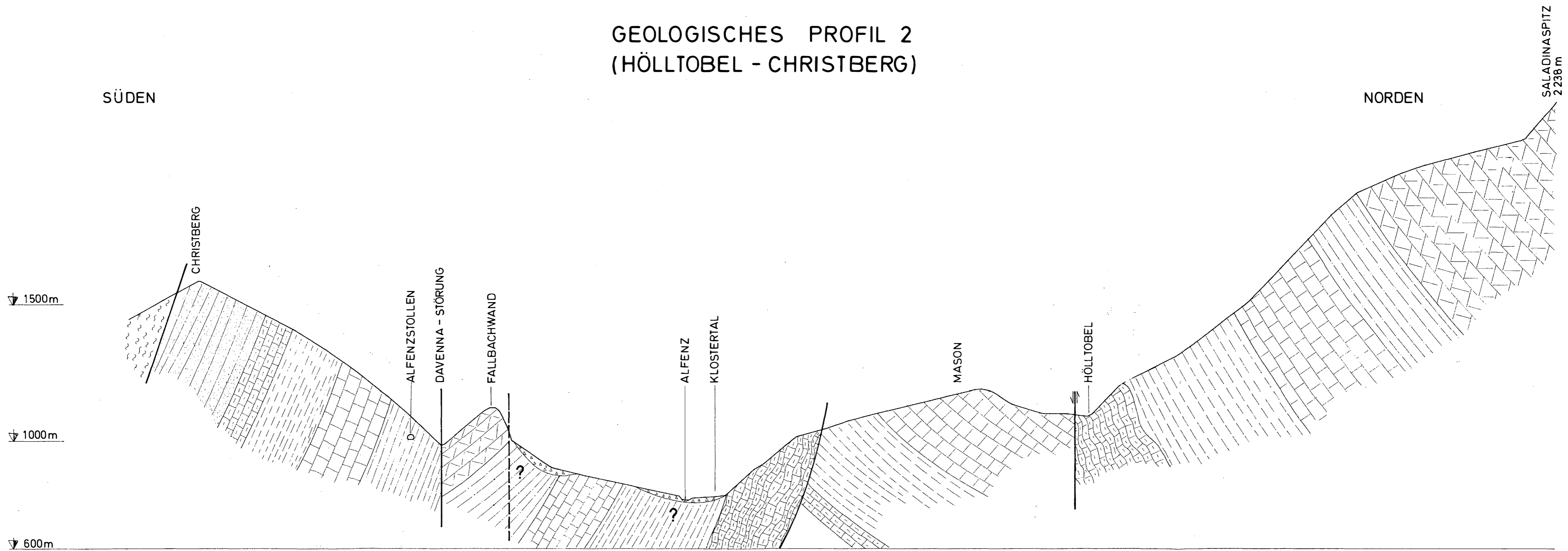
DAVENNA - STÖRUNG

KIRCHE VON DALAAS

STRASSENTUNNEL

ÖBB

GEOLOGISCHES PROFIL 2 (HÖLLTOBEL - CHRISTBERG)

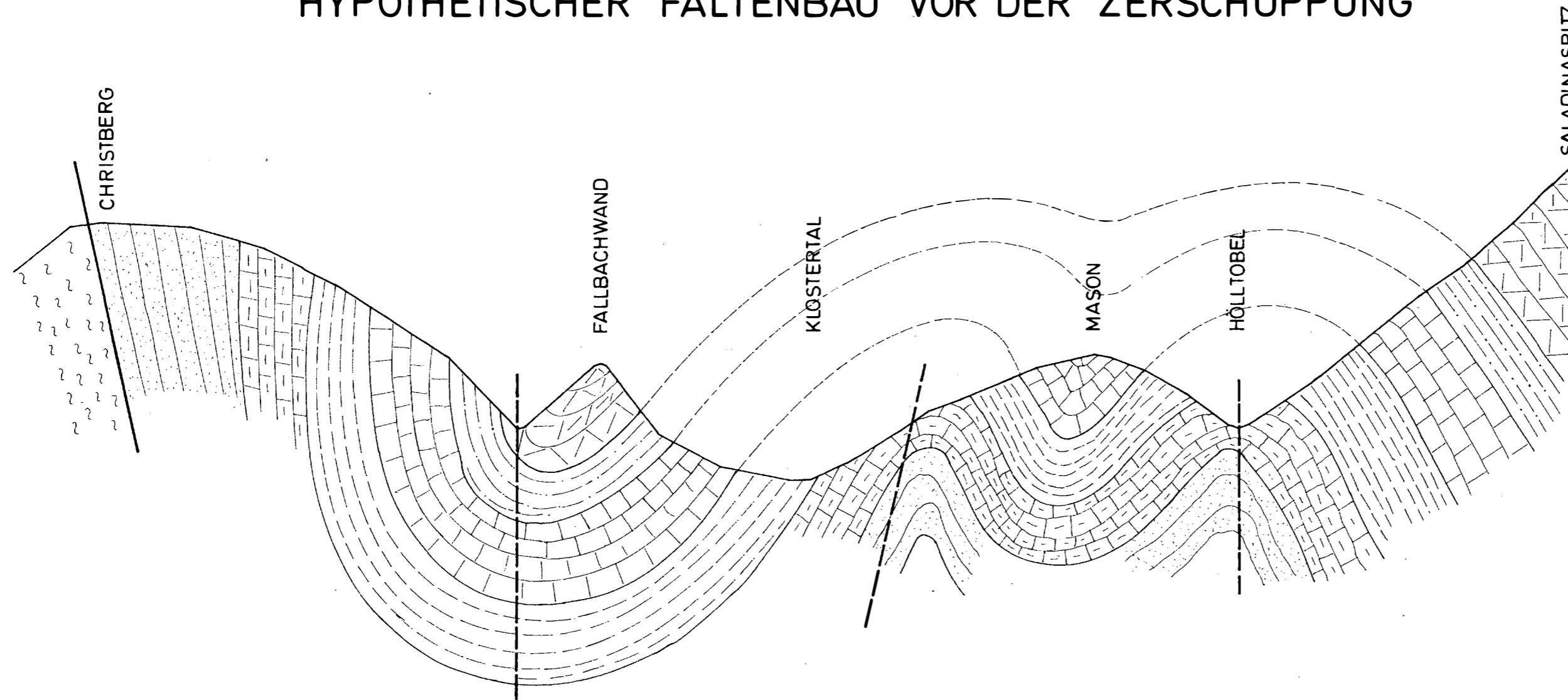


TEKTONISCHE SKIZZE (NICHT MASZSTÄBLICH)

HYPOTHETISCHER FALTENBAU VOR DER ZERSCHUPPUNG

SÜDEN

NORDEN



1 : 10000

LEGENDE :

-  LOCKERMATERIAL
-  HAUPTDOLOMIT
-  RAIBLER-SCHICHTEN
-  ARLBERG-SCHICHTEN
-  PARTNACH-SCHICHTEN
-  ALPNER MUSCHELKALK
-  PERMOSKYTH (einschließl. KARBON)
-  KRISTALLIN
-  STÖRUNG

GEOLOGISCHE KARTE

DER UMGEBUNG VON

DALAAS

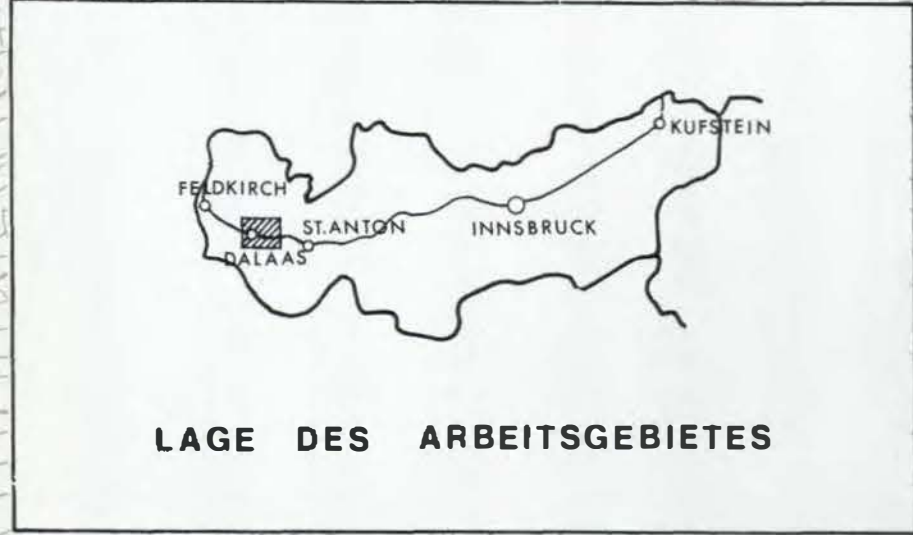
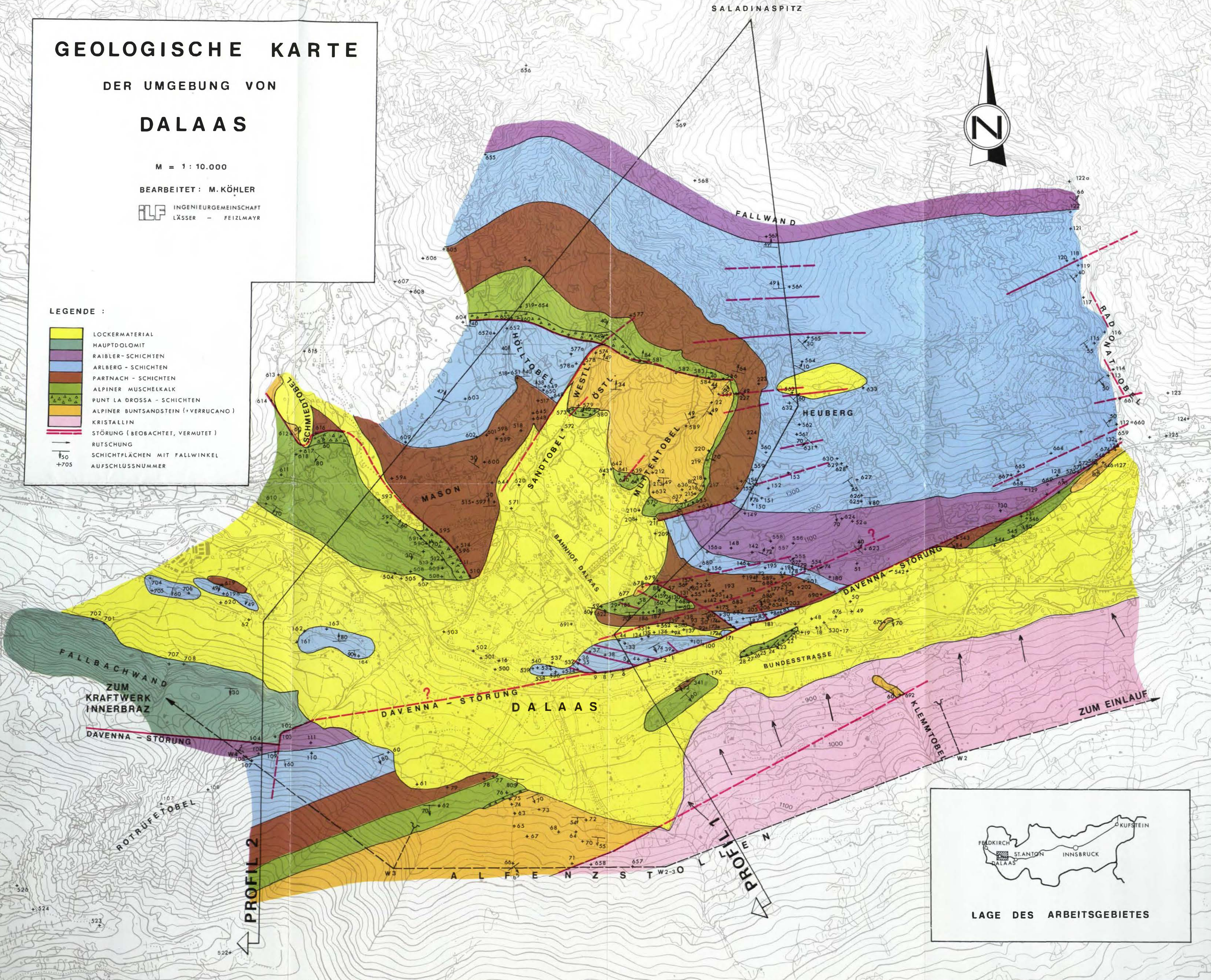
M = 1 : 10.000

BEARBEITET: M. KÖHLER

ILF INGENIEURGEMEINSCHAFT
LÄSSER - FEIZLMAYR

LEGENDE :

- LOCKERMATERIAL
- HAUPTDOLOMIT
- RAIBLER - SCHICHTEN
- ARLBERG - SCHICHTEN
- PARTNACH - SCHICHTEN
- ALPINE MUSCHELKALK
- PUNT LA DROSSA - SCHICHTEN
- ALPINE BUNTSANDSTEIN (VERRUCANO)
- KRISTALLIN
- STÖRUNG (BEOBACHTET, VERMUTET)
- RUTSCHUNG
- SCHICHTFLÄCHEN MIT FALLWINKEL
- AUFSCHLUSSNUMMER



Die Mühldorfer Störung und ihre Bedeutung für die Tektonik des Waldviertels. (Vorläufige Mitteilung)

von O. Thiele⁺⁾

L. WALDMANN berichtet 1951: "Im Raume N Auratsberg (Birkenkogel) -Unter Erla-Reitern wird das Grundgebirge von einer ausgeprägten Quetschzone in NO-ONO-Richtung unter Entwicklung von phyllonitischen Diaphorititen durchschnitten. In der Fortsetzung gegen SW liegt der Steilabfall des Amstettener Berglandes gegen die Ybbsau zwischen Persenbeug und Blindenmarkt, den schon H. Veters mit einer Störung in Zusammenhang brachte, und auf der anderen Seite gegen N die Senke von Raxendorf. Dieser Ruschelstreifen läuft parallel mit der Aggsbacher Störung." In streichender Fortsetzung gegen NE wurde von mir auch noch im Bengelbach NE Mühldorf metermächtiger, steilstehender Mylonit gefunden.

Auch auf den Satellitenaufnahmen (BECKEL, 1976) macht sich die Störung deutlich bemerkbar. Nach ihnen scheint sie im Südwesten eher gegen Amstetten (Seisenegg) zu zielen. - In der geologischen Literatur wurde dieser Störung bisher nicht die gehörige Beachtung geschenkt.

Nach den ersten Übersichtsbegehungen gehört die Mühldorfer Störung, wie ich sie zu nennen vorschlage, zu jenem Typ von Horizontalseitenverschiebungen, welche die südliche Böhmisches Masse in NE- bis NNE-Richtung in einzelne Schollen zerlegen, wobei die jeweils östlichen eine Versetzung von mehreren bis vielen Kilometern gegen Norden erkennen lassen (Rodl-, Vitiser-, Dien-dorfer Störung u. a., vergl. auch SCHERMANN, 1966). - Die von Norden in den Raum Pöggstall-Streitwiesen herabziehende, fast N-S streichende Zone von Spitzer Gneisen setzt ENE von Fritzel-dorf an der Störung ab. Südlich der Störung setzen die ersten Spitzer-Gneis-Züge mit ihren üblichen Begleitern östlich von Moos

⁺⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. Otto Thiele, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien

wieder ein (Straßenaufschlüsse unter- und oberhalb von Zehentegg, Steinbruch) und ziehen über Weiterndorf gegen Süden bis ins Weitental N Eitental, wo sie gegen SW abschnellen. Eine höhere Gruppe von Spitzer Gneisen setzt bei Mühldorf ein, beschreibt den auf der Karte von FUCHS & MATURA (1976) dargestellten komplexen Bogen gegen Spitz, um von dort in SW-Richtung bis ins Weitental S Eitental heranzuziehen. Der Verlauf der Spitzer-Gneis-Züge macht nicht nur eine linkssinnige Verschiebung von mindestens 7 km in der Horizontalen wahrscheinlich, sondern läßt auch eine gewisse Vertikalkomponente der Störung vermuten.

Die Mühldorfer Störung zeigt aber auch einen deutlichen Bezug auf die plastische Verformung, i.e. die alpinotype Tektonik des Waldviertler Grundgebirges. Sie streicht genau in jene ausgeprägten Falten- und Achsenbögen, die WALDMANN in seinen Aufnahmsberichten und in seinem Beitrag für die "Geologie von Österreich" beschreibt: Nördlich der Störung findet sich im Bereich von Kottes-Trandorf-Mühldorf ein gegen SW konvexer Faltenbogen mit umlaufenden b-Achsen in SSW-, SSE- bis schließlich W-E-Achsenrichtung, südlich der Störung im Bereich Mühldorf-Habruck-Spitz ein entgegengesetzter, NE-konvexer Bogen mit einem Achsenschnellen aus der W-E- (stellenweise WSW-ENE) über die SE- in die N-S Richtung. Die Mühldorfer Störung scheint demnach einem altangelegten Lineament zu folgen, dessen Bedeutung für die Tektonik des Waldviertler Grundgebirges weiter zu prüfen ist. Unter anderem sollte der Frage nachgegangen werden, ob dieses Lineament in seiner noch ungeklärten Fortsetzung vielleicht auch einen Bezug auf die weiter im Norden, vor allem im Bereich St. Leonhard-Gars-Rosenburg sehr ausgeprägten E-W Achsen und die dort allenthalben zu beobachtende N-vergente Verfaltung in Richtung auf den Messerner Bogen erkennen läßt. Auffallend ist jedenfalls, daß jenseits des moldanubischen und moravischen Deckenlandes in gleicher Richtung ein besonders deutliches Photolineament in der autochthonen Thaya-Masse zwischen Siegmundsherberg und Ober Retzbach auftritt, das sich in die ČSSR gegen die Boskovitzer Furche fortzusetzen scheint.

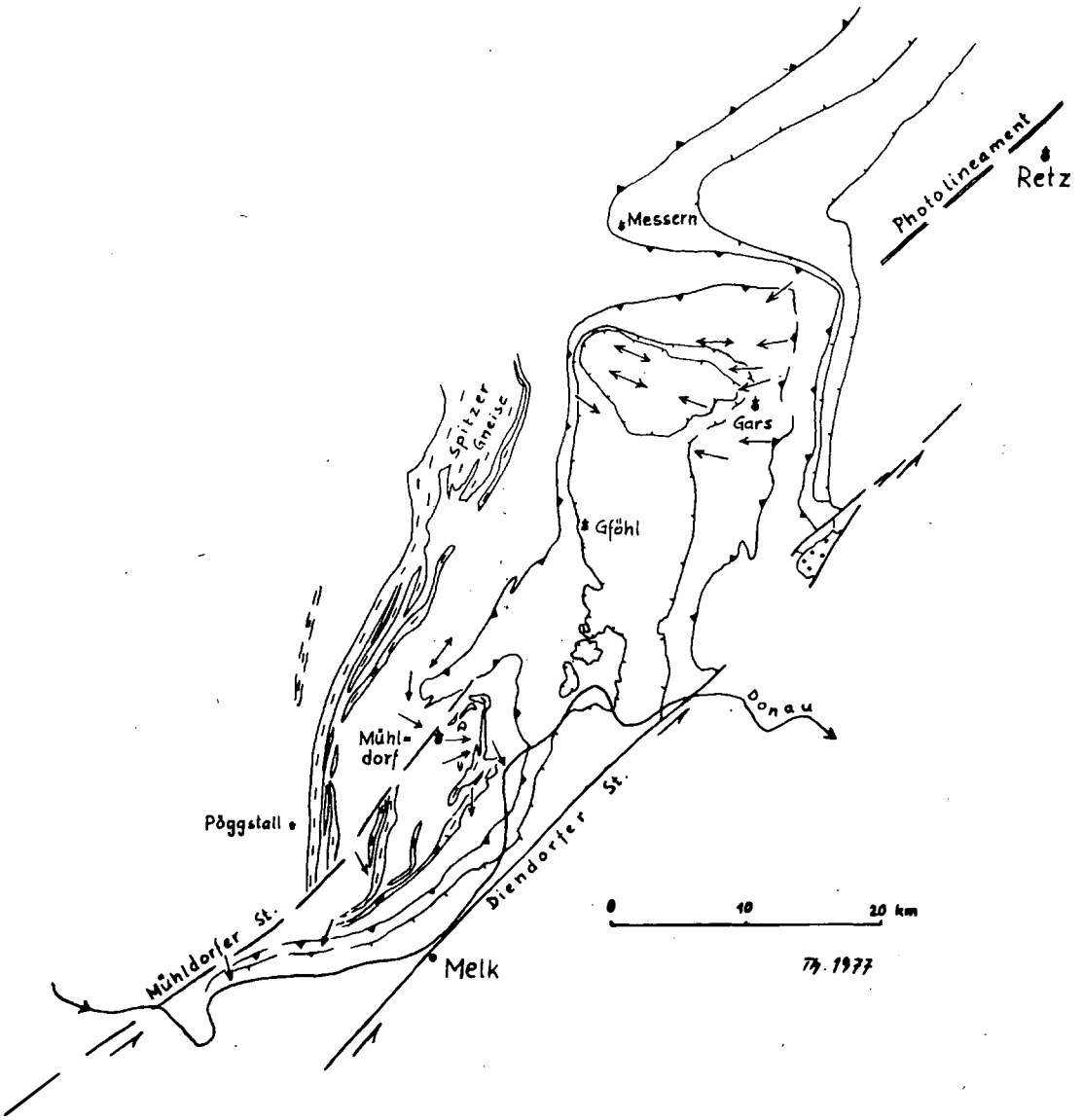


Abb. 1: Lage der Mühldorfer Störung im niederösterreichischen Waldviertel

LITERATURHINWEISE

- BECKEL, L. (1976): Österreich im Satellitenbild. - 107 S., Otto Müller Verl., Salzburg.
- FUCHS, G. & A. MATURA (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. - Jb.Geol.B.A. 119, 1-43, Wien.
- SCHERMANN, O. (1966): Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmischen Masse. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 16, 89-103, Wien.
- THIELE, O. (1976): Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (südliche Böhmische Masse). - Nova Acta Leopoldina, N.F., 224, Bd. 45, Franz-Kossmat-Symposion, 67-81, Halle (Saale).
- WALDMANN, L.: Bericht (1949) über das Grundgebirge im Grenzreiche der Kartenblätter Ybbs (4754) und Ottenschlag (4654). - Verh.Geol.B.A. 1950-51, 123-126, Wien 1951 (Zitat).
- WALDMANN, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. - in: F.X. SCHAFFER (Hg.): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 1-105, Verl. Deuticke, Wien.
- WALDMANN, L. (1951-1970): Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Krems (4655) und Ottenschlag (4654), Spitz (37) und Ottenschlag (36) bzw. Spitz (37). - Verh.Geol.B.A., Wien.

Kurzfassungen von in Innsbruck fertiggestellten Dissertationen (1965-1977); Teil 1

Zur Geologie der mittleren Lienzer Dolomiten

von Erhard Hoffert
(Innsbruck, 1965)

Bei der Detailaufnahme der mittleren Lienzer Dolomiten wurde von der Petrographie des Grundgebirges ausgegangen, die für den Kartierungsbereich im einzelnen noch nicht untersucht war. Neben der Mineralbestimmung wurde eine Beschreibung des Gefüges gegeben und versucht, die Beziehung zur Geschichte des Orogens darzulegen. Dabei konnte gefunden werden, daß eine alpidische Überprägung des metamorphen Materials zu den Rändern des Deckgebirges hin zunimmt und ältere, eventuell variskische Strukturen verwischt werden.

Die Stratigraphie umfaßt sodann die Bestimmung und Beschreibung von Triasstufen, Jura und Kreide sowie eine eingehende Darstellung des Quartär.

Für das Aufnahmegebiet ergibt sich folgende Zusammenstellung:

QUARTÄR

Pleistozän, Holozän

KREIDE

Gault	Tonschiefer, Mergel	ca. 150 m
Neokom	Ton- und Sandsteine	ca. 50 m

JURA

Malm	Aptychenschichten	2-3 m
Lias	Mittellias 60 m, Unterlias	30-300 m

TRIAS		
Rhät	Rhät. Riffkalke 10-15 m, Kössener Sch.	280 m
Nor-Rhät	Plattenkalk	300 m
Nor	Seefelder Schichten	100 m
	Hauptdolomit	2500 m
	Plattendolomit	400 m
Karn	Raibler Schichten	180 m
Ladin	Plattendolomit	1000 m
	Vulkanite	80 m
	Diploporendolomit	400 m
Anis	Muschelkalk	ca. 80 m
Skyth	Werfener Schichten	100-150 m
BASIS-Konglomerat und -Sandsteine		400-510 m
KRISTALLIN	Glimmerschiefer üb.	1000 m
	Amphibolite und Gneise	

Aus der Gliederung der Schichtfolge ist ersichtlich, daß die älteren Triasstufen in einer Drauzug-eigenen Fazies entwickelt sind, während jüngere Trias, Jura und Kreide vorwiegend nordalpine Faziesmerkmale zeigen. Dabei ist die große Mächtigkeit des Hauptdolomits der mittleren Lienzer Dolomiten im Vergleich zu der in den Nordalpen als augenfällige Einheit der Lienzer Dolomiten zu werten.

Hinsichtlich der Tektonik von Grund- und Deckengebirge wurden folgende Ergebnisse erzielt:

Aus den Darstellungen von s-Flächen, kleintektonischen Achsen und Streckungsrichtungen des Kristallins in Gefügediagrammen zeichnet sich eine Gleichsinnigkeit der Richtungsverhältnisse dieser Gefügeelemente zur Schichtung, Achsenstellung, Klüftung und Störung der Sedimentauflage ab. Aus dieser Richtungsgebundenheit konnte auf gemeinsames tektonisches Geschehen geschlossen werden.

Hieraus ergab sich zwangsläufig Einengung des Deckgebirges in S-N-Richtung nach vorausgegangener Faltung unter randlicher Schuppenbildung, flaches Eintauchen der Hauptantiklinalachse nach Westen. Es wurde dargelegt, daß diese Strukturen Zeugen des Zusammenschubes sind und durch Tangentialtektonik erklärt werden können.

Hinsichtlich der Beziehung von Grund- und Deckgebirge besteht Autochthonie.

Kurzfassungen von in Innsbruck fertiggestellten Dissertationen (1965-1977); Teil 1

Zur Geologie der mittleren Lienzer Dolomiten

von Erhard Hoffert
(Innsbruck, 1965)

Bei der Detailaufnahme der mittleren Lienzer Dolomiten wurde von der Petrographie des Grundgebirges ausgegangen, die für den Kartierungsbereich im einzelnen noch nicht untersucht war. Neben der Mineralbestimmung wurde eine Beschreibung des Gefüges gegeben und versucht, die Beziehung zur Geschichte des Orogens darzulegen. Dabei konnte gefunden werden, daß eine alpidische Überprägung des metamorphen Materials zu den Rändern des Deckgebirges hin zunimmt und ältere, eventuell variskische Strukturen verwischt werden.

Die Stratigraphie umfaßt sodann die Bestimmung und Beschreibung von Triasstufen, Jura und Kreide sowie eine eingehende Darstellung des Quartär.

Für das Aufnahmegebiet ergibt sich folgende Zusammenstellung:

QUARTÄR

Pleistozän, Holozän

KREIDE

Gault	Tonschiefer, Mergel	ca. 150 m
Neokom	Ton- und Sandsteine	ca. 50 m

JURA

Malm	Aptychenschichten	2-3 m
Lias	Mittellias 60 m, Unterlias	30-300 m

TRIAS		
Rhät	Rhät. Riffkalke 10-15 m, Kössener Sch.	280 m
Nor-Rhät	Plattenkalk	300 m
Nor	Seefelder Schichten	100 m
	Hauptdolomit	2500 m
	Plattendolomit	400 m
Karn	Raibler Schichten	180 m
Ladin	Plattendolomit	1000 m
	Vulkanite	80 m
	Diploporendolomit	400 m
Anis	Muschelkalk	ca. 80 m
Skyth	Werfener Schichten	100-150 m
BASIS-Konglomerat und -Sandsteine		400-510 m
KRISTALLIN	Glimmerschiefer üb.	1000 m
	Amphibolite und Gneise	

Aus der Gliederung der Schichtfolge ist ersichtlich, daß die älteren Triasstufen in einer Drauzug-eigenen Fazies entwickelt sind, während jüngere Trias, Jura und Kreide vorwiegend nordalpine Faziesmerkmale zeigen. Dabei ist die große Mächtigkeit des Hauptdolomits der mittleren Lienzer Dolomiten im Vergleich zu der in den Nordalpen als augenfällige Einheit der Lienzer Dolomiten zu werten.

Hinsichtlich der Tektonik von Grund- und Deckengebirge wurden folgende Ergebnisse erzielt:

Aus den Darstellungen von s-Flächen, kleintektonischen Achsen und Streckungsrichtungen des Kristallins in Gefügediagrammen zeichnet sich eine Gleichsinnigkeit der Richtungsverhältnisse dieser Gefügeelemente zur Schichtung, Achsenstellung, Klüftung und Störung der Sedimentauflage ab. Aus dieser Richtungsgebundenheit konnte auf gemeinsames tektonisches Geschehen geschlossen werden.

Hieraus ergab sich zwangsläufig Einengung des Deckgebirges in S-N-Richtung nach vorausgegangener Faltung unter randlicher Schuppenbildung, flaches Eintauchen der Hauptantiklinalachse nach Westen. Es wurde dargelegt, daß diese Strukturen Zeugen des Zusammenschubes sind und durch Tangentialtektonik erklärt werden können.

Hinsichtlich der Beziehung von Grund- und Deckgebirge besteht Autochthonie.

Geologie des Gebietes zwischen Fondo-Gampenpaß (Südtirol)

von W. F. Klaus
(Innsbruck, 1965)

Im unteren Perm begann in Südtirol die Bildung der mächtigen Quarzporphyrdecken.

F. von WOLFFs (1909) Theorie, daß es sich bei diesen mächtigen Porphyrgüssen um eine Anzahl submarin abgelagerter Eruptiva handle, wurde von R. von KLEBELSBERG (1928) dahingehend revidiert, daß es sich eher um rein terrestrische Ablagerungen handeln müsse, da den Tuffhorizonten die typischen marinen Sedimenteigenschaften fehlten.

M. MITTEMPERGER (1958) war der erste Autor, der die gesamte Serie als Ignimbrite bezeichnete, und zwar

1. aufgrund der großen flächenhaften Ausdehnung
2. wegen der eutaxitischen Textur.

Unterstützt wird diese Theorie noch durch D. van HILTENS (1960) paläomagnetische Messungen, die auf einen sehr raschen Ablagerungsvorgang des Quarzporphyrs schließen lassen, was bei relativ saurer Lava unwahrscheinlich erscheint.

Die Frage Ignimbrit oder Lava kann aber von einem örtlichen Arbeitsgebiet aus nicht gelöst werden.

Im Südosten der Laugenspitze findet sich über dem Quarzporphyr die Serie von Tregiovo, die im wesentlichen in

1. Tonschiefer
2. Mergel- bituminöse Kalke
3. Konglomerate-Sandsteine
4. Tuffe und Quarzporphyre
5. Augitporphyrite

unterteilt werden kann.

R. STAUB (1950), der auch die Meinung von J. J. DOZY (1935) vertritt, parallelisiert die oberen 200 m der Collio-Schichten (westlich Idro-See) mit den Schichten von Tregiovo.

Diese Übereinstimmung konnte durch eigene Beobachtungen bestätigt werden.

Sollte es W. KLAUS (Wien), der gegenwärtig die Schichten von Tregiovo und auch einige Proben aus Collio sporenanalytisch bearbeitet, gelingen, die gleichen Typen in beiden Serien vorzufinden, so dürften damit die letzten Zweifel beseitigt sein.

Nach den bisherigen Ermittlungen konnte W. KLAUS in den Schichten von Tregiovo einen starken unterpermischen Einschlag in der Flora feststellen.

Das nächsthöhere Glied stellt der Grödener Sandstein, der im allgemeinen als terrestrische Bildung aufgefaßt wird. R. v. KLEBELSBERG (1928) leitet den größten Teil des Materials aus älteren Gesteinen als aus den permischen her; es treten also

hier analoge Erscheinungen wie beim Verrucano in den Bergamasker Alpen auf, nämlich Materialzufuhr vom Grundgebirge. Kupfer- und Urangehalt im Grödener Sandstein dürfte wohl aus der Verwitterungslösung älterer Lagerstätten stammen (A. MAUCHER 1956).

Die Bellerophon-Schichten leiten die marine Schichtfolge ein.

H. J. SCHNEIDER (1953) gliederte erstmalig nach faziellen Gesichtspunkten und unterschied dabei eine untere erzfreie und obere erzführende Zone. Der Metallgehalt dürfte nach A. MAUCHER (1956) durch vulkanische Stoffzufuhr entstanden sein.

Aus den oberpermischen Bellerophonschichten entwickeln sich im Skyth die feinsandigen Mergel und dünn-schichtigen Kalke der Werfener Schichten. Diese können in vier durch Fossilien belegte Glieder unterteilt werden:

1. Zellendolomit
2. Campiller Schichten
3. Gastropodenoolith
4. Seiser Schichten

Darüber folgt der anisische untere Muschelkalk und der Mendel-dolomit. Das Leitfossil dieses Horizontes, *Diplopora annulatissima* PIA, deutet auf tropisches Klima.

Die Sedimentfolge, bestehend aus Riffrazen, Trümmerlagen und feingeschichtetem Schlamm, wurde im Ladin mit dem Schlerndolomit fortgesetzt.

Das Karn zeigt vor allem rote und grüne Mergel in Verbindung mit einem heftigen Vulkanismus.

Bemerkenswert am Hauptdolomit sind wohl jene giftgrünen bis roten Nester, die durch Infiltrationen aus dem Ammonitico rosso in den Hauptdolomit entstanden. Paläogeographisch kann man dies so deuten, daß der Hauptdolomit im Bereich des Monte Ori lange Zeit trocken lag und erst zur Zeit der Ablagerung des Ammonitico rosso überflutet wurde.

Der Ammonitico rosso ist ein sehr fossilreicher Knollenkalk, der aufgrund seiner Filamentführung Anklänge an den Hallstätter Kalk zeigt.

In der Kreide treffen wir im Cenoman Sedimente an, die als Biancone bezeichnet werden. Es handelt sich hierbei um foraminiferenreiche graue Kalke, die parallel ss Feuersteine führen.

Die ebenfalls foraminiferenreichen roten Mergel, Scaglia, weisen ein senones Alter auf.

Ohne merklichen Übergang leitet die Scaglia allmählich ins Eozän über, nur daß die Mergel etwas kalkiger werden und eine graugrüne Farbe annehmen, weshalb für diesen Horizont auch der Name Scaglia grigia geprägt wurde.

Im Postglazial, also nach dem Rückzug des Etsch-Gletschers, breiteten sich übers Gebiet eine Anzahl von Moränen aus, deren Geschiebe aus Kristallin, Tonalit, Quarzporphyr und Geschieben von Sedimentgesteinen bestehen.

Bemerkenswert ist ferner, daß vom Ende des Nor Schichtlücken

bestehen. Nur hin und wieder begegnet man vereinzelt Aufschlüssen von Ammonitico rosso, Biancone und Scaglia.

Die Judikarien-Linie ist ein Teil der großen Naht zwischen Südalpen einerseits, Ost- und Westalpen andererseits. Sie streicht etwa NNE und fällt steil nach W ein.

Westlich Proveis ist der an die Störung grenzende Schlerndolomit in ziemlicher Mächtigkeit vollkommen mylonitisiert. Dagegen ist weiter nördlich, am E-Hang des Kornigls, der Dolomit wohl stark klüftig, aber nicht vollkommen zerbrochen wie bei Proveis.

Die Völlaner Linie, eine Parallelstörung zur Judikarienlinie, steht teils saiger, teils fällt sie steil ostwärts ein. Bei Salobbi ist der Schlerndolomit ähnlich weitgehend mylonitisch wie bei Proveis an der Judikarienlinie.

Geologie des Gebietes zwischen Auer und Lavis (Südtirol)

von Klaus Fipper

(Innsbruck, 1965)

In stratigraphischer, tektonischer und petrographischer Hinsicht ergab die Arbeit "Die Geologie des Gebietes zwischen Auer und Lavis" folgende Neuergebnisse.

Die permo-triadischen Ablagerungen in der östlichen Etschbucht lassen einen Übergang der Fazies zwischen den Sedimenten des Mendelzuges im Westen und den der Dolomiten weiter im Osten erwarten. Die Augitporphyrite im Buchensteiner Niveau am Südwesthang des Tschislon weisen auf die Dolomitenentwicklung der Trias, die Augitporphyrite im karnischen Niveau auf die Etschbucht-Fazies.

Die Transgressionsbreccien der Bellerophon-Schichten über Quarzporphyr und das Ausdünnen bzw. Auskeilen des Grödener Sandsteins zwischen Faedo und Lavis lassen ein Relief erkennen.

Tektonisch keilt die Trudener Linie als Aufschiebungslinie mit einer Sprunghöhe von mindestens 2000 m nicht südlich von Faedo aus, sondern biegt nach SW um und streicht als St. Michaeler Linie unter die Alluvionen des Etschtales.

Aus dem Anis wurden an drei verschiedenen Stellen insgesamt etwa 100 Proben entnommen. Die Untersuchungsergebnisse von 62 Dünnschliffen sind in drei Tabellen (siehe Anhang) zusammengefaßt.

Aus dem Viller Mergelkalk wurden insgesamt vier mikrofazielle Typen und zwei Untertypen aufgestellt.

Sedimentologische Untersuchungen im Quartär des tirolischen Inntales

von Joachim-Wolf Mangelsdorf
(Innsbruck, 1967)

Die vorliegende Arbeit hatte eine umfangreiche sedimentologische Neubearbeitung der Terrassensedimente des tirolischen Inntales in ihrem Hauptverbreitungsgebiet zwischen Landeck und Kufstein zum Ziel, weil bisher zwar viel beschreibend-morphologische Literatur existierte, aber nur sehr wenig sedimentologisches Schrifttum, das zur Klärung der Frage: Interglazialität der Terrassensedimente oder nicht? beitragen konnte.

Aus dem angegebenen Bereich wurden 67 Proben entnommen, die aber nicht nur die Terrassenschotter, sondern auch Ablagerungen der sogenannten Vorterrasse und der Schuttfächer vor schlernzeitlichen Gletschern (einschließlich Moränen) neben Material aus dem Flußbett des heutigen Inns mit umfaßten. Dadurch sollte die Vergleichsmöglichkeit untereinander bzw. zwischen rezenten und den als Riß-Würm-Interglazial angesprochenen Sedimenten hergestellt werden. Die Schotter der Schlernzeit waren zu den Terrassenschottern, auf denen sie liegen, in Beziehung zu setzen und abzugrenzen.

Die Proben wurden in zehn Korngrößenklassen gesiebt und die Ergebnisse als Summenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz dargestellt und ausgewertet.

Es wurden weiters der petrographische Inhalt aller Proben, die Rundungsgrade der Quarzkörner und deren Oberflächenbearbeitung, die Quarzpolitur, in Körnerpräparaten statistisch bestimmt, um nicht nur Korngrößenparameter, sondern auch Zusammensetzung und Kornformausbildung zu prüfen. Eine Methode allein wäre in ihren Aussagen nicht genügend präzise.

Aus allen gewonnenen Ergebnissen läßt sich feststellen:

- 1) Die Terrassensedimente stellen im wesentlichen unter zunehmender Vergrößerung gegen das Hangende das Produkt einer feuchtkalten, große Mengen Verwitterungsschutt liefernden Übergangszeit aus dem Riß-Würm-Interglazial in das neue Hochglazial der Würmvereisung dar. Die sogenannte kalt-ozeanische "Fließerdezeit" ist als wahrscheinlich dafür anzunehmen.

Die ungeheuren Massen anfallenden Schuttes konnten auf die Dauer selbst von großer Wasserführung nicht mehr bewältigt und mußten überstürzt abgelagert werden. Die oft auffallende horizontale Lagerung, gerade in den obersten, größten Pariten, die zumindest im mittleren Inntal zu verfolgen ist, spricht für eine zum Schluß fast schichtflutartige Situation. Sie drang bis ins Alpenvorland hinaus vor, aber auch bereits in einige Unterinntaler Seitentäler, die dem nichts Gleichwertiges entgegenzusetzen konnten. Wieviel Material von der nachfolgenden Vergletscherung wieder ausgeräumt wurde, ist nicht mehr

festzustellen.

- 2) Der Begriff periglazial für ihre Entstehung müßte zumindest im Alpenbereich noch schärfer definiert werden. Eine Schüttung unmittelbar vor einem vorrückenden Eisstromnetz und eine paraglaziale neben dem Eis kommen für die Terrassenschotter und Sande nicht in Betracht.

Möglicherweise ist die spätglaziale Vorterrasse teilweise gegen einzelne Toteiskörper der zurückgehenden Vergletscherung geschüttet worden.

- 3) Die Ablagerungen der Schlernvereisung sind in Zusammensetzung und Charakter anders geartet, als die Terrassensedimente. Sie stellen echte Schüttungen vor den Gletschern der Seitengehänge dar. Ihre Struktur ist z.T. der eines Murschuttetes nicht unähnlich.
- 4) Der Vergleich mit rezenten Sedimenten des Inns stellt die überhastete, unstete und nicht kontinuierliche Ablagerung und Durchentwicklung der Terrassen- und Schlernsedimente klar vor Augen. Allerdings weiß man nicht, wieviel älteres, nur umgeschwemmtes Material in den gesamten Ablagerungen vorhanden ist.

Direkte klimatische Beeinflussung kann man vorläufig nur sehr vorsichtig daraus schließen, die meisten Rückschlüsse sind nur indirekt zu ziehen.

Geologische Untersuchungen im Kupferbergbau Mitterberg in Mühlbach/Hochkönig (Salzburg)

von Heinz J. Unger
(Innsbruck, 1967)

Beim Gainfeldkonglomerat spricht man von einem Transgressionskonglomerat. Es wird dafür eine festlandsnahe Entstehung angenommen.

Das Quarzkonglomerat, ein typisches Schichtglied des Oberkarbons der Ostalpen, kann hier als Quarzrestschotter angesprochen werden.

Die violetten Phyllite und die Grünen Schichten von Mitterberg stehen in sedimentärer Verknüpfung, wobei zunehmende Salinität festgestellt werden konnte.

Der violette Phyllit, ursprünglich aus tonigen Sedimenten hervorgegangen, wurde wahrscheinlich in sauerstoffarmen, H_2S -reichem Milieu sehr schwach salinärer Prägung abgelagert, was auch die Konkretionen belegen, die im violetten Phyllit gefunden wurden. Letztere geben laut Literatur (H. ILLIES 1949, 1950; H. HAYES 1964) Hinweise darauf, daß es sich um ein Sedimentationsbecken mehr lagunären Charakters handelte. Es wurde versucht, für die gefundenen Konkretionen eine Definition aufzustellen.

Das oberkarbone Alter der violetten Phyllite ist belegt durch den Cordaitenstamm (Bestandteil) *Artisia* STERNB. (*Sternbergia* ARTIS) aus der 5. Sohle und durch Pollen, wodurch auf Landnähe geschlossen wird.

Im Hangenden davon tritt gröber klastischer Einfluß ein (Quarzite), was ebenfalls auf landnähere Bildung hinweist. Mit Eintritt in die Grüne Serie setzt sich die Sedimentation in ähnlicher Weise fort, nur daß sich insofern eine allmähliche Änderung einstellt, als die Salinität erhöht wird, was aus der Einschaltung von Gips und Anhydrit hervorgeht. Gips und Anhydrit treten in Lagen- und Linsenform in der Grünen Serie auf, wobei auch Karbonat-Konkretionen mit idiomorphen Anhydritkristallen nach Gips vorkommen können. Nach JUNG (1958) neigt der reine Anhydritanteil in Anhydrit-Dolomit-Gesteinen bereits zur Konkretionsbildung.

Ein Hochsalinar haben wir in den oberen Grünen Schichten von Mitterberg (Gips und Anhydrit in Schnüren) vermutlich mittleres bis oberes Perm.

Die im Mitterberger Raum vorliegende Ausbildung der Gesteinsserien der Violetten und Grünen Serie möchte ich als Mitterberger Sonderfazies bezeichnen. Da der Mitterberger Hauptgang mit seinen 8 km Länge als einer der bedeutendsten Gänge einer regional in den Kitzbüheler Alpen und östlich der Salzach auftretenden Vererzungszone aufzufassen ist, können die Ergebnisse als Grundlage für regionale Untersuchungen Verwendung finden. Verschiedentlich wurde das Alter des Mitterberger Hauptganges als alpidisch angegeben (W. PETRASCHECK 1926, 1928, 1932).

Da aber, wie W. HEISSEL schon öfters bemerkte, der in die Basisschichten der Trias bzw. der Grünen Schichten von Mitterberg durchschlägt, sondern immeran bzw. unter der Basis der Grünen Schichten von Mitterberg endet, traten bezüglich der alpidischen Deutung immer schon berechnigte Zweifel auf.

W. HEISSEL gibt dem Gang ein jungpaläozoisches Alter.

Mit dieser Annahme kann folgendes Bild in Einklang gebracht werden: Nachdem die Sedimentation der Violetten Serie Mitte Oberkarbon bereits abgeschlossen war und die Übergänge zur Grünen Serie schon Ende Oberkarbon eine ansehnliche Sedimentmächtigkeit aufwiesen, riß als späteste Äußerung der variszischen Ära als Vorphase der eigentlichen Intrusion des Ganges die Gangspalte auf. Knapp darauf, im untersten Unterperm, stieg der Gang auf, zu einer Zeit also, als die Grünen Schichten von Mitterberg bereits sedimentiert wurden, jedoch noch eine so große Plastizität besaßen, daß sie Ende Oberkarbon bereits in der Lage waren, ein Durchreißen der Gangspalte bis in die Grüne Serie zu verhindern bzw. ein Durchreißen bis an den Meeresgrund. Die Annahme von J. BERNHARD (1966: 81), daß "z.Z. der Intrusion der Gang-"Diabase" die Grünen Werfener Schichten von Mitterberg überhaupt noch nicht existierten", erscheint mit sehr hypothetisch. (Dieser zeitliche Ablauf, so wie er von mir geschildert wird, wird als Möglichkeit des Vorganges bezeichnet!) Der Gang endet fast durchwegs 5m-50m unter der oberen Grenze der Violetten Serie.

Bereits Mitte Perm könnte also der Aufstieg der I. und II. Haupt-

phase des Mitterberger Hauptganges als abgeschlossen betrachtet werden. Anschließend an die Intrusion ist, wie vielleicht analog mit den Porphyren der Südlichen Kalkalpen, der Diabas im Zeitraum Grenze Unter- zu Oberperm aufgestiegen. Er durchschlägt, nur in einer Generation auftretend (J. BERNHARD 1966: 81) den Mitterberger Hauptgang in seiner I. und II. Phase.

Spätvariszische orogene Vorgänge hinterließen an der Lagerstätte keine nachweisbaren Spuren.

Erst die alpidische Tektonik brachte in diesem Gebiet neben der Zerstückelung des Ganges durch die Störungen und der wahrscheinlichen Absenkung des Westfeldes die sog. III. Hauptphase der Vererzung, die als Remobilisierung (J. BERNHARD 1966) bezeichnet wird. Diese durchschlägt den Diabas.

Demnach könnte man folgendes Bild einer zeitlichen Abfolge für die Intrusion des Mitterberger Hauptganges aufstellen: Das Aufreißen der Gangspalte ist etwa Ende Oberkarbon als Vorphase anzusetzen. Knapp darauf, Anfang Perm, Aufstieg der I. und II. Hauptphase. Anschließend daran Diabasintrusion an der Grenze Unter- zu Oberperm. Die III. Hauptphase, die Remobilisierung nach J. BERNHARD (1966) hat ihre Prägung in der alpidischen Ära erhalten.

Es bleibt also für die Intrusion des Mitterberger Hauptganges nur der Zeitraum Oberkarbon bis spätestens Unterperm übrig. Tektonisch ist der Mitterberger Hauptgang durch die sog. Hauptverwerfer nach NW abgesenkt. Das tektonische Bild ist das von Brüchen mit Seitenverschiebung mit anschließender oder gleichzeitiger Scherenbewegung, d. h. Verdrehung nach Süden. Die Frage nach den noch zu erwartenden Erzvorräten im Westen des heutigen Grubenlaufes wird wahrscheinlich davon abhängen, ob noch weitere Verwurfsysteme den Gang in die Tiefe versetzen werden oder nicht. Nach dem Bild der Obertageaufnahme und untertägigen Ergebnissen möchte ich annehmen, daß man mit der nun aufzuschließenden 10. Sohle die Grünen Schichten von Mitterberg unterfahren wird. Da in der überlagernden Trias keine Hinweise auf die Westbrüche gegeben sind, ist mit weiteren Brüchen alpidischen Alters nicht zu rechnen.

Erzvorräte dürften noch in reichlicher Menge vorhanden sein, doch dürften bei noch größerer Teufe Rentabilitätsfragen ausschlaggebende Kraft erlangen.

Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten zwischen Lumkofel und Gailbergsattel

von Christian Ulrich Schwiedrzik
(Innsbruck, 1967)

Die Lienzer Dolomiten bilden einen schmalen, ungefähr E-W streichenden Gebirgszug zwischen den Zentralalpen (Zone der alten Gneise) und den Karnischen Alpen (Südalpen).

Das diaphoritische Grundgebirge (Gailtalkristallin) wurde in zwei Profilen an der Grenze zwischen den Phylliten und der Granat-glimmerschiefer-Serie näher untersucht. Es konnte nachgewiesen werden, daß die Granat-Glimmerschiefer von den Phylliten herzu-leiten sind.

Anhand der auftretenden postkristallinen Deformation aller Hauptgemengteile und der äquivalenten tektonischen Achsen im Kristallin und im Sediment hat es den Anschein, daß das Kristal-lin, zumindestens im Untersuchungsbereich, bis ins Korngefüge alpidisch deformiert wurde.

Einen deutlichen Hinweis für den Paracharakter der Granat-Glimmerschiefer-Serie liefert der Graphitgehalt, der bei Birn-baum beobachtet werden konnte.

Über der Granat-Glimmerschiefer-Serie liegt nur schwach diskor-dant die Basis-Serie. Da der primär-sedimentäre Verband nur schwach alpidisch gestört wurde, muß das Gailtalkristallin, im Gegensatz zu A. TOLLMANN (1963) nicht als "mittelostalpine", sondern als "oberostalpine Einheit" gedeutet werden.

Der sedimentäre, 6140 m mächtige Schichtkomplex umfaßt folgende Schichtglieder: Basis-Serie, Werfener Schichten, Muschelkalk, Partnachsichten, Ladinische Dolomite und Dolomitmergel, Raib-ler Schichten, Hauptdolomit, Plattenkalke und Dolomite, Kösse-ner Schichten und Liasgesteine. Die jüngeren Schichten sind, von den Quartärresten abgesehen, der Erosion zum Opfer gefallen (siehe Anlage 4: Säulenprofil der Sedimente der östlichen Lien-zer Dolomiten).

Wie aus dem Säulenprofil zu entnehmen ist, zeigen die Schicht-glieder bis zum unteren Ladin stark südalpine Anklänge, beson-ders in Bezug auf die vulkanischen Einschaltungen. Die jüngeren Gesteinsserien haben nordalpinen Charakter. Die bemerkenswerte Mächtigkeit des Hauptdolomits steht hiebei nicht im Widerspruch zur nordalpinen Fazies. Die Teilgeosynklinale der Lienzer Dolo-miten wurde im Nor nur stärker abgesenkt und es erfolgte eine stärkere Sedimentation.

Somit kann mit Recht auf die vermittelnde Rolle der Lienzer Dolomiten zwischen den Ost- und Südalpen hingewiesen werden.

Quartärreste der Fernvereisung finden sich im Lesachtal bedeu-tend mehr als im Drautal. Mittels einer pollenanalytischen Unter-suchung einer Tonprobe von W. KLAUS (Wien) aus dem Niveau der Schieferkohlen von Podlanig konnte erstmals eine beachtliche Vielfalt der Florenelemente nachgewiesen werden. Da die Kräu-terpollen gegenüber den Baumpollen stark zurücktreten, muß ein geschlossenes Waldbild angenommen werden. Wie W. KLAUS ferner betont, finden sich ähnliche Verhältnisse nach H. REICH (1953) etwa am Ende eines Interglazials bzw. am Beginn eines Früh-glazials (z.B. Würm).

In sämtlichen Hochkaren des Hochstadelgebietes sind Reste der Rückzugsstadien der Würmeiszeit erhalten geblieben. Die Morä-nenreste in den unteren Teilen der Kare müssen ihrer Lage nach ins Gschnitzstadium gehören. Zur Daunzeit lagen die Gletscher

zurückgezogen in den höchsten Teilen der Kare.

Sowohl die Sedimente der Lienzer Dolomiten, als auch das Gailtalkristallin zeigen einen E-W Faltenbau mit überwiegend flach nach E abtauchenden Achsen. Im Kristallinbereich kommt noch ein zweites, schwächer ausgebildetes Achsensystem hinzu, das auf dem ersten entweder senkrecht steht oder einen stumpfen Winkel zu diesem bildet.

Ein Schichtflächenvergleich zwischen den Sedimenten und dem Gailtalkristallin ergab wiederum eine weitgehende Äquivalenz.

Ferner sind im Gailtalkristallin bis auf zwei Störungssysteme die gleichen Störungsrichtungen zu beobachten wie im Sediment.

Die Einengung der Gesteinsserien erfolgte, wie die überwiegend zu beobachtenden Nordvergenzen zeigen, hauptsächlich in der S-N Richtung und erzeugte das heute zu beobachtende tektonische Bild.

Die Geologie der Kalkkögel bei Innsbruck

von Reza Marvastian

(Innsbruck, 1967)

I. Stratigraphie

1) Die altkristalline Unterlage:

Diese besteht hauptsächlich aus Glimmerschiefern mit Granat und Serizitalbit. Hin und wieder beobachtet man in hangenden Partien dieser Schiefer idiomorphe Magnetitoktaeder.

In der Umgebung der Knappenhütte, auf dem kleinen Sattel zwischen der Riepenwand und Suntiger und am Hoadlsattel sind den Glimmerschiefern Amphibolite diskordant eingeschaltet.

2) Permoskythische klastische Basalserie ("Verrucano"):

Diese Serie liegt zwischen dem kristallinen Untergrund und den triadischen Sedimenten. Innerhalb dieser Serie unterscheidet man zwei Haupttypen: Helle, teilweise geröllführende Quarzite und etwas dunklere Quarzkonglomerate, zwischen denen alle Übergänge bestehen.

Bereichsweise sind diese Gesteine, besonders an der Südseite, vererzt. Als Erze sind Magnetit und Hämatit vertreten.

3) Die Trias:

a) Dunkler Kalk und Dolomit des Anis

Die karbonatische Trias setzt über der basalen Serie mit dunklen Kalken und Dolomiten ein, die ihrer Lagerung nach wahrscheinlich dem Anis angehören.

Schwarzgraue oder dunkelgraue Kalke bzw. Dolomite herrschen vor. An der Basis dieser Schichten zeigt das Gestein häufig kleine Quarzkörner und Glimmerschüppchen. Diese anisische Folge ist auf der Nordseite mehr kalkig, auf der Südseite mehr dolomitisch entwickelt, wobei auf der Südseite keine Pyritschiefer beobachtet wurden.

b) Wettersteindolomit (Ladin)

Aus dunklen Kalken und Dolomiten des Anis geht allmählich der Wettersteindolomit hervor. Der normale Gesteinstypus ist ein lichtgrauer, grob- bis fein-zuckerkörniger Dolomit.

Der Dolomit ist aber oft auch dunkel gefärbt und sieht dann dem Hauptdolomit ähnlich. Lokal zeigt das Gestein stellenweise rötliche Färbung.

Die Mächtigkeit des Wettersteindolomites dürfte durchschnittlich um 350 m betragen. Wo sie wesentlich darunter bleibt, ist die Reduktion tektonisch bedingt.

Der stratigraphische Umfang des Wettersteindolomites umfaßt das gesamte Ladin, wobei unterste Teile vielleicht auch noch in das Anis hineinreichen.

c) Raibler Schichten

Sie bestehen hauptsächlich aus schwarzen bis schwarzgrauen, sehr feinblättrigen Tonschiefern mit seidigem Glanz auf den Schichtflächen und häufig runzeliger Fältelung. Oft findet man in den Tonschiefern Pyrit vor. Dazu kommen noch häufig Sphärocodienkalke und Sandsteine.

Eine weitere Varietät der Raibler Schichten sind weiße bis hellgraue, rostbraun bis gelblich anwitternde feinschichtige Quarzitschiefer mit Serizitbelag auf den Schichtflächen.

Oft sind zwischen den Tonschiefern mehr oder weniger mächtige linsenförmige Dolomitbänke zwischengeschaltet, die nicht horizontalbeständig sind.

Die Metamorphose ist gering und dürfte sich auf die Bildung von Serizit auf den Schichtflächen beschränkt haben.

Nur lokal, wie z.B. an der Schneiderwand, bedingte eine stärkere Metamorphose die Bildung von Biotiten. Morphologisch fällt der Raibler Horizont durch die Ausbildung von Terrassen und Verebnungen auf.

d) Hauptdolomit

Der Hauptdolomit ist nicht ganz einheitlich ausgebildet.

Der Haupttypus ist ein dunkelgrauer, lichtgrau oder dunkelgrau anwitternder Dolomit, der beim Zerschlagen oft einen starken bituminösen Geruch merken läßt. Häufig zeigt der Dolomit hellere, meist grobkörnige Typen und sieht dann dem Wettersteindolomit ähnlich. Der Hauptdolomit zeigt nur örtlich geringe Metamorphoseeinwirkung.

Im allgemeinen ist der Hauptdolomit besser gebankt als der Wettersteindolomit.

II. Tektonik

Die Kalkkögel weisen im Gegensatz zur Saile (Gewölbe) flachen Muldenbau auf.

Die Permotrias der Kalkkögel wird im Westen und Norden von bedeutenden Bewegungsflächen gegen das liegende Kristallin begrenzt. An dieser Bewegungsfläche kam es zu gegenseitiger Verschuppung.

An der Nordseite der Kalkkögel ist die Triassschichtfolge durch eine Bewegungsfläche mit Überschiebungscharakter teilweise verdoppelt. Besonders deutlich tritt diese Verdoppelung an den Raibler Schichten hervor.

Der "Halsbruch" ist kein Bruch. Vielmehr taucht nördlich des Halsl die Trias unter Kristallin ein und dieses ist ihr aufgeschoben.

Zur Geologie der Niederndorfer Mulde und Laubenstein-Mulde.
(Nord-nordöstlich von Kufstein, Tirol)

von Ibrahim Alam El Din

(Innsbruck, 1968)

Untersucht und im Maßstab 1:25 000 neu aufgenommen wurde NE von Kufstein in den Niederndorfer Bergen ein ca. 70 km² großes Gebiet im Bereich der Lechtaldecke zwischen Inntal und dem Talzug Wildbichl-Sachrang.

Als Grundlage für die Neuaufnahme diente das Blatt Kufstein (4984) der geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75 000, aufgenommen von O. AMPFERER in den Jahren 1919-1922, ausgegeben 1925. Es war die Aufgabe gestellt, die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse in diesem Gebiet zu untersuchen und, soweit dies nötig war, gegenüber der alten Aufnahme zu verbessern. Zu berücksichtigen waren auch die quartären Ablagerungen und die Morphologie dieses Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen.

Im großen und ganzen stimmt die Neuaufnahme mit den Ergebnissen O. AMPFERERS gut überein, es ergeben sich auch keine sehr bedeutenden Gegensätze zur Neubearbeitung des NE anschließenden Laubensteingebietes durch R. FISCHER & S. LANGE (1962).

Die Schichtfolge umfaßt Gesteine des Nor und Rhät in bayerisch-tirolischer Fazies, Jura und Kreidegesteine bis Gosau-Alter. Trias (Hauptdolomit-, Plattenkalk-, Kössener Schichten und Oberrhätikalk) beherrscht vor allem den Norden des Gebiets. Gegenüber der alten Aufnahme waren hier nur geringe Änderungen nötig. Der Plattenkalk W der Oberen Fürstalm wurde als rhätischer Riffkalk erkannt und ausgeschieden. E der Unteren Wiesenalm ist kein Hauptdolomit vorhanden, sondern es grenzen Malmptychenschicht-

ten und Neokom direkt an Riffkalk der südlichen Laubensteinmulde. Durch diese Änderung ist eine wesentlich bessere Übereinstimmung mit der Karte von R. FISCHER & S. LANGE (1963) gegeben. Der Kern der Klausenbergmulde besteht nicht aus Riffkalk, sondern aus Fleckenmergeln, in deren Liegenden der bei O. AMPFERER (1925) eingetragene rote Liaskalk aber fehlt.

Die Kössener Schichten sind, mit Ausnahme der an der Straße von Sebi nach Wildbichl, S vom Kreuz 748 m, im Oberrhätalk eingeschuppten Tonschiefer, rein kalkig entwickelt.

Der Hauptdolomit enthält bei Mühlgraben kalkige Zwischenlagen. Jurassische Gesteine, vor allem Lias, haben ihr Hauptverbreitungsgebiet im niedrigen südlichen Teil des Kartierungsraumes. Von O. AMPFERER (1925) wurden hier nur bunter Liaskalk, Kieselkalk und Aptychenkalk unterschieden. In der Neuaufnahme konnten noch Radiolarite des Dogger ausgegliedert werden. Außerdem wurde ein kleines Vorkommen von Lias-Crinoidenkalk entdeckt.

Östlich Otten und westlich des Gasthofes Klausen mußte der bei O. AMPFERER (1925) ausgeschiedene bunte Lias gestrichen werden, während bei Ank und oberhalb der Altkaser Alm neue Vorkommen davon gefunden wurden.

Im Gegensatz zu R. FISCHER & S. LANGE (1963), die in ihrem Teil der Laubensteinmulde keine Fleckenmergel abgliedern, konnte W der Staatsgrenze deren Vorhandensein sicher beobachtet werden.

Kreideablagerungen beschränken sich, von einer Neokomscholle NW des Gasthofes Klausen abgesehen, ganz auf den südlichsten Abschnitt des Gebietes bei Sebi und Niederndorf. Vorhanden sind fossilreiche Neokomaptychenschichten, kalkiges und mergeliges Cenoman, wobei das kalkige Cenoman des Höhenberges bei Niederndorf Konglomerathorizonte enthält, und schließlich noch bei Sebi kalkige Gosau, ebenfalls mit Konglomeraten. Die Gliederung von kalkigem und mergeligem Cenoman war in der alten Aufnahme noch nicht durchgeführt.

Das Streichen der Gesteinszüge ist überwiegend WSW-ENE gerichtet, die Schichten fallen größtenteils nach SSE, an einigen Stellen auch nach NNW ein. Abweichend von der allgemeinen Richtung streicht der Hauptdolomit bei Mühlgraben SSW-NNE, er fällt hier nach E ein. Der tektonische Bau des Arbeitsgebietes ist durch die Niederndorfer Mulde gekennzeichnet, die nach E in Richtung Kössen weiterstreicht, und deren westliche Fortsetzung, aller Wahrscheinlichkeit nach, in der Mulde von Oberaudorf zu suchen ist.

Der mächtige Hauptdolomitzug des Kranzhornes und Spitzsteins bildet den südfallenden Nordflügel der Niederndorfer Mulde, während der Südflügel nur noch in geringen Resten, Riffkalk mit eingeschuppten Kössener Schichten am Ausgang des Ritzgrabens, vorhanden ist.

Den Muldenkern bauen jurassische und kretazische Gesteine auf. Entsprechend dem Absinken der Muldenachse nach SW sind auch die jüngsten Gesteine im äußersten SW des Gebietes bei Niederndorf und Sebi zu finden. Eine WSW-ENE streichende Schwelle von Haupt-

dolomit und Oberrhätalkalk teilt die Niederndorfer Mulde in zwei ungleiche Teile. Die Schwelle sinkt jedoch schon W der Hirschlacke wieder unter die Kieselkalke der Muldenfüllung ab und kommt von da an nur noch mit zwei inselförmigen Aufragungen bei Ank und Wildbühel an die Oberfläche.

Im äußeren NE hat das Arbeitsgebiet noch Anteil am tektonisch kompliziert gebauten System der Laubensteinmulde. Der Hauptdolomit, der den Nordflügel der Niederndorfer Mulde bildet, ist zugleich auch Südflügel der Laubensteinmulde am Klausnerberg. Die Tektonik wird durch meist allerdings wenig bedeutende mehr N-S streichende Störungen kompliziert, die aber, infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse, nicht genauer faßbar sind.

Die Grenze Grauwackenzzone-Kalkalpen in der Umgebung von Leogang (Salzburg)

von Panagiotis Proedrou

(Innsbruck, 1968)

Die tieferen Gebirgshänge beiderseits des Leoganger Baches sind einer neuen geologischen Untersuchung unterlegen. Auf dem Abschnitt südlich des Leoganger Tales liegen die Gesteine der Nördlichen Grauwackenzzone. Darüber folgen die permotriadischen Schichten der Nördlichen Kalkalpen, die nördlich des Tales allein herrschen. Der Kontakt beider Formationen ist rein tektonisch. Graue und schwarze Grauwackenschiefer (Sandstein- und Tonschiefer) mit eingelagerten mächtigen Dolomitlinsen und -linsen bauen hauptsächlich die paläozoische Serie auf. Dazu treten im Schiefer primär eingeschaltete Diabaslinen auf. Conodontenfunde an der Basis der Dolomite ergeben ein mittel-obersilurisches Alter. Die oberen Teile gehen sicher ins Untere Devon über. Die Grauwackenschiefer als Liegende dieser Dolomite werden älter als Mittelsilur eingestuft. Die Diabase dürften später oder mindestens gleichzeitig mit den Schiefern gebildet sein. An einer Überschiebungsfläche von hellem ordovizischem Grauwackenschiefer und dem aufgelagerten Dolomit hat eine sulfidische Vererzung stattgefunden. Besonders stark vererzt sind die Dolomite. In Nöckelberg und Vogelhalten ist die Vererzung hauptsächlich Ni-Co-führend, im Schwarzleotal bleibt Pb-Cu führend. Der Siderit, auch wahrscheinlich der Magnesit, sind ebenfalls damals entstanden. Der Siderit kann teilweise auch paläozoisch sein. Sideritgerölle in der Transgressionsbreccie sprechen dafür. Selbst die Dolomite sind Fe-haltig (Ankerit-Mesitin). Ob die Überschiebung und damit auch die Vererzung variszisch oder alpidisch ist, läßt sich nicht mit Sicherheit nachweisen. Jüngere Störungen haben die Lagerstätten zerstückelt. Über die paläozoischen Schichten folgt die Transgressionsbreccie (Dolomit- und Schieferbreccie). Die Grenze ist stark gestört,

der Transgressionsverband ist aber wahrscheinlich an einigen Stellen erhalten geblieben. Über der Breccie liegt der Buntsandstein. Die untere Hälfte ist durch die reichlich auftretenden Magnesitkonkretionen charakteristisch, deren Bildung in einer salinaren Fazies erfolgt ist. Darüber folgen der Gutensteiner Kalk und der Ramsau-Dolomit, deren Grenze durch eine Mylonitzone ausgezeichnet ist.

Die alpidische Tektonik hat jedenfalls vielerorts diese normale Schichtfolge gestört. Der untere Buntsandstein (unteres Skyth) ist über oberskythisch-anisische Schichten überschoben worden. Der obere Buntsandstein und Gutensteiner Kalk (Oberskyth-Anis) kommen in einem breiten Fenster unter jüngeren Schichten zum Vorschein.

Die Grenzen von Grauwackenzone und Kalkalpen sind steil gestellt und verschuppt. Permotriadische Breccie und Buntsandstein werden von Grauwackenschiefer überlagert. Grauwackenschieferschuppen sind oft in die Breccie eingeschaltet, und umgekehrt Breccie und Buntsandstein in den Grauwackenschiefer.

Ein allgemeines E-W-Streichen ist sowohl für die Gesteine der Grauwackenzone, als auch für die permotriadischen Gesteine durchaus charakteristisch. Den tektonischen Faltenbau des Arbeitsgebietes bestimmen E-W-, daneben weniger auftretende N-S-streichende Strukturen. In Kleinfaltung ist oft eine Überprägung beider Richtungen beobachtet worden.

Diese Strukturen lassen einen gegen Norden und einen gegen Westen gerichteten Schub erkennen. Eine zeitliche Trennung zwischen diesen kann nicht durchgeführt werden, es muß vielmehr ein zeitliches Zusammenwirken beider Bewegungen angenommen werden. Nach A. TOLLMANN (1961) sind alle diese Strukturen Ergebnis des N-Schubes.

Geologie des Gebietes Schwendt-Gasteig-Unterberghorn (Kaisergebirge-Ost; Tirol)

von Iradj Khaze
(Innsbruck, 1968)

Die Schichtfolge des Aufnahmegebietes reicht mit einzelnen Schichtlücken in Jura und Kreide von der Mitteltrias bis zum Alttertiär (Oligozän).

Am Ostende des Niederkaiser setzen sich die anisisch-ladinischen Gesteine aus mehreren, zum Teil miteinander verzahnenden Faziestypen zusammen. Gegen Osten entwickeln sich aus diesen verschiedenen Faziestypen in seitlichem Übergang dunkle Kalke vom Typus des Muschelkalkes, welche hier die Mitteltrias bis hinauf zu den Raibler Schichten vertreten. Der Schichtbestand umfaßt Tonschiefer und Mergel, Sandsteine treten nur untergeordnet auf. Die Tonschiefer der Raibler Schichten wurden durch Fossilfunde

paläontologisch belegt.

Für die Jura-Neokomfolge von Schwendt konnte die stratigraphische Gliederung von K. JAKSCH bestätigt werden. Die alttertiären Schichten wurden in Grundbreccien, Nummulitenbreccien, Sandsteine und Mergel geschieden. Die jüngeren Angerbergkonglomerate liegen mit einer Schichtlücke übergreifend auf den älteren Tertiärschichten und beginnen stellenweise mit groben Breccien.

Der tektonische Bau des Aufnahmegebietes ist wenig kompliziert. Die Schichten sind flach bis mittelsteil gegen Norden geneigt und tauchen unter die Kössener Tertiärmulde ein. Tektonische Störungen machen sich nur im westlichen und südlichen Teil bemerkbar. Es herrschen N-R gerichtete Brüche weitaus vor, die zum Teil durch Querbrüche verspringen. Im nordwestlichen Abschnitt werden die Jura-Neokomschichten von diesen N-S Brüchen begrenzt.

Durch den Einschub der Kaisergebirgsdecke bewirkt, sind westlich des Kohltentalbruches die Jura-Neokomschichten tektonisch zu größerer Mächtigkeit angeschoppt.

Sedimentologische Untersuchungen im Hauptdolomit der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol

von Wolfgang-Ulrich Müller-Jungbluth

(Innsbruck, 1968)

1.
Die Bestandsaufnahme der sedimentologischen Daten (vgl. Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen) des ALPINEN HAUPTDOLOMITS der östlichen Lechtaler Alpen führte zur Einteilung in verschiedene Karbonatgesteinstypen (nach Grundmasse, Komponenten und Gefüge gekennzeichnet).

1.1.
Es sind I. die Gruppen der kristallbestimmten Dolomitgesteine: äqui- und inäquigranular eintönig, als ungeschichtete, indifferent geschichtete bis rhythmisch feingeschichtete und laminierte Gesteine; II. die Gruppen der komponenten- und gefügebestimmten Dolomitgesteine (vielfach dolomitisierte Kalkgesteine), die laut TAB. I durch (1) Klaste, (2) Rundkörperchen, (3) Biogene und (4) Algen-Stromatolithformen charakterisiert sind; III. die Gruppen mit Sonderausbildungen wie (1) Bituminöser Hauptdolomit, (2) "Kreide"-bildungen und (3) Tonschiefer einschaltungen.

1.2. Diese Charakteristika entsprechen Faziestypen, die das jeweilige Milieu und den jeweiligen Ablagerungsraum anzeigen. Die Gruppe I repräsentiert hauptsächlich den Bereich des Supratidals mit "nahezu gleichzeitiger" Dolomitbildung. Die Gruppe II enthält Vertreter des Supra- bis Subtidals, die in Wechsellagerung miteinander und mit den Gruppen I und III stehen. III kann ausschließlich subtidalen Bereichen zugeord-

net werden.

1.3. Der häufige Wechsel der Faziesbereiche von Supra- bis Subtidal innerhalb der Profile spiegelt das Wandern der Fazies in der Horizontalen wider (WALTHERSche Regel, 1894), das hauptsächlich den Schwankungen eines flachen, randlichen Gezeitenmeeres zugesprochen werden kann (s. die unausbleiblichen Resedimenthorizonte an der Basis der Sedimentationseinheiten). Größere Veränderungen in der Horizontalen im Ausmaß von Trans- und Regressionen veranlaßte A. BOSELLINI (1967a) zur Ausscheidung von Zyklen im "Dolomia Principale".

Auf die große Mächtigkeit des Hauptdolomits übertragen entsprechen die Trans- und Regressionen einem abwechselnd stärkeren und schwächeren bzw. völlig aussetzenden, stetigen Absinken des Sedimentationsraumes.

2.

Die Anordnung (nach augenscheinlicher Häufigkeit) der verschiedenen Typen in Verbindung mit anderen Charakteristiken (Biogenen, Tonschiefern, Bitumen) ermöglichte die lithostratigraphische Gliederung des Alpen Hauptdolomits in: Unteren (UHD), Mittleren (MHD), Bituminösen (BITHD) und Oberen Hauptdolomit (OHD).

2.1.

Der Untere Hauptdolomit ist eine dunkel- bis gelbbraun anwitternde, "zuckerkörnige", mehr oder minder bituminöse, dünngebankte Dolomitgesteinsfolge. Der Wechsel zwischen feinkristallinem, gut sortiertem Doloaphanit und ursprünglich pelletoidem, schlecht sortiertem Aphanit fast ohne Fossilien (nur wenige Foraminiferen und/oder Ostracoden) bildet die auffallend gleichförmige, rhythmisch und laminiert feingeschichtete Abfolge.

Die statistische Verteilung der drei verschiedenen Faziestypen ergibt vom Liegenden zum Hangenden folgendes Bild:

Die vornehmlich im Subtidal entstandenen Raibler Schichten werden im Unteren Hauptdolomit auf ein weit ausgedehntes, gleichförmiges Supratidal nivelliert.

2.2.

Die Monotonie des Unteren Hauptdolomits wird durch Einschaltungen von "Biogenbereichen" unterbrochen, die den Abschnitt des Mittleren Hauptdolomits einleiten. Die monotone Feinschichtung hält an, während der Bitumengehalt und die Kristallgrößen ("Zuckerkörnigkeit") abnehmen. Es herrscht ± gleichmäßige mittlere Bankung vor. Häufigere Fazieswechsel sind kennzeichnend. Der Mittlere Hauptdolomit beginnt mit den Gezeitemschwankungen konformlaufender Fazieswanderungen, die von kleineren Trans- und Regressionen begleitet werden.

2.3.

Der auffallend feingeschichtete Bituminöse Hauptdolomit ist eine rein subtidale Einschaltung (mit Gastropoden, Echiniden, Fischresten, Pflanzenresten und Hornsteinausscheidungen), die die gleichgeartete Abfolge des Mittleren und Oberen Hauptdolomits voneinander trennt.

2.4.
Der Obere Hauptdolomit zeigt die gleichen Merkmale wie der Mittlere, doch deutlicher ausgeprägt. Hierher gehören Bänke mit Großonkoiden, zahlreichen und mächtigen Algen-Stromatolithen, "Messerstich"-Bildungen, kräftigen Megalodontiden und wiederholt zwischengeschalteten Aufarbeitungshorizonten. Es wirken sich demnach die Milieuschwankungen wesentlich stärker aus als im noch ziemlich einförmigen Mittleren Hauptdolomit.

2.5.
Der Trend zu Bedingungen, die zur Bildung der rein subtidalen Kössener Schichten führten, wird bereits durch das PLATTENKALK-NIVEAU des Oberen Hauptdolomits angezeigt. Tonschiefereinschaltungen und Biogenanteile nehmen zu, der Magnesiumgehalt und die Menge und Größe der Algen-Stromatolithe nehmen ab.

3.
Die in dieser Arbeit durchgeführten Grenzziehungen beruhen auf lithologischen, nicht auf stratigraphischen und fossilbelegten Merkmalen und Daten.

3.1
Mit der hangendsten Tonschiefereinschaltung innerhalb des "Fss-Rhythmits" enden die Raibler Schichten. Über dem Unteren Hauptdolomit setzt mit dem ersten auffallenden "Biogenbereich" (Megalodontiden) der Mittlere Hauptdolomit ein. Der Bituminöse Hauptdolomit läßt sich durch das plötzliche Einsetzen und Ausbleiben eines stärkeren Bitumengehaltes scharf abgrenzen. Der Obere Hauptdolomit (mit Plattenkalk-Niveau) schließt mit der ersten mächtigeren (30 cm) Tonschiefereinschaltung ab, die dann schon zu den Kössener Schichten überleitet.

Da die sedimentologischen Daten keinen Hiatus zwischen dem Oberen Hauptdolomit und dem sog. "Plattenkalk" anzeigen, und letzterer nur in einem relativ eng begrenzten Bereich Oberbayerns (z.B. Umgebung Walchsee) entwickelt ist, sollte man die hangendsten Teile des Oberen Hauptdolomits nicht als eigene Einheit ausscheiden, sondern lediglich von einem Plattenkalk-Niveau sprechen.

Zur Geologie der Grauwackenzone zwischen Aschau und dem Rettenstein (Kitzbühler Alpen)

von Nazar Al-Hasani
(Innsbruck, 1969)

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Kitzbühler Alpen (Nördliche Grauwackenzone) und umfaßt annähernd das Gebiet der Oberen und Unteren Grundache zwischen Aschau im Norden und dem Großen Rettenstein im Süden. Es ist ein relativ sanftes Bergland, in das sich zahlreiche, zum Teil recht steile Gräben ein-

geschnitten haben, und aus dem als markantestes morphologisches Element der Große Rettenstein (2363 m) weithin sichtbar herausragt. Von besonderem Interesse sind die alten Landoberflächen und Flächenreste; letztere in insgesamt vier verschiedenen Niveaus.

Der Gesteinsbestand des Arbeitsgebietes läßt sich in drei Hauptgruppen aufgliedern: 1. Quarzphyllit (mit einzelnen Grüngesteins- und Karbonatgesteinseinschaltungen); 2. Grauwackengesteine (Wildschönauer Schiefer mit verschiedenen vulkanischen und geringmächtigen Karbonatgesteinseinschaltungen); 3. (mächtige) Karbonatgesteine (die in dieser Arbeit mit Hilfe conodonten-stratigraphischer Untersuchungen zum Teil neu eingestuft und gegliedert werden konnten).

Der Quarzphyllit ("Innsbrucker Quarzphyllit) ist die (tektonisch und sicher auch stratigraphisch) tiefste, eindeutig präordovizische Einheit des Untersuchungsgebietes. Sein Auftreten ist auf den Süden des Kartenareales beschränkt. Es handelt sich um meist hellgraue (stellenweise auch dunkelgraue, auch grünlich- bis bräunlichgraue phyllitische Schiefer, die gelegentlich sandig verunreinigt (quarzitisch) sind. In die Tonschiefer sind an mehreren Stellen Grüngesteins- und untergeordnet auch Karbonatgesteinskörper eingeschaltet. Letztere ließen sich aufgrund des Fehlens von (Leit-)fossilien (Conodonten) altersmäßig nicht einstufen. Die Grenze zu den stratigraphisch höheren Wildschönauer Schiefen ist tektonisch (eine Überschiebungsbahn). Beide Gesteine können im engeren Grenzbereich einander sehr ähnlich werden. Für die Abtrennung der beiden Gesteinsserien eignen sich die die Grenze begleitenden Grüngesteinskörper aufgrund ihrer mineralfaziellen Unterschiede besonders gut.

Rein lithologisch lassen sich die Wildschönauer Schiefer in einen mächtigen Liegendkomplex (Ordovizium) und einen geringmächtigen Hangendkomplex (Silur) untergliedern. Die tieferen Wildschönauer Schiefer (etwa 700-800 m) sind eine im allgemeinen recht monotone Serie von zum Teil sandigen, meist hellgrauen, auch grünlich- bis bräunlichgrauen oder dunkelgrauen Tonschiefern oder Serizit-Tonschiefern bis -Phylliten, in die einzelne, zum Teil über 20 m mächtige quarzitische Lagen eingeschaltet sind. Die höheren Wildschönauer Schiefer sind sehr geringmächtig (durchwegs unter 10 m). Sie sind auffallend ärmer an sandigen Einschaltungen; charakteristisch ist die oft mit einer starken Pigmentierung (? Kohlenstoff) Hand in Hand gehende Kieselsäurebildung (zum Teil richtiggehende Kieselschiefer).

In den Wildschönauer Schiefen steckt eine ganze Reihe von sauren und basischen Vulkanitkörpern. Die sauren sind meist sog. Porphyroidschiefer, Abkömmlinge Quarzporphyrischer Laven, zum Teil auch Porphyroidtuffe bzw. -tuffite. Untergeordnet kommen auch massige Porphyroide vor. Die basischen Vulkanite bilden verschiedene Grüngesteinstypen, die von richtigen Albitdiabasen über Hornblende-Chloritschiefer zu reinen Chloritschiefern überleiten. Zu den Grüngesteinen des Quarzphyllits ergibt sich ein deutlicher Unterschied, da diese weitaus überwiegend in Prasinifazies vorliegen.

Neu für die Nördliche Grauwackenzone ist eine hochordovizische bis tiefsilurische Feinkonglomerat-, Arkosen- und Subgrauwacken-Serie, die teilweise die Porphyroide vertreten kann.

Das Hauptgewicht dieser Arbeit liegt auf den conodontenstratigraphischen Untersuchungen im Bereich der Spießnägél, wo eine (größtenteils) exakte Neugliederung der Karbonatgesteine gelang. Im Gelände zeichnet sich die Grenze zu den liegenden Wildschönauer Schiefern recht scharf ab, im Mikrobereich ist es ein allmählicher, aber sich rasch vollziehender Übergang. Conodonten sind auf das Gebiet der Spießnägél beschränkt.

Als nächsthöheres Schichtglied treten ca. 30 m mächtige dunkelgraue bis schwarze laminierte Dolomite (höheres Wenlock-tieferes Unter-Ludlow) mit Kiesel-schiefer-einschaltungen auf. Innerhalb der silurischen Karbonatgesteinsserie konnten erstmals 17 m mächtige, hell- bis dunkelgraue Orthocerenkalke in das mittlere bis obere Ludlow eingestuft werden.

Über den Orthocerenkalken, wo diese fehlen über den laminierten Dolomiten, setzen hellere, dickbankige Dolomite ein, von deren Gefüge kaum noch etwas erhalten ist. Ihre Altersstellung ergibt sich nur indirekt (durch die Unterlagerung der laminierten Dolomite oder durch vereinzelt zwischengeschaltete Kalke, die eine Conodontenfauna obersilurischen bis unterdevonischen Alters ergeben haben). In diese Dolomite sind im Bereich der Spießnägél einzelne Magnesitkörner eingeschaltet, deren Alter in den Abschnitt Obersilur/Unterdevon fällt. Für genetische Fragen sind die Magnesit-Dolomitvorkommen nicht geeignet.

Hauptsächlich im Norden des Untersuchungsgebietes tritt eine ganze Reihe von kleineren Karbonatgesteinskörpern auf, die aber aufgrund fehlender (Leit-)fossilien altersmäßig nicht näher eingestuft werden konnten.

Quartäre Ablagerungen sind im Aufnahmegebiet sehr verbreitet: untergeordnet als interglaziale Schotter, in der Hauptsache als würmeiszeitliche Grundmoränen (unsortierte Lockersedimente, die zum Teil schon umgelagert sind). An einigen Stellen konnten Reste von Moränenwällen von Lokalglatschern festgestellt werden. Postglaziale Bildungen treten in Form von ausgedehnten Aufschotterungen (vor allem der Oberen und Unteren Grundache), Schuttfächern (Gehängeschutt) und Bergstürzen auf.

Die komplizierte Tektonik zeigt sich weiter in zahlreichen (jüngeren) Störungen und Verschuppungen, teilweise sogar Überschiebungen mit inverser Schichtfolge. Bevorzugte Störungsrichtungen sind etwa NW-SE, bei kleineren Verwerfungen die sog. "Rettenstein-Linie", eine große Überschiebungsbahn, wo Grauwackengesteine (i.e.S.) auf den Quarzphyllit aufgeschoben sind.

Innerhalb der Wildschönauer Schiefer des Kartierungsbereiches sind allenthalben die Spuren einer älteren Tektonik zu erkennen. Die früher sicher zusammenhängenden Schichtglieder wie Karbonatgesteine, Porphyroide und basische Eruptiva wurden in einzelne Schollen zerlegt, die in die Wildschönauer Schiefer eingefaltet oder eingeschuppt sind.

Geologie des oberen Nonsberges zwischen Fondo und S. Giustina
(Provinz Trient, Italien)

von Konstantin Tsepidis
(Innsbruck, 1969)

Das älteste Gestein im Arbeitsgebiet ist der Quarzporphyr. Nach F. WOLFF (1909) und R. v. KLEBELSBERG (1935) sind mehrere Lava-decken durch Tuffhorizonte voneinander getrennt. Pflanzenreste erlauben den Schluß, daß die Ergüsse terrestrisch waren.

M. MITTEMPERGER (1958) hält den gesamten Bozener Quarzporphyr für ignimbrisch.

Der tiefere Teil des Grödener Sandsteines mit groben körnigen Sandsteinen und Konglomeraten ist ein aufgearbeitetes Produkt des Quarzporphyrs und wurde unter festländischen Bedingungen abgelagert.

Die sandig tonigen, kalkigen und mergeligen Ablagerungen im höheren Teil dürften teilweise unter aquatischem Einfluß entstanden sein.

Mit den Bellerophonschichten fangen die marinen Bildungen an. Der untere Teil besteht aus roten, glimmerhaltigen Tonschiefern und sandigen arenitischen Dolomiten.

Die höheren Schichten sind rauwackenähnliche Dolomite und dunkelgraue Dolomite.

Die darüber folgenden Werfener Schichten (Skyth) bestehen aus plattigen Kalksandsteinen und sandigen Mergeln, aus roten Mergelschiefern, dem Gastropodenoolithhorizont und Zellendolomit.

Der untere Muschelkalk beginnt mit Sandsteinen und buntgefärbten mergeligen Ablagerungen, die nach oben kalkig werden.

Aus feinarenitischen Dolomiten, aus etwas grobkörnigen grauen Dolomiten und dem zuckerkörnigen Schlerndolomit ist das Ladin zusammengesetzt. Die feinarenitischen Dolomite dürften altersmäßig dem oberen Anis angehören.

Die Raibler Schichten sind aus Gesteinen vulkanischen Ursprungs, Augitporphyrit und aus schiefrigem rotem, grünem Dolomitmergel und tonigen Dolomiten zusammengesetzt.

Das auffallendste am Hauptdolomit sind die rotgrünen Farbtönungen, und zwar nur dort, wo er von Tithon überlagert wird. Wahrscheinlich ist, daß der Hauptdolomit aufgearbeitet wurde und dadurch das bunte, kristalline Aussehen erhalten hat.

Nach R. LEPSIUS (1878) muß man annehmen, daß das Rhät der Nonsberger Mulde erodiert wurde.

A. FUGANTI & S. MOSNA (1966) nehmen an, daß das Rhät dolomitiert vorhanden ist.

Im Raum Rumo wurden graubraune kompakte, teilweise oolithische Liaskalke beobachtet.

Der Malm besteht aus roten knolligen Kalken des Ammonitico rosso und den hellweißen oder braunen Tithonkalken mit *Terebratula diphya* COLONNA.

Nach der Mikrofauna reicht das Alter des Biancone von Alb bis Turon. Es handelt sich hierbei um hellgraue bis dunkelgraue, hornsteinführende Kalke und Mergel.

Die sandigen Mergel der Scaglia rossa sind senonischen Alters. In der Romallo- und Carnalez-Serie ist die Grenze Kreide und Alttertiär (Dan bis Obereozän) durch die grauen plattigen Kalke markiert.

Das Alttertiär ist aus den sandigen plattigen Kalken in Abwechslung mit roten und grünen Mergeln, aus bunten Mergeln (Scaglia variegata), aus grauen Mergeln (Scaglia grigia), Tuffiten und den Nummuliten- und Lithothamnienkalken zusammengesetzt.

In Rumo und parallel der Judikarienlinie besteht das Alttertiär aus Sandsteinen, Konglomeraten und Marmoren.

Die mikropaläontologischen Untersuchungen haben zu folgenden Ergebnissen geführt:

1. Die bisher für Eozän gehaltenen Mergel von Malgolo gehören der höheren Oberkreide an.
2. Die Tuffite gehören dem Mitteleozän an.
3. Mergel mit *Tritaxia szaboi* HANTKEN sind wahrscheinlich älter als Oligozän.

In der Nonsberger Mulde breiten sich teilweise geschichtete Moränen (fluvioglazial) aus. Unter den Geschieben überwiegen die triadischen Gesteine.

Im Rumotal überwiegen in den Würmmoränen die Kristallinkomponenten.

Die Präwürm-Schotter vom Cleser See sind 30-80 m mächtig.

Die Judikarienlinie ist ein Teil der Periadriatischen Linie. Sie streicht NNE und fällt nach W ein. Der Kontakt Kristallin-Alttertiär nördlich von Baselga spricht für Aufschiebung.

Parallel der Judikarienlinie läuft die Völlaner Störung. Flach- und steilgestellte Schichten, Kniefaltungen und Mylonitzonen sind die wichtigsten Auswirkungen der Störung.

Geologie des Gebietes der Saile bei Innsbruck

von Mohamed Anas Fawaz

(Innsbruck, 1969)

I. Stratigraphie

1) Die altkristalline Unterlage:

Es sind Glimmerschiefer mit Granat und Serizit-Albit.

- 2) Permoskythische Basalserie ("Verrucano"):
In dieser Serie sind zwei Haupttypen zu unterscheiden. Helle, geröllführende Quarzite und dunkle Quarzkonglomerate. Die Quarzkonglomerate sind stellenweise vererzt.
- 3) Die Trias:
- a) Skyth: Buntsandstein
 - b) Anis: dunkle Kalke und Dolomite
 - c) Ladin: Partnachschiechten, pyritführende Mergelschiefer, dann Wettersteindolomit; er ist lichtgrau und zuckerkörnig
 - d) Karn: Raibler Schichten; sie bestehen hauptsächlich aus schwarzem, dünntafeligem Pyritschiefer, dunkelgrauem, rostigem Schiefer, metallisch anlaufendem Tonschiefer, feinkörnigem grauem Quarzsandstein und Oolithbänken
 - e) Hauptdolomit; ein dickbankiges, deutlich geschichtetes Gestein, beim Anschlagen bituminös riechend, als Normaltypus kann ein graues, zuckerkörniges Gestein gelten.

II. Tektonik

Im Gegensatz zu den Kalkkögeln, die eine flach muldenförmige Lagerung zeigen, ist die Saile kuppig und weist eine deutliche Wölbung auf. Die Pfriemeswand ist vom Gipfelaufbau der Saile durch eine NS-Störung getrennt. Auf der Westseite der Saile deuten die parallel gelegenen Dolinenreihen und die dunklere Färbung der Partnachschiechten auch auf eine NS streichende Störung.

Auf der Nordwestseite des Halsl werden triadische Gesteine von mylonitischem Altkristallin tektonisch überlagert. Von einem "Halsl-Bruch" im alten Sinne ist nichts zu beobachten. Vielmehr handelt es sich um eine Blattverschiebung, wobei der Westteil (Schneiderwand-Kalkkögel) gegenüber dem Ostteil (Saile) gegen NW vorbewegt worden ist.

Geologie der Umgebung des Spielberghornes
(Nördliche Grauwackenzone, Tirol - Salzburg)

von Anastasios Mavridis

(Innsbruck, 1969)

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden Grauwacken wurden in eine liegende Wilschönauer Schiefer- und eine hangende Karbonatgesteinsserie gegliedert. Die Serie der Wilschönauer Schiefer besteht hauptsächlich aus anchimetamorphen Sediment-, und zurücktretend aus Eruptivgesteinen. Den Hauptanteil der Sedimentgesteine der Liegendserie bilden hell- bis dunkelgraue Tonschiefer, in denen geringmächtige Lagen von Subgrauwacken⁺, Kalk- und

⁺"Subgrauwacke" nach der Klassifikation von G.H. HUCKENHOLZ (1963)

Kieselschiefer in Wechsellagerung auftreten. Eng verbunden mit den Wildschönauer Schiefen treten auch basische Vulkanite auf (saure kommen nicht vor). Sie sind in vier Typen (körnige, feinkörnige, schiefrige Diabase und Diabastuffite) gegliedert worden. Ein den schiefrigen Diabasen ähnlicher Typus ist der Diabasmandelstein. Er läßt sich durch die Kälzitmandeln unterscheiden. Es konnte herausgefunden werden, daß die "Mandeln" zum Großteil Pseudomorphosen nach Augit darstellen (und nicht reine Porenausfüllungen, wie es z.T. angenommen wurde). Für eine stratigraphische Zweigliederung der Serie der Wildschönauer Schiefer ist kein Anhaltspunkt vorhanden. Sie ließen sich mit einiger Sicherheit in das Ordovizium einstufen, und zwar aufgrund der Diabasgesteinseinschaltungen, die höchstens bis zum Unteren Silur hinaufreichen (MOSTLER 1968). Das Fehlen des silurischen Komplexes ist auf die Tektonik zurückzuführen.

Die Karbonatgesteine konnten zum ersten Mal in zwei Fazies (nördliche und südliche Fazies) gegliedert werden.

Für die "nördliche Fazies" wurde der Einfachheit halber der Begriff "Spielberg-Dolomit" eingeführt. Diese beiden Fazies sind sowohl bezüglich ihrer stratigraphischen Stellung, als auch ihrer lithologischen Beschaffenheit verschieden und werden von einer etwa E-W ziehenden Störung getrennt.

Der "Spielberg-Dolomit" besteht aus hell- bis dunkelgrauen und roten Dolomiten, die reich an Makrofossilien (Crinoiden, Korallen) sind. Er ergab keine Conodonten, seine stratigraphische Reichweite konnte mit Hilfe von Korallen auf den Abschnitt Ems bis Eifel eingengt werden.

Die "südliche Fazies" liegt im ganzen Arbeitsgebiet invers und läßt sich größtenteils mit Hilfe von Conodonten stratigraphisch genauer untergliedern. Das Liegende (U. Ludlow-O. Ludlow) dieser Fazies wird von schwarzen Dolomiten gebildet, die erstmals von H. MOSTLER 1968 in der Übersichtskarte ausgeschieden wurden. Es folgen dévonische hellgraue Dolomite (Gedinne-U. Siegen), die gegen den schwarzen Typ scharf abgegrenzt sind. Es sind im Osten Netzkalke und Kieselschiefer, die gegen Westen auskeilen. Darüber folgen rote Flaserdolomite und hell- bis dunkelgraue grob-spätige Dolomite (M. Siegen-U. Oberdevon), die in die oberdevonischen Schichten überleiten. Diese Schichten (to II α - to II β) bestehen aus Tonschiefern mit Kieselschiefer-, Crinoidenkalk- und Dolomiteinschaltungen.

Der Kontakt der an der Nordseite des Kartierungsgebietes vorkommenden Basalbreccie zu den paläozoischen Dolomiten ist zum Großteil tektonisch. Die Komponenten dieses Gesteins sind fast ausschließlich Dolomitgerölle. Diese Gerölle sind vom "Spielberg-Dolomit", der im Kontakt zur Breccie steht, nicht zu unterscheiden. Sie können somit als Aufarbeitungsprodukte dieses Dolomites gedeutet werden.

Bezüglich der Tektonik ergaben sich konstant auftretende Gefügeelemente, die charakteristisch für die gesamte Grauwackenzone sind. Die Gesteine streichen im allgemeinen E-W, während das Einfallen recht verschieden ist. Nördlich des Hauptkammes

herrscht ein N- und südlich S-Fallen. Bei den Gesteinen der Wildschönauer Schiefer wurde neben einer Feinfältelung auch ein Großfaltenbau beobachtet. Durch die die Faltung verursachenden Bewegungen wurden wahrscheinlich die Karbonatgesteine der "südlichen" Fazies in die überkippte Lagerung gekippt. Zwischen Dalsentörl und Bärnkogel ist auch ein intensiver Schuppenbau gegeben. Drei E-W streichende große Störungen durchziehen das ganze Gebiet. Sie treten an der Grenze Wildschönauer Schiefer-"südliche" Fazies, "Spielbergdolomit"- "südliche Fazies" und "Spielberg-Dolomit"-Basalbreccie auf. Vom Spielberghaus über den Dalsentörl bis zum Schwarzeleobach zieht eine weitere, etwa E-W streichende Störung, die im Vergleich zu den anderen drei kürzer ist. Von der Postmeisteralm bis in das Wildental und von der Scheltaualm bis in das obere Spielbachtal ziehen zwei Störungslinien, die als Blattverschiebungen interpretiert werden können. Da in beiden Fällen die großen E-W-Störungen versetzt wurden, müssen diese Blattverschiebungen jünger sein als die Aufschiebung.

Das Kitzbüheler Horn und seine Umgebung

von Emmanuilidis Georgios

(Innsbruck, 1969)

Die Gesteinsfolge am Kitzbüheler Horn und dessen Umgebung läßt sich in drei Serien aufgliedern:

- a) Kitzbüheler Horn-Basisserie
- b) Kitzbüheler Horn-Zwischenserie
- c) Kitzbüheler Horn-Hangendserie

a) Kitzbüheler Basiserie

Diese Serie umfaßt die Wildschönauer Schiefer i.e.S. mit ihren sandigen Einschaltungen sowie die sehr geringmächtigen Lagen von Karbonatgesteinen und besonders die sauren und basischen Ergußgesteine und deren Tuffe.

Die Wildschönauer Schiefer wurden in eine tiefere und eine höhere Serie untergliedert. Die Kriterien für diese Untergliederung sind nach H. MOSTLER (1967) z.T. biostratigraphische, z.T. lithologische Merkmale. In dieser Arbeit erfolgte die Untergliederung nur nach lithologischen Merkmalen. Die weit mächtigere tiefere Folge hat ihre Verbreitung im Norden, die höhere Folge in der Mitte und im Süden des Arbeitsgebietes.

Zusammensetzung der Wildschönauer Schiefer:

Matrix: vorwiegend Serizit

Komponenten: Quarz. Plagioklas und Glimmer

Die sauren Ergußgesteine sind durch die Porphyroide bzw. Porphyroidschiefer vertreten. Durch starke Verschieferung haben sie ihre porphyrische Struktur häufig verloren. Die Grundmasse besteht zum Großteil aus einem feinen Gewebe von Serizit und Quarz. Als Einsprenglinge kommen durchwegs Quarz und K-Na-Feldspat vor.

Die basischen Eruptivgesteine (Grüngesteine) sind im Norden des Arbeitsgebietes verbreitet und mit den Wildschönauer Schieferen (tieferer Folge) genetisch verknüpft. Sie sind als submarine Ergüsse zu deuten.

Diese Diabasgesteine werden aufgrund ihrer Gefüge weiter untergliedert. Z.B. Diabase mit körnigem Gefüge und solche mit ophitischen Gefüge.

Im allgemeinen bestehen diese Gesteine aus Plagioklas, Augit (möglicherweise Hornblende), Titanomagnetit bzw. Ilmenit und Apatit. Sehr häufig ist Chlorit, der sekundär entstanden ist.

Das Alter der Gesteine der Kitzbüheler Basisserie:

Die tiefere Folge der Wildschönauer Schiefer und die basischen Eruptiva sind in das Ordovizium zu stellen (tieferer Teile der Wildschönauer Schiefer auch ins obere Kambrium). Die sauren Eruptiva hingegen sind ins tieferer Silur (Gotlandium) zu stellen.

Die höhere Folge ist mittelsilurisch (mittelgotlandisch), denn die hangende Serie Kieselschiefer/schwarze Karbonate markiert bereits die Grenze Mittel-/Obersilur (Mittel-/Obergotlandium).

b) Kitzbüheler Zwischenserie

Dazu zählen:

- 1) Schwarze Graphit-Tonschiefer
- 2) Kieselschiefer
- 3) Schwarzer Dolomit

Der Übergang von der höheren Folge der Wildschönauer Schiefer zum schwarzen Dolomit erfolgt allmählich.

Das wichtigste Glied der gesamten Serie sind die schwarzen Dolomite, die durch ihre reiche Conodontenfauna eine zeitliche Einordnung gestatten. Sie sind in das tieferer Obersilur (Obergotlandium) zu stellen.

Die Gesteine der Zwischenserie nehmen den mittleren Teil des Arbeitsgebietes ein.

c) Kitzbüheler Hangendserie

Sie setzt sich fast durchwegs aus Karbonatgesteinen zusammen. Zwei Fazies konnten abgetrennt werden:

- 1) Kitzbüheler Horn-Fazies
- 2) Wilder Hag - Pfeifer Kogel-Fazies

Die Karbonatgesteine der Kitzbüheler Horn-Fazies bauen den nördlichen Teil der Karbonatgesteine im Arbeitsgebiet auf, während die Wilder Hag - Pfeifer Kogel-Fazies mehr im Süden verbreitet

ist. Aufgrund der Kitzbüheler Horn-Fazies mit ihrer bezeichnenden Conodontenfauna werden die grauen Dolomite ins höhere Ober-silur (oberes Gotlandium) gestellt. Die Rotschiefer bzw. Flaserdolomite reichen bis ins untere Devon. Die wenigen Conodonten waren leider Durchläuferformen, sodaß keine schärfere Einstufung vorgenommen werden kann. Auch die vorhandenen Orthocerenreste kann man nicht zur Altersdatierung heranziehen.

Die Karbonatgesteine der Wilder Hag - Pfeifer Kogel-Fazies sind sehr eintönig. Stellenweise führen sie Korallen und reichlich Crinoidenstielglieder. Auch die Barytvorkommen sind ausschließlich an diese Fazies gebunden. Es fällt auf, daß Conodonten gänzlich fehlen. Die zeitliche Einstufung erfolgte aufgrund der Korallen ins Mitteldevon.

Tektonik

Die Schichten streichen generell E-W und fallen nach S ein. Überschiebungen, Faltungen und inverse Lagerung bestimmen das tektonische Bild.

Eine markante Überschiebung verläuft in E-W-Richtung und teilt das Gebiet in nahezu zwei gleiche Hälften. Außerdem trennt sie die oben erwähnten zwei Karbonatgesteinsfazies. An ihr ist der Porphyroid mit den darüber liegenden Karbonatgesteinen auf die Wildschönauer Schiefer überschoben.

Eine zweite Überschiebung kleineren Ausmaßes und doch von großer Bedeutung für den tektonischen Bau, vor allem des Kitzbüheler Hornes selbst, wird dadurch augenfällig, daß sich die gesamte Kitzbüheler Zwischenserie mit den darüber liegenden roten Orthocerendolomiten auf die Gesteine der Hangendserie aufschiebt.

Inverse Lagerung wurde in zwei Fällen festgestellt:

- a) im Raintalgraben und
- b) im Walsengraben Richtung Mittelstation (W.H. Adler-Hütte).

In beiden Fällen sind hauptsächlich die Gesteine der Kitzbüheler Zwischenserie beteiligt.

Infolge der sehr großen Bedeutung dieses Schichtkomplexes wurde er auch als "Leithorizont" bezeichnet.

Mikrofazielle Untersuchungen im Hauptdolomit und im Plattenkalk-Niveau der Klostertaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg)

von Kurt Czurda
(Innsbruck, 1969)

Gesteinstypisierung und petrographische Beschreibung

Grundlage zu allen weiteren Aussagen ist die Klassierung der Vielfalt von Karbonatgesteinstypen, welche den Hauptdolomit (HD) und das Plattenkalk-Niveau (PKN) - grob gesprochen das Nor - aufbauen. Der Dünnschliff war hierfür das wichtigste Arbeitspräparat. Folgende Mikrofaziestypen wurden ausgedient (Nomenklatur nach MONTY, 1963, in modifizierter Form):

1. Grundmassebestimmte Karbonate:

Doloaphanite, -siltite, Calciaphanite, -siltite als primär abgelagerter und lithifizierter Schlamm und die umkristallisierte Varietät des Calci- bz. Dolosparites setzen diese Gruppe zusammen, deren Komponentenanteil jedenfalls unter 30% liegt. (Meist bei 10%).

2. Komponentenbestimmte Karbonate:

Biogene, Pellets (Kotpillen), Ooide, Onkoide und Klaste sind allein oder in Kombination zu mindestens 30% am Aufbau dieser Gesteinstype beteiligt. Die große Vielfalt dieser Typengruppe beruht nicht nur auf der Verschiedenheit der Komponenten, sondern auch auf deren Größe und der Art der Grundmasse. Z.B. Biorudosiltit, Bioarenosiltit, Pelletarenosiltit, Onkorudosiltit, Klast-rudoaphanit etc.

3. Gefügebestimmte Karbonate:

Mechanisch- und organogen-gefügebetonte Ablagerungen sowie die Bildung von Hohlräumen bestimmen den Charakter dieser mikrofaziellen Typengruppe. mm-Rhythmite, Algen-Stromatolithe und Hohlraumgefüge wie LF-A, LF-B, PLF, seien als die wichtigsten angeführt.

Lithostratigraphische Gliederung

Die mikrofaziale Untersuchung des Nors der Klostertaler Alpen ergab die Möglichkeit, nicht nur der Abtrennung eines hangenden Kalkkomplexes, des Plattenkalk-Niveaus, sondern auch die Unterteilung des Hauptdolomites in drei Abschnitte. Die Dreiteilung des Hauptdolomites beruht auf dem abschnittweisen Überwiegen verschiedener Typenkompositionen:

unterer HD: Dolosparit, -arenit, Doloaphanit, PLF-Gefüge
mittlerer HD: Dolosiltit, -aphanit, LF-A-Gefüge, Klastbänke
und Resedimentlagen

oberer HD: mm-Rhythmite, LF-B- und LF-A-Gefüge, Pelletarenosiltite, Onkorudosiltite (Sphaerocodienkalk)

Das gesamte Milieu zeichnen Bedingungen aus, welche die Dolomitierung begünstigten und Biotopen primär keine Entfaltungsmög-

lichkeit boten. Hervorzuheben gegenüber der HD-Entwicklung weiter östlich ist noch das vollkommene Fehlen von Megalodonten und überhaupt die noch größere Biogenarmut.

Plattenkalk-Niveau: diesersahend des Hauptdolomites ausgebildete Komplex unterscheidet sich deutlich vom Hauptdolomit durch folgende Merkmale: vorwiegend kalkige Ausbildung der Bänke, vorwiegend Bildung unter der Gezeitenwirkung, die Biogene treten arten- und individuenreich auf, stets Megalodonten.

Horizontalprofile am Rükikopf

Am Rükikopf bei Lech wurde nicht nur ein vertikales Feinprofil aufgenommen, sondern auch verschiedene Schichten und Schichtkomplexe horizontal verfolgt und profiliert., Dabei ergab sich, daß im Mittelteil der ca. 800 m weit verfolgten Bankstrecken eine Erosionsrinne ausgebildet ist, die sich durch verringerte Bankmächtigkeit, Anhäufung von Klasten, Pellets und Filamenten sowie durch das Zurücktreten der Megalodonten und des Biogenanteiles überhaupt, nachweisen läßt.

Rhythmische Sedimentation

Rhythmische Bankabfolgen sind für den Übergangsbereich vom Hauptdolomit zum Plattenkalk-Niveau typisch.

Als Ursache für die gesetzmäßige Aufeinanderfolge von Mikrofaziestypen wird Bodenoszillation angenommen. Je nach Geschwindigkeit des Absink- oder Auftauchvorganges haben sich zwischen die biogenreichen oder feinstkörnigen Typen des tieferen Wassers und den Flachstwasserbildungen (Dolomite, mm-Rhythmite, Hohlraumgefüge) Aufarbeitungshorizonte eingeschaltet.

Die Zyklen sind drei- oder viergliedrig. Zweiphasige Alternation tritt nur untergeordnet auf.

Die Biogene des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus

Der Biogengehalt des Nors ist vom Hauptdolomit zum Plattenkalk-Niveau charakteristischen Änderungen unterworfen, was Art und Qualität anlangt. Besonders instruktiv - weil individuenreicher - sind die Mikrofossilien.

Die Makrofauna tritt durch Megalodonten und Korallen charakteristisch in Erscheinung. Das vollkommene Fehlen der Megalodonten im Hauptdolomit und das zeitlich beschränkte Auftreten nur im oberen Plattenkalk-Niveau bietet sich zur Stratifizierung an. Ebenso markant wie selten ist das auf eine einzige Bank beschränkte Auftreten von Korallenkolonien am Rükikopf.

Die aufgezählte Fauna und die häufig, aber in einförmiger Vergesellschaftung auftretenden Algenfragmente, entfalten erst im Plattenkalk-Niveau größere Verbreitungs- und Lebensäußerungen.

Es ist festzuhalten, daß der Hauptdolomit prinzipiell keine neuen Formen gegenüber denen des Plattenkalk-Niveaus aufweist, daß sich vielmehr - bestenfalls in Ansätzen vorhandene - Biozöosen sowohl quantitativ wie qualitativ erweitern oder neu ent-

wickeln. Die zunehmende wassertiefe, die Normalisierung des Salzgehaltes und eventuell auch die bessere Durchlüftung sind dafür verantwortlich zu machen.

Am besten untersucht und z.T. statistisch ausgewertet wurden die Foraminiferen. Die Foraminiferen-Vergesellschaftung im Plattenkalk-Niveau ist am zutreffendsten als Ammodisciden-Textulariiden-Archaedisciden-Komplex zu bezeichnen. Da diese Faunengemeinschaft ständige Wasserbedeckung erfordert, unterstreicht sie die lithofazielle Aussage über das vorwiegend subtidale Bildungsmilieu des Plattenkalk-Niveaus. Das Auftreten von *Glomospira*, *Glomospirella* und *Frondicularia* in inter- und sogar supratidalen Lithotypen des Hauptdolomites dürfte auf postmortale Verdriftung zurückzuführen sein. Der Hauptdolomit ist Faziesrepräsentant für äußerst schlechte Lebensbedingungen. Im Plattenkalk-Niveau verbessern sich diese zusehends, was vor allem in der Faunenverteilung seinen Niederschlag findet.

Zur Paläogeographie

Von grundlegender Bedeutung als Basis für regionale paläogeographische Aussagen ist die von ZANKL (1967) getroffene Feststellung, daß der Ablagerungsraum der Obertrias keine alpine Geosynklinale, sondern ein alpiner Schelf war. Dieser Schelf senkte sich ab dem Oberror stufenweise ab.

Die Ausbildung von Becken und Schwellen im Rhät (Kössener bzw. Riffkalkfazies) wird im Plattenkalk-Niveau des Arbeitsgebietes bereits vorweggenommen.

Offenbar sind die Klostertaler Alpen der Bereich einer Einmuldung im oberen Nor, die sich wieder in kleinere, untergeordnete Schwellen gliedert.

Die "Schwelle" im Bereich des Rüfikopfes ist das Ergebnis der ansonsten allein schwellen- und muldenbildenden Bodenbewegungen in der Obertrias im Zusammenhang mit der altkimmerischen Orogenphase und dem reliktschen Vorhandensein einer "präkarnischen Insel".

Über die Grundwasserverhältnisse im Vorarlberger Bodenseerheintal, unter besonderer Berücksichtigung der Flußwasserinfiltration

von Peter Starck
(Innsbruck, 1970)

Im Untersuchungsgebiet treffen wir auf einen bis 400 m mächtigen Verlandungskörper eines spät- und postglazialen Rheintal-sees, der aus groben Ablagerungen der Flüsse und feinen Seeablagerungen aufgebaut ist.

Die Schwemmfächer der Flüsse reichen nur mit ihren Schwemmfächerkernen nahe dem damaligen Seeufer bis auf den ehemaligen

Seegrund hinab. Die Basis steigt mit der Entfernung vom Rheintalrand an. Die Schwemmfächer verzahnen sich an ihrer Stirn horizontal und vertikal mehr oder weniger stark mit den feinen Seesedimenten.

Nur die Grobablagerungen der Flüsse und Bäche führen Grundwasser in ausbeutbaren Mengen, da die feinen Seeablagerungen nahezu völlig wasserundurchlässig sind. Dort, wo sich die Schwemmfächer mit den Seeablagerungen verzahnen, treffen wir mehrere, völlig voneinander abgedichtete Grundwasserstockwerke, in denen das Grundwasser oft unter hohem artesischem Druck steht.

Mit Hilfe des Grundwasserchemismus lassen sich in den einheitlich aufgebauten Schwemmfächerteilen meist sehr genaue Aussagen über Herkunft und damit auch Ergiebigkeit des Grundwassers geben. Besonders geeignet hiezu sind folgende, sogenannte Tracerionen: der Sulfatgehalt in den Grundwasserfeldern entlang von Rhein und Ill, der Eisengehalt in der Nähe von Torfgebieten, Vererzungszonen des Rheintalrandes und in Schichten mit hohem Lehmanteil, vor allem aber auch die Karbonathärte im unmittelbaren Einflußbereich der Oberflächengewässer. Weiterhin die Verschmutzungsindikatoren wie Chlorid-, Ammoniak-, Nitrit-, Nitrat-, Phosphat- und Urochromgehalt des Grundwassers in Konzentrationen, die durch natürliche Gegebenheiten nicht bedingt sein können. Meist tritt bei Grundwasserunreinigungen auch eine hohe Permanganatzahl auf.

Als weiterer Indikator kann entlang von Ill und Rhein der Strontiumgehalt des Grundwassers verwendet werden, der aufgrund der Untersuchungen von G. MÜLLER (Vortrag am Geol.-Paläontolog. Institut der Universität Innsbruck) und seinen Mitarbeitern im Wasser von Ill und Rhein überdurchschnittlich hoch ist. Wasseranalysen bezüglich Strontium- und Urochromgehalt konnten vom Verfasser nicht durchgeführt werden und standen zur Auswertung auch nicht zur Verfügung.

Durch den hohen Mineralisationsgrad des Grundwassers, durch lokale Verschmutzungszentren und durch die zunehmende Überbauung der Grundwasserfelder werden die noch nutzbaren Grundwassergebiete stark eingeengt, sodaß man im Vorarlberger Bodenseerheintal nur noch folgende Grundwasserreserven ohne kostspielige Aufbereitungsanlagen ausbeuten kann:

- 1) Schwemmfächerkerne (nur nach langem Abpumpen)
- 2) Grundwasserbegleitströme der Flüsse und Bäche, die aufgrund der besseren Wegsamkeit des Untergrundes verhältnismäßig schnell fließendes, wenig mineralisiertes Grundwasser führen (Bregenzer Ache, Dornbirner Ache, Ill und die Grundwasserfelder Koblach und Mäder).
- 3) Felsuntergrund des Rheintales.

Geologische Kartierung zwischen Achenal, Ampelsbach und Grund
Ache (bei Achenal und Steinberg am Rofan, Sonwendgebirge,
Nordtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Trias
des Unutz-Guffert-Gewölbes

von Günther Bunza
(Innsbruck, 1971)

Aufgabe des Verfassers bei der vorliegenden Arbeit war, eine genaue geologische Kartierung des Unutz-Uffert-Gebietes und der nördlich anschließenden Neokommulde im Maßstab 1:25 000 durchzuführen.

Eine zweite Aufgabe war die profilmäßige sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchung der Raibler Schichten. Die Klärung der tektonischen Verhältnisse stellte den dritten Aufgabenbereich dar.

Älteste Gesteine und Hauptfelsbildner im Untersuchungsgebiet sind Wettersteinkalk und Wettersteindolomit der ladinischen Stufe. Sie bauen die Gipfel der Unutze und den Guffert auf. Aufgrund der aufgesammelten Proben konnte am Guffert eine Riff-Fazies, eine riffnahe Riffschutt-Fazies und eine Lagunen-Fazies abgegrenzt werden (siehe Tafel I). Die ausgedehnte Wettersteinkalkplatte der Unutze und die Gipfelregion des Guffert werden von Lagunensedimenten aufgebaut. Wertvolle Hinweise bei dieser Faziesdifferenzierung lieferten Algenfunde (Dasycladaceen, Codiaceen) und Sphinctozoenfunde.

Am Unutz-NE-Fuß sowie am Enterkopf fanden sich riffnahe Sedimente des Achterriffes mit *Teutloporella herculea* STOPPANI (siehe Taf. I). Durch die Verteilung der verschiedenen Faziestypen konnten im Wettersteinkalk und Wettersteindolomit ein "randlicher Riffgürtel" und eine zentrale Lagune und die Mudfläche des Hochwattes abgegrenzt werden.

Anzeichen einer Diskordanz oder einer "präkarnischen Regression" an der Grenze zu den karnischen Sedimenten sind nicht vorhanden. In den Raibler Schichten des Untersuchungsgebietes wurden anhand dreier feinstratigraphischer Profile (an der Straße zur Köglalm) die Kalkdolomitfolge und die Mergel- und Schiefertfolge bzw. auch die Zwischenlagen in den Kalken untersucht. Durch sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen am Handstück und im Dünnschliff konnten fünf Typen der Raibler Kalke und Dolomite unterschieden werden, die zusammen mit den Mergel- und Sandsteinhorizonten eine normale Abfolge der karnischen Sedimente im Sinne JERZs und ANGERMEIERS ergeben.

Die Profile sind allerdings tektonisch reduziert.

Eine petrographische Gliederung der norischen Sedimente (Hauptdolomit und Plattenkalk) im Sinne F. PURTSCHELLERS (1962) erfolgte nicht. Nur die Rotfazies (PURTSCHELLER, 1962) der Rothen Wand konnte mit Sicherheit abgegrenzt werden.

Es folgt eine rein petrographische Beschreibung der jüngeren Schichtglieder (Rhät bis Neokom) des Untersuchungsgebietes. Erwähnenswert wären hier stichprobenartige Untersuchungen (Dün-

schliffe) in mikropaläontologischer Hinsicht rhätischer und liassischer Gesteine.

Im Bearbeitungsgebiet hat das Quartär dreierlei Spuren hinterlassen: einmal die interglazialen Ablagerungen der Rib-Würm-Zwischeneiszeit. Es sind dies Terrässensedimente, die am besten im Steinberger Becken und im Grund-Achen-Tal aufgeschlossen sind. Zum anderen hinterließ der Achengletscher, ein Seitenarm des Innentalgletschers, Grundmoränen und Findlinge. Dritte Spur der Quartärzeit sind Moränen lokaler Gletscher.

Unutz und Guffert bilden den westlichen Teil des Unutz-Pendling-Gewölbes, das bis zum Innthal bei Kufstein reicht. Auffallend ist, daß der Gewölbescheitel (Unutz-Guffert) im Nordteil der Wettersteinkalkmasse zu finden ist. Die Herauspressung der ladinischen Sedimente erfolgte sowohl nach N (Guffert), als auch nach W (Unutz). Im N der Unutze erfolgte eine Verbiegung des Gewölbes zur Liegendfalte des Hinter-Unutz. Das Unutzgewölbe taucht mit Überkipfung im Hangenden gegen W unter. Bei der Heraushebung des Gewölbes machte der Hauptdolomit eine eigene, abweichende Tektonik mit (Überfahung der Neokom-Schichten durch ihn an der Unutz W- und N-Seite). Die Raibler Schichten gaben bei der Abgleitung des Hauptdolomites vom Wettersteinkalk das trennende Element ab. Jene sind dadurch über größere Strecken ausgequetscht worden.

Ähnliche Verhältnisse finden wir auf der Guffert-N-Seite, nur kam es hier durch die Abscherung des Hauptdolomites zu einer sekundären Sattelbildung (Abendstein) desselben. Dieser Sattel wird durch eine Störung im Weißenbachgraben vom Nordflügel des Gewölbes getrennt.

Nach Norden, anschließend an den oben erwähnten Sattel, folgen die jungen Gesteine der Neokommulde, die, beeinflusst durch die Sattelbildung der Rothen Wand, ebenfalls senkrecht, z.T. nach Süden überkippt einfallen. Norischer Plattenkalk bildet den Nordflügel der Neokommulde.

Mikrostratigraphische Untersuchungen im Neokom der Thierseer Mulde

von Josef Saman

(Innsbruck, 1972)

Thema der vorliegenden Arbeit war der Versuch einer biostratigraphischen Gliederung des Neokom der Thierseer Mulde (Nördliche Kalkalpen/Tirol) auf mikropaläontologischer Grundlage.

1.

Die Grenze Aptychenschichten zu den Neokommern bildet einen lückenlosen allmählichen Übergang, was die Grenzziehung bei einer Spezialkartierung erschwert.

2.

Die Eintönigkeit der Sedimentabfolgen im Neokom des Südschenkels des Ampelsbach-Profiles wird durch eine ca. 30 m mächtige crinoidenreiche Kalkbank unterbrochen, die in den beiden anderen Profilen nicht vorkommt.

Am Ampelsbach ergaben die mikropaläontologisch untersuchten Proben ein Alter vom oberen Valendis über Hauterive bis Mittelbarrême. Im Nordflügel konnte eine Reduktion von etwa 50 m festgestellt werden, während der Südflügel vollständig erhalten ist.

3.

Im Profil der Erzherzog-Johann-Klause unterlag der Muldenkern nicht einer so starken tektonischen Beanspruchung wie im Fürschlachtbach-Profil, er ist nur nach Norden überkippt. Die jüngsten Teile des Neokoms sind hier im Muldenkern nicht mehr vorhanden. Dagegen stehen sie im nördlichen Teil in einer sekundären Einmuldung noch an. Sie dürften daher im Muldenkern ausgequetscht worden sein. Die Proben wurden in der Teilmulde vom oberen Valendis bis einschließlich dem Apt eingestuft.

4.

Am Fürschlachtbach sind die jüngsten Neokomablagerungen nicht in der Mitte der Mulde zu finden, sondern am S-Rand der Mulde. Daher muß hier im Neokomkern der S-Flügel tektonisch reduziert sein. Die stratigraphische Stufenleiter reicht vom Valendis über Hauterive, Barrême bis in das Apt hinauf, das jedoch nur an wenigen Stellen festgestellt wurde.

Das von O. AMPFERER als fraglich beschriebene Cenoman (von W. ZEIL ins ntere Alb eingestuft) dürfte eher jüngstes Barrême sein.

Es gibt in diesem Teil der Mulde eine kontinuierliche Schichtfolge ohne merkliche Diskordanzen vom Valendis-Barrême bis zum (nur vereinzelt vorkommenden) Apt und Alb.

Der Südschenkel ist nach Norden überkippt, was den asymmetrischen Bau der Mulde zur Folge hat. Die nördlichste Teilmulde dieses Profils betrachte ich als mögliche Fortsetzung der Mulde an der Südseite der Offensteinwand.

5.

Innerhalb des Neokoms der ganzen Thierseer Mulde ist die rein lithologische Korrelierung zwischen den einzelnen Profilen wegen der Eintönigkeit der Schichten sehr schwierig. Am ehesten läßt sich eine Obergrenze von Kalkeinschaltungen festlegen.

Am mächtigsten ist das obere Valendis bis untere Hauterive entwickelt, weniger mächtig ist das mittlere Hauterive. Das untere Barrême tritt am Ampelsbach in größerer Mächtigkeit als an der Erzherzog-Johann-Klause und am Fürschlachtbach auf. Dagegen ist das Mittel- und Ober-Barrême geringmächtiger.

Das Apt tritt mikropaläontologisch klar in den Gebieten der Erzherzog-Johann-Klause und am Fürschlachtbach auf, während es im Gebiet des Ampelsbaches zur Gänze fehlt. Die Sedimentation gegen Hangend hin hat an Mächtigkeit abgenommen. Jüngere Gesteine als Alb fehlen. Im allgemeinen ist die Mächtigkeit im Nordschenkel der Mulde größer als im Südschenkel.

6.

An Foraminiferen kommen vor allem Sandschaler der Gattungen

Textularia, *Bigenerina* und *Gaudryina* vor. An Kalkschalern sind hauptsächlich die Gattungen *Frondicularia*, *Lenticulina*, *Planularia*, *Vaginulina*, *Ramulina* und andere vorhanden; die Gattung *Epistomina* ist auch hier sehr gut vertreten, vor allem *Epistomina caracolla*, *Epistomina tenuicostata* und andere. Die von den anderen Autoren aus der Unterkreide häufig zitierten Gattungen *Spiroplectinata*, *Conorotalites*, konnten in den untersuchten Profilen nicht nachgewiesen werden. Die Gründe ihres offenbaren Fehlens sind nicht bekannt.

Geologische Untersuchungen am S-Rand des Tennengebirges und
in der Werfener Schuppenzone (Salzburg, Österreich)

von Polys Michaelides
(Innsbruck, 1972)

Der Bereich der westlichen Werfen-St. Martiner Schuppenzone zwischen dem Fritzbach im S und dem S-Abfall des Tennengebirges im N wurde in einer geologischen Spezialkarte im Maßstab 1:10 000 erfaßt und der stratigraphisch-tektonische Bau neu bearbeitet. Es sind vor allem folgende Ergebnisse zu erwähnen:

1.

Durch die "Fritzthal-Störung", die ein Bündel von Bewegungsflächen mit Überschiebungscharakter ist, wird die eigentliche Werfener Schuppenzone im N von der paläozoischen Grauwackenzone im S getrennt. Zwischen diesen beiden Einheiten schaltet sich eine Zwischenzone ein, die nach dem Anteil der Gesteine in zwei Teilbereiche untergliedert werden kann:

- a) Bereich der "grünen Werfener Schichten vom Mitterberg",
zusammen mit Triasdolomiten (und z.T. Rauhacken).
- b) Bereich mit Grauwackenschiefer, Quarziten und Triasdolomit.

2.

Die Gutensteiner Kalk-Dolomit-Vorkommen von Pfarrwerfen-Arnoldsegg-Ainleithen und die Gutensteiner + Reingrabener Schichten von Zaismann-Eugenklamm-Schwandbach sind "fensterartig" von unten vorschauende Schollen, die ostwärts unter Werfener Schichten untertauchen.

3.

Die Grenze zwischen der Werfener Schuppenzone und dem Tennengebirge ist eine scharf ausgeprägte Überschiebungsfläche, die konstruktiv WNW-ESE streicht und mit ca. 35° nach Norden einfällt.

4.

Für die "Hochalpen-Überschiebung" F. TRAUTHs sind keine Anzeichen (weder in N-S-, noch in S-Richtung) vorhanden.

5.

Die orographisch hochliegenden Werfener Schichten im Raume

Söldenhütte-Jochriedel sind den starren basalen Schichtgliedern des Tennengebirges an- und aufgeschoben. Ähnliche Verhältnisse sind auch bei den Werfener Schichten und den (tektonisch) reduzierten Gutensteiner Schichten an der SE- und SW-Seite des Hochthron anzunehmen.

6.

Die Schichtenfolge der Werfen-St. Martin Schuppenzone (als Ganzes) ist lithofaziell mit der Berchtesgadener (=Dachsteinkalk-) Entwicklung zu parallelisieren. Es handelt sich um eine regionale Sonderausbildung der triadischen Berchtesgadener Faziesreihe.

Zur Geologie der Grauwackenzone zwischen der Windauer Ache und Brixenbach (Kitzbühler Alpen)

von Fereydoun Sameh

(Innsbruck, 1972)

Das bearbeitete Gebiet ist ein kleiner Teil der Kitzbühler Alpen. Es umfaßt den Gebirgszug zwischen Windautal und Brixenbach in Tirol.

Gesteinsbestand des Untersuchungsgebietes: Innsbrucker Quarzphyllit. Tektonisch tiefste Einheit des Arbeitsgebietes. Es handelt sich um meist hell- oder dunkelgraue, schwarz bis dunkelgrüne, gefärbte Gesteine. Die Grenze zum Wildschönauer Schiefer ist eine Überschiebungsbahn, die sich von Mittersill bis in die Gegend Hopfgarten zieht.

Altkristallin-Schollen: Sie markieren mehr oder weniger eine tektonische Linie zwischen Quarzphyllit und Gesteinen der Grauwackenzone. Nach Gesteinsvergesellschaftungen von Granatamphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen und Granitgneisen, die praktisch in jedem Altkristallin vorkommen, besteht die Möglichkeit einer Verknüpfung mit Ötztaler Altkristallin und schwarzem Augengneis. Wegen relativ geringen Vorkommens und starker tektonischer Beanspruchung ist eine exakte Zuordnung nicht möglich.

Wildschönauer Schiefer: Sie bestehen aus zwei verschiedenen Komplexen, die unterschiedliches Alter aufweisen. Liegender Komplex (Ordovizium) etwa 800 m mächtig. Eine typisch eugeo-synklinale Ablagerung mit konkordant zwischengeschalteten Tuffen und Diabasen, die als Submarine Ergüsse bezeichnet werden können. Hangender Komplex der Wildschönauer Schiefer. Sehr geringmächtig - etwa 5-8 m. Sie sind ärmer an sandigen Einschaltungen. Diese Tonschieferserie ist zum größten Teil mit silurischen Karbonatgesteinen verzahnt. Ein sedimentärer Übergang von tieferem Wildschönauer Schiefer ohne Zwischenschaltung von Porphyroiden wurde im Arbeitsgebiet nicht festgestellt.

Konglomerate innerhalb des tieferen Wildschönauer Schiefers sind etwa 15 m mächtig und 200 m lateral zu verfolgen. Da diese nur an einer einzigen Stelle des Arbeitsgebietes vorkommen, ist

anzunehmen, daß sie lokal gebunden sind. Die Komponenten sind sehr polymikt gebaut und bestehen aus Gesteinen der Grauwackenzone, Amphiboliten, Quarziten und Gneisen. Porphyroide, die im Untersuchungsgebiet auftreten, zeigen gewisse Ähnlichkeit zu Ignimbriten. Für ignimbritische Natur sprechen hier weite, flächenartige Verbreitungen, Mächtigkeitsschwankung und regellos angeordnete Grundmasse. Die Porphyroide beschränken sich auf zwei Typen: massige Porphyroide
Porphyroidschiefer

Karbonatgesteine: Sie bilden das hangendste Glied der Grauwackenzone im Arbeitsgebiet. Im Gelände sind folgende Karbonatausbildungen zu unterscheiden. Rostbraun anwitternde Kalke des tieferen Silurs: Es handelt sich um gut gebankte, im frischen Bruch graugrüne biogenführende Kalke, die stark tuffogen beeinflußt sind.

Schwarze, laminierte Kalke und Dolomite: bestehen aus einer kalkigen Folge, die in Wechsellagerung mit geringmächtigem, schwarzem Kiesel-schiefer steht. Dieser Kalk-Dolomit-Kiesel-schiefer-Komplex ist etwa 30 m mächtig.

Quartär: Als interglaziale Ablagerung kann man im Arbeitsgebiet das Westendorfer Plateau bezeichnen. Unsortierte, lockere Sedimente, die im Brixenbach und Windautal vorkommen, sind hauptsächlich als würmeiszeitliche Grundmoräne zu betrachten.

Tektonik: Zwei Überschiebungsbahnen, die das Arbeitsgebiet durchziehen, bilden das großtektonische Geschehen dieses Raumes.

- a) Rettenstein-Hopfgarten-Linie: Eine große Überschiebungsbahn, die Grauwackengesteine sind auf dem Quarzphyllit aufgeschoben.
- b) Eine inverse Schichtfolge bei Porphyroidmassen und Karbonatgesteinen, die durch Conodonten einwandfrei festzustellen ist, bildet eine weitere tektonische Einheit.

Geologie der Karwendelmulde westlich des Achentales und nördlich des Gröbner Halses

von Mohammad Nouri

(Innsbruck, 1973)

Die Neokommulde zeigt nach N überkippten Faltenbau, der einen normalen Ost-West-Verlauf aufweist. Hauptdolomit ist stratigraphisch der tiefstliegende Gesteinskomplex. Dieser gehört der norischen Stufe in der Triasformation an. Darüber lagern sich konkordant Plattenkalk, Kössener Schichten, Rhätische Riffkalke, Lias - Doggergesteine und Aptychenschichten. Der Kern dieser Mulden wird durch die Neokomschichten gebildet.

Im untersuchten Gebiet zeigt sich eine starke tektonische Beanspruchung durch die Achentaler Schubmasse, die sich auch morphologisch abzeichnet. Diese Beanspruchung findet sich vor allem im südlichen Teil des Gebietes. Der nördliche Teil zeigt dagegen ruhigere Lagerung. Das ist darauf zurückzuführen, daß

die Einwirkung der Schubmasse mehr den überkippten Hangendflügel der Mulde erfaßte.

Im allgemeinen sind die tektonischen Äußerungen die Knickung der Mulde, in Zerquetschung und damit in Zusammenhang stehend der Aufstieg der Faltenachsen nach West-Nord-West. Eine Drehungswirkung der Schubmasse auf die Faltenachsen ist sehr wahrscheinlich.

Am Stirnrand der Schubmasse zeigen die Faltenachsen ein Herausdrehen aus der Normalrichtung, was sich aber nicht unbedingt sehr weit erstrecken muß. Die tektonische Beanspruchung in diesem Teil der Neokommulde reicht bis südlich der Blauberge, 5 km westlich des Achentales, im Knickungsbereich. Nachher verläuft die Mulde in ihrer normalen Ost-West-Richtung.

Die morphologischen Strukturen, die im Zusammenhang mit dem allgemeinen tektonischen Bau die Ost-West-Richtung bevorzugen, werden hier durch die Achentaler Schubmasse so beeinflußt, daß sie an manchen Stellen richtigen Nord-Süd-Verlauf aufweisen.

Das beste Beispiel dafür ist das Nord-Süd verlaufende Achental selbst und der dazu parallel laufende Marlrichler-Kaffel-Retherberg-Kamm. Die Achentaler Schubmasse selbst ist eine Dolomitmasse, die durch die Heraushebung des Unutz-Guffert-Pendling-Gewölbes in West-Richtung über die Neokom- und Aptychenschichten der großen Karwendel-Thiersee-Mulde in diesem Bereich überschoben worden ist.

Die Stirn dieser Schubmasse wird aus invers gelagerten Aptychenschichten, Lias, Kössener Schichten und Plattenkalk gebaut. Diese Gesteine lassen sich nach E unter die Schubmasse hinein verfolgen.

Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen des Plattenkalks und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen (Kärnten)

von Manfred Köhler

(Innsbruck, 1973)

Im 1. Teil werden Methoden zur Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes beschrieben. Es sind dies:

- 1) Gasometrische Bestimmung:
 - a) Chittik-Apparat
 - b) Bernard-Calcimeter
 - c) Scheibler-Apparatur
 - d) Karbonatbombe
- 2) Komplexometrische Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes mittels Titration von Ca und Mg.
- 3) Röntgenographische Ermittlung des Calcit/Dolomit-Verhältnisses aus dem Intensitätsverhältnis stärkster Calcitpeak/stärkster Dolomitpeak nach einem modifizierten Verfahren von TENNANT & BERGER.

4) Lichtoptisch-elektronische Bestimmung der Calcit- und Dolomitflächenanteile mit dem DIGISCAN-PHASENINTEGRATOR der Fa. Kontron, München. Es werden dabei teilweise neue bzw. modifizierte Methoden beschrieben und ihre Anwendungsmöglichkeiten bei sedimentpetrographischen Untersuchungen diskutiert. Im 2. Teil erfolgt die Besprechung der mikrofaziellen, geochemischen und sedimentologischen Ergebnisse. Der bei van BEMMELEN als Unterrhät bezeichnete Abschnitt der Obertrias gliedert sich in den Unteren und Oberen Plattenkalk, wobei als deutliche Grenze ein Geröllhorizont auftritt. Die Abtrennung des Hauptdolomits vom Plattenkalk, sofern dieser am Übergang dolomitisch entwickelt ist, konnte mit Hilfe der Zusammensetzung der Ca-Dolomite eindeutig getroffen werden. Die Ca-Dolomite stellen daneben wichtige Salinitätsanzeiger (Milieuindikatoren) dar. Die bisher in das Oberrhät gestellten Kössener Schichten erwiesen sich durch mikrofaunistische Untersuchungen als Mittel-Ober-nor. Der Übergang zu Rhät bzw. Lias ist im Untersuchungsbereich nicht aufgeschlossen.

Aufgrund ihrer zyklischen Sedimentation lassen sich die Kössener Schichten in mindestens 4 Abschnitte gliedern. Es wurden dazu Untersuchungen über den Karbonatgehalt, die Fossilführung, die Zusammensetzung der Ca-Dolomite, die Tonmineralzusammensetzung und die Schichtmächtigkeiten durchgeführt. Aus den vorliegenden Daten läßt sich ein paläogeographisches Bild des Ablagerungsraumes rekonstruieren: das Liefergebiet für Plattenkalk und Kössener Schichten lag im NW. Nach SE werden die Schichtmächtigkeiten und die Korngröße der Tonminerale geringer, Tonschieferlagen werden zunehmend von Mergeln bzw. Kalken vertreten. Die Wassertiefe nahm von W (Flachwasserbereich) nach E stetig zu, im Plattenkalk dürfte sie die 50 m-Marke (Radiolarien) überschritten haben.

Im 3. Teil werden die Kartierungsergebnisse diskutiert. Neben einer eingehenden Revision der Kartendarstellung bei van BEMMELEN wird zur Tektonik des Untersuchungsgebietes Stellung genommen. Das tektonische Geschehen erfolgte in mehreren Akten, wobei neben Kompression auch Dehnung mit schwerkraftbedingten Abschiebungen einzelner Schollen an ac-Klüften entlang auftrat. Neben achsengebundenen Störungen, wie Aufschiebungen und Verschuppungen, treten bedeutende Diagonalverschiebungen auf, die NW bzw. NE streichen.

A) Zur Geologie der südlichen Umgebung von Fieberbrunn

B) Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke
am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich)

von Parwiz Parwin

(Innsbruck, 1974)

Das Arbeitsgebiet umfaßt die südliche Umgebung von Fieberbrunn und wurde, auf die alte Aufnahme von Th. OHNESORGE aufbauend, im Maßstab 1:10 000 neu aufgenommen.

Der größere Teil des Gebietes wird von Gesteinen der Nördlichen Grauwackenzone eingenommen, die im nördlichen Teil von Permoskyth überlagert werden.

Der Gesteinsbestand läßt sich in drei Hauptgruppen aufgliedern.

1. Wildschönauer Schiefer mit ihren saueren vulkanischen Einschaltungen
2. Mächtige Karbonatgesteine
3. Permoskythische Ablagerungen

Innerhalb der Grauwackengesteine lassen sich die Wildschönauer Schiefer in einen (600-800 m) mächtigen liegenden Komplex (Ordovizium) und einen geringmächtigen Hangendkomplex (Silur) untergliedern. Die tieferen Wildschönauer Schiefer sind im allgemeinen eine recht monotone Serie von hellgrauen, auch grünlich bis bräunlich-grauen Tonschiefern, in denen geringmächtige Lagen von Subgrauwacken in Wechsellagerung auftreten. Den Abschluß der tieferen Wildschönauer Schiefer bilden saure Vulkanite, die sich ausschließlich von Quarzporphyren und deren Tufffolge ableiten. Sie liegen zum Teil als Porphyroidschiefer, meist aber als massige Porphyroide und zu einem geringen Teil als Porphyroidtuffe bzw. Tuffite vor. Die massigen Porphyroide zeigen eine ausgeprägte engständige Klüftung, wobei die Klüfte durch Quarz und Kalkfeldspat verheilt sind. Die grün gefärbten Porphyroide lassen makroskopisch rote Kalinatronfeldspat- und große weiße Quarzkörner sowie Biotit erkennen.

Neben den Mineraleinsprenglingen fallen rötliche Komponenten auf, die sich als Obsidianfetzen u.d.M. zu erkennen geben.

Die höheren Wildschönauer Schiefer sind sehr geringmächtig (um 10 m). Sie sind auffallend ärmer an sandigen Einschaltungen. Charakteristisch sind die oft starke Pigmentierung und intensive schwarze Farbe, die auf Kohlenstoffgehalt zurückzuführen ist. Diese tieferen Wildschönauer Schiefer leiten zu Dolomiten über.

Rein lithologisch lassen sich im Aufnahmegebiet folgende Karbonatgesteinstypen unterscheiden:

1. Schwarze bis dunkelgraue Dolomite
2. Rote massige Dolomite
3. Rote schiefrige Dolomite
4. Hellgraue bis weiße Dolomite

Die permoskythische Schichtfolge läßt sich im Kartierungsgebiet als einleitendes Glied der mesozoischen Sedimente auffassen, die den verschiedenen alten paläozoischen Gesteinen der Grauwackenzone auflagern. Aufgrund eigener Beobachtungen und in Anlehnung an H. MOSTLER, 1972, konnten folgende Einheiten innerhalb der permoskythischen Ablagerungen unterschieden und aufgenommen werden.

1. Eine dem Unterrotliegenden zuordenbare Basalbreccie, untergrundbezogen und reliefauffüllend.
2. Eine Serie, aus roten Tonschiefern und Magnesitkonkretionen bestehend (unterrotliegend).
3. Quarzkonglomerate.
4. Darüber Permoskythsandsteine mit stellenweise deutlichen Schrägschichtungen.

Der Kontakt der Breccie zu den paläozoischen Dolomiten ist zum Teil tektonisch gestört, oft aber stellen sie Ablagerungen eines typischen Verwitterungsschuttes dar, der sich in flachen Wannen sammelt. Die Tektonik des zu bearbeitenden Gebietes, als Teil der Grauwackenzone, ist durch das recht unterschiedliche Festigkeitsverhalten und die Widerstandsfähigkeit der verschiedenen Gesteine gekennzeichnet.

Die gute Verformbarkeit der Wildschönauer Schiefer, Tuffe und tuffitisch beeinflussten Schiefer führt zu einem engen Faltenbau mit zum Teil einander überprägenden Achsenrichtungen.

Die kompakten Schichtglieder, massige Porphyroide und vor allem die Karbonatgesteine, zeigen im Gegensatz zu den oben erwähnten Gesteinen eine deutliche rupturale Verformung. Wie aus der geologischen Karte zu entnehmen ist, lassen sich drei parallel zueinander streichende Großstörungen erkennen. Die erste und südlichste Störung mit normalem E-W-Verlauf, ausgehend vom Hördlinger Graben über den Südrand des Wildsees oder bis südlich zur Niederen Alm (1300 m). Entlang dieser Störungslinie, die steil bis mittelsteil nach Süden einfällt, wurde die Porphyroidmasse hochgeschleppt und randlich stark verschiefert. Die nächstfolgende tektonische Linie setzt unmittelbar westlich des Schwarzachbaches ein und führt über die Schmerlalm (1542 m) zum Rabenkopf (1846 m) und läuft vor dem Erreichen des Sulzbaches aus. Die dritte Störung setzt unmittelbar am Schwarzachbach ein, führt über den Mosesbrunnen bis südlich der Niederen Kantalm (1140 m).

Dort, wo die Karbonatgesteine ausgebildet sind, reagieren sie rupturrell; sie bilden regellose Brüche wie Horste, Gräben und Staffelbrüche.

Der am Südrand der Stadt Bad Ischl gelegene Siriuskogel wird von ca. 160 m mächtigen Kalken aufgebaut. Entgegen der bisherigen Meinung, es handle sich ausschließlich um Kalke norischen Alters, beginnt die Schichtfolge mit dem Cordevol (für den basalsten Teil ist ein langobardisches Alter nicht auszuschließen) und reicht bis in das Obenor. Die Alterseinstufung wurde mit Hilfe von Conodonten, Holothuriensklerriten, Roveacriniden

und Mikroproblematika vorgenommen.
Lithologisch, besonders durch die mikrofaziellen Untersuchungen, war es möglich, die Karbonatgesteine zu untergliedern. Die basalen, rund 75 m mächtigen Kalke sind fast ausschließlich filamentführende, biogenarme Pelletmikrite und weichen damit stark von den typischen Hallstätter Kalken ab; sie entsprechen am ehesten der Bankkalkfazies innerhalb von Reiflinger Kalken. Die hangendsten, etwa 85 m mächtigen Kalke sind typische Hallstätter Kalke (pelletfreie, stark bioturbate Biomikrite), die sich durch eine reiche Ammoniten- und Lamellibranchiatenfauna auszeichnen. Nahezu die gesamte Schichtfolge ist von Spalten durchschlagen; während im basalen Abschnitt (Cordevol) nur Spalten mit Spatitfüllung bzw. mit seltenem, stets sterilem Mikrit auftreten, sind es im Jul mehrphasige Internsedimente mit zunächst gleichaltrigem Material. Darüber folgen Spalten, mit unternorischem Kalkschlamm plombiert, wobei Risse den stark wasserhaltigen Schlamm bis in m-Bereiche vordringen ließen, wodurch bei den Rückstandsuntersuchungen Mischfaunen, aus julischen und unternorischen Elementen bestehend, anfallen. Vertikal wird diese Folge von rund 20 m mächtigen, nur selten spaltenführenden, julischen Kalken abgelöst. Darüber setzen nach einem geringmächtigen basalen Tuval 6 m mächtige, hochgradig kondensierte Kalke mit einer Tuval-Unternor-Mischfauna ein. Über einer mit mittelnorischen Sedimenten plombierten Spalte folgen die typischen Hallstätter Kalke, die sich anhand von Conodonten und Holothurienskleriten stratigraphisch sehr gut aufgliedern lassen. Charakteristisch für die höhere Schichtfolge sind durch Frachtabsonderung entstandene Lamellibranchiaten-"Bänke", die sowohl dem Mittelnor, als auch Obenor angehören. Vereinzelt treten auch zeitgleiche Spaltenfüllungen auf.

Geologische Untersuchungen im Raume Saalfelden-Filzensatteldienten (Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen, Salzburg)

von Josef-Michael Schramm

(Innsbruck, 1974)

Im Bereich Maria Alm-Hintertal-Dienten (östlich Saalfelden, Salzburg) wurde vom Verfasser eine geologisch-tektonische Detailkartierung im Maßstab 1:10 000 durchgeführt.

Dabei konnte aufgrund der Untersuchungen der Basalserie, die bisher von allen Autoren zu den Werfener Schichten gestellt wurde, einerseits permisches Alter (Rotliegend) und andererseits anhand klastischer Spatmagnesitkomponenten Art und Alter der Magnesitgenese der Spatmagnesitlagerstätten zwischen Zeller Furche und Dientener Graben festgestellt werden. Da die Komponenten nachweislich als "echte" Spatmagnesite in die Brekzie gelangt sind, kann präpermische Magnesitbildung abgeleitet werden.

Weiters lassen die von der Metasomatose erfaßten Karbonatgesteine, welche den Zeitraum vom mittleren Ludlow (Obergotlandium) bis unterem Emsium (Unterdevon), also rund 30 Millionen Jahre umfassen (aufgrund conodontenstratigraphischer Untersuchungen von H. MOSTLER nachgewiesen), sedimentäre Magnesitgenese (evaporitische Verhältnisse) als Bildungsursache äußerst unwahrscheinlich erscheinen. Die Magnesitbildung hat mit größter Wahrscheinlichkeit zwischen Unterdevon und Oberkarbon (nach der Sedimentation), also im Zuge der variszischen Metamorphose stattgefunden.

Seit einiger Zeit ist postdeformative Blastese von Chloritoid in Wildschönauer Schieferen (Nachweis niedrigtemperierter Grünschieferfazies) bekannt. Eine Abtrennung variszischer von alpidischer Metamorphose ist in Gesteinen der Grauwackenzone nicht gelungen, da sowohl metamorphe Mineralsprossung, als auch Gesteinsdeformation variszischen Alters sein können, jedoch dürften die Chloritoidsprossungen eher der alpidischen Metamorphose zuzuschreiben sein. Diese Neubildungen haben sich unmittelbar südlich der Nördlichen Kalkalpen gefunden und einige Autoren haben bisher (nur) vermuten können, daß auch die daran nördlich anschließenden Bereiche von eventuell anchizonaler Metamorphose erfaßt worden sind. Nun konnte zum ersten Mal in fossilbelegten skythischen Horizonten (Werfener Schichten) das wichtige Indexmineral Pyrophyllit nachgewiesen werden. Die alpidische Metamorphose hat also zumindest die tiefsten Bereiche der Nördlichen Kalkalpen sicher anchi-, bis vielleicht sogar epizonal erfaßt.

Die Grenze Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen ist durch intensivste, komplizierte südvergente Schuppentektonik gekennzeichnet. Der weiter im Süden von H. MOSTLER festgestellte Baustil findet seine Fortsetzung. Es handelt sich um einen intensiven, flach nordfallenden Schuppenbau (die Verschuppungstendenz nimmt gegen die Grenze Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen zu) mit annähernd E-W-streichenden, zumeist gegen Osten flach abtauchenden b-Achsen. Ebenfalls im Grenzbereich beider Baueinheiten fällt alpine Bruchtektonik auf, wobei 2 Richtungen vorherrschen: NW-SE und NE-SW. Beide Störungssysteme durchschlagen die Gesteine der zwei großen Baueinheiten, die NE-SW-Brüche sind im bearbeiteten Bereich die jüngsten.

Mikrofaunistische Untersuchungen der Hallstätter Kalke in den
Berchtesgadener Alpen

von Donato Antonio Donofrio
(Innsbruck, 1975)

Das Hallstätter Kalkvorkommen zwischen Berchtesgaden und Hallein

wurde einer feinstratigraphischen Bearbeitung unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna unterzogen. Obwohl die gesamte Mikrofauna sogar semiquantitativ erfaßt wurde (es handelt sich insgesamt um fünfzehn Tiergruppen), konzentrierte sich der Schwerpunkt der Untersuchungen auf Schwebcrinoiden, Holothuriensklerite und Conodonten. Für die Schwebcrinoiden, die in einer eigenen Arbeit (DONOFRIO & MOSTLER, 1974) behandelt wurden, konnte sowohl die stratigraphische, als auch die fazielle Bedeutung aufgezeigt werden. Eine neue Gattung bzw. drei neue Arten werden in einer systematischen Beschreibung erfaßt. Darüber hinaus wurden sämtliche in der Trias auftretenden Arten in ihrer stratigraphischen Reichweite zusammengestellt, seien es Formen, die in Massen auftreten, seien es jene Typen, die relativ stark zurücktreten. Die intensive Befassung mit den Echinodermaten erbrachte insofern auch neue Ergebnisse, als Formen, die bisher zu den Mikroproblematika gezählt wurden, eigenen Echinodermengruppen zugeordnet werden konnten. Die untersuchte Kalkfolge umfaßt einen Zeitraum, der vom Ladin bis zum Nor reicht. Somit konnte auch die ladinische Stufe für diese Hallstätter Zone, entgegen früheren Auffassungen, nachgewiesen werden. Die Ladin/Karn- bzw. Karn/Nor-Grenze wurde anhand der gesamten Mikrofauna, aber besonders mit Hilfe der Conodonten und Holothuriensklerite gezogen. Vergleiche mit der Conodontenreichweite im Salzkammergut, geeicht an der Orthochronologie, haben sich als notwendig erwiesen. Was die Karn/Nor-Grenze betrifft, war folgendes zu berücksichtigen:

- 1) den Probenabstand im zunächst festgestellten Grenzbereich so eng als möglich zu veranschlagen;
- 2) genaue mikrofazielle Analyse des Grenzbereiches, um eventuellen faziellen Wechsel auszuschließen, der sich, bedingt durch Biotopwechsel, in der Mikrofauna niederschlagen könnte;
- 3) die Abgrenzung durch Conodonten wird durch einen Biotopwechsel innerhalb der Beckenfazies nicht berührt;
- 4) Die Abgrenzung durch Holothuriensklerite allerdings bringt bei fazieller Änderung auch innerhalb der Beckenbereiche eine nicht unbedeutende Differenzierung;
- 5) eine Abgrenzung mit Hilfe der Roveacriniden (Einsetzen im Fassan/Langobard-Grenzbereich, Aussetzen im Tuval/Lac-Grenzbereich) ist zwar in allen Beckenbereichen möglich, wird aber bei faziellem Wechsel starken Mengenschwankungen unterworfen.

Zusätzliche Kriterien für diese Grenzziehung kann man durch die kombinierte Verwendung der Mikrofazies und Mikrofauna gewinnen. So fällt mit dem Aussetzen der Roveacriniden im Karn/Nor-Grenzbereich das Einsetzen eines sehr homogenen Mikrites zusammen (gleichzeitig markantes Aussetzen der Pellets), der über das ganze Nor hinweg konstant anhält.

Der Bau der Überschiebungszone der Inntal-Decke
zwischen Halltal und Mahdgraben (Tirol)

von Walid Sadeddin
(Innsbruck, 1975)

Das Gebiet wird von zwei großen, übereinandergeschobenen tektonischen Einheiten aufgebaut: der liegenden Lechtal-Decke und der hangenden Inntal-Decke.

Im bearbeiteten Gebiet liegen auf einer Strecke von mehr als 30 km Länge ältere Gesteine (Triasformation) der überschiebenden Einheit über den jüngeren Gesteinen (Juraschichten) der überschobenen Einheit. An der S-Seite des Stallentals sind Buntsandstein, Muschelkalk und Wettersteinkalk auf Hauptdolomit, Kössener Schichten und Juraschichten, die hier in normaler Abfolge übereinander liegen, aufgeschoben. Hier und im Mahdgraben zieht eine steil südfallende Störung durch. NW von Fiecht im unteren Tal des Mahdgrabens (ca. 800 m) biegen diese Schichten nach Westen um.

Vom Mahdgraben westwärts, am Inntalhang, schaltet sich zwischen die jungen Schichten (Hauptdolomit bis Oberjura) und den darüber geschobenen Wettersteinkalk ein Zug von Raibler Schichten, der bis zur Hinterhornalm zu verfolgen ist.

Die Juraschichten queren das Vomper Loch und passieren bei der Ganalm eine steil nordfallende Störungszone. Bei der Walder Alm sind die Schichten wirr gelagert, hier treten wieder tiefere Triasgesteine über Juraschichten auf. SW der Walder Alm (am Gungglkopf) sind hellgraue Aptychenmergel anzutreffen, die von O. AMPFERER als Liasfleckenmergel angesprochen wurden.

Der Verlauf der Juraschichten wird zwischen der Hinterhornalm und dem Urschenbach durch Gehängeschutt des Wettersteinkalkes verdeckt. Im Urschenbach treten die Juraschichten wieder zutage, von Haselgebirge mit Gips überlagert. Die Überschiebung ist am Fallbach wieder sehr gut aufgeschlossen, als ca. 10 m mächtige Mylonitzone.

In gelben Mergeln der Kössener Schichten kommen Phosphoritknollen vor, die wahrscheinlich von zersetzten Wirbeltierknochen (Bonebed) herzuleiten sind.

Weiter im Westen keilen die Juraschichten östlich der Alpengsöhnehütte aus und die Überschiebung von Wettersteinkalk über Hauptdolomit zieht ins Halltal hinunter.

Die tektonische Stellung des Dobratsch unter spezieller
Berücksichtigung der Mikrofazies

von Elmar A. Colins de Tarsienne

(Innsbruck, 1975)

Während eine zeitliche Fixierung der einzelnen Bewegungsvorgänge, wie in diesem Kapitel bereits mehrfach angedeutet, nicht möglich ist, kann man die zeitliche Abfolge der Tektonik der Villacher Alpe gut rekonstruieren. Die Überschiebung gehört zweifellos der ältesten tektonischen Phase an. Glättet man nämlich beide Stockwerke aus; so reicht die Trias des Dobratsch weit nach S über die Gailtallinie hinaus und es ist schwer vorstellbar, daß es während tektonischer Aktivität der alpin-dinarischen Grenzzone noch zu einer so kleinräumigen Überschiebung gekommen ist. Dazu kommt noch, daß sowohl Liegend-, als auch Hangendscholle von der Anpressung an den Bleiberger Erzberg in Mitleidenschaft gezogen worden ist, wofür in dem Bereich, der nicht überfahren wurde, also östlich der Kaserin, kein Grund vorhanden wäre, wenn die Liegendscholle nicht ebenfalls bewegt worden ist. Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß als zweite Phase nur Bewegungen an der Gailtallinie, durch die der ganze Block der Villacher Alpe von SE nach NW bewegt wurde, in Frage kommen. Dadurch ist auch die heutige Form des Bleiberger Bruches, mit der Aufschiebung der Dobratscheinheit auf die Trias des Erzberges, entstanden. Es ist dabei durchaus wahrscheinlich, daß der Bleiberger Bruch, wie es z.B. KOSTELKA vermutet, schon früher angelegt worden ist, wobei es zu einem tieferen Absinken der südlich des Bruches gelegenen Bereiche kam. Diese konnten also von der Dobratscheinheit leicht überfahren werden, die dadurch erst am Erzberg auf ein Widerlager traf. Dieses wurde zum Teil auch noch überfahren, verursachte aber gleichzeitig ein Steilstellen der Schichten am Nordhang des Dobratsch. Wurde der Druck allerdings zu groß, reagierten die Gesteine darauf mit Zerscherungen, wie sie in den E-W-Störungen (z.B. Strengenstörung) gegeben sind. Die letzte tektonische Phase, die ihre Ursache in der Absenkung des Villacher und Klagenfurter Beckens hat, reichte sicherlich noch in das Quartär, dauert aber möglicherweise noch an. Dieses Absinken führte zuerst zu einem Hinunterbiegen der Schichten gegen E und schließlich zur Entstehung von N-S-Brüchen, die für die Abtreppung der Villacher Alpe gegen E verantwortlich sind. Die Längsbrüche auf der Südseite, die auch heute noch entstehen, sind dagegen vermutlich nicht primär tektonisch angelegt, sondern auf eine Unterschneidung des Dobratsch durch den Gailtalgletscher sowie auf die Entlastung der durch den SE-NW-Druck gestauchten Schichten zurückzuführen. Kann man also Ursachen und Wirkung der Tektonik in diesem doch recht kleinen Gebiet als einigermaßen geklärt ansehen, so bleibt doch immer noch die Frage offen, in welcher Beziehung die Triasgesteine des Dobratsch zu den heute am nächsten gelegenen, gleich alten Vorkommen stehen. Während sich nämlich Permoskythsandsteine und Werfener Schichten noch gut parallelisieren lassen, tritt im Anis eine Faziesabfolge auf, die, mit Ausnahme der

hängenden Zwischendolomite, sonst nirgends gefunden werden kann. Dasselbe gilt für das Ladin, das normalerweise in Partnach- oder Wettersteinfazies ausgebildet ist, am Dobratsch jedoch durch die Buntkalkfazies vertreten ist. Wettersteinkalke treten hier in der Liegendscholle erst im höchsten Langobard, in der Hangendscholle erst im Cordevol auf. Ein weiterer Unterschied liegt in den bislang fraglichen Raibler Schichten der Hangendscholle, die mergelig-kalkig ausgebildet sind und erst im Jul einsetzen würden. Sowohl zeitlich, als auch faziell übereinstimmende Ablagerungen sind also mit Sicherheit erst wieder im Hauptdolomit gegeben.

Trotz dieser Unterschiede lassen sich aber einige Parallelen ziehen, die zwar nicht überbewertet werden dürfen, im Zusammenhang mit den Arbeiten von BAUER (1970) und BRANDNER (1972) aber weitere Hinweise für die Rekonstruktion der Paläogeographie dieses Gebietes während Anis, Ladin und Karn liefern. Betrachtet man nämlich Mächtigkeit, fazielle Ausbildung, Morphologie und Tektonik des Bleiberger Erzberges, von Petzen und Obir sowie des Dobratsch, so fällt auf, daß die Wettersteinkalke des Erzberges mit den schwarzen Breccien, milchigen Bänken sowie der Vererzung mit Petzen und Obir, die diese Faktoren, wenn auch nicht in diesem Umfang, ebenfalls aufweisen, verbunden werden kann, während diese, was Morphologie und Tektonik betrifft, der Villacher Alpe entsprechen. Man kann also annehmen, daß diese drei Ausbildungen ursprünglich hintereinander gelegen sind, womit allerdings nicht gesagt ist, daß sie in unmittelbarem Verband miteinander standen. Für diese Annahme sprechen auch die Mächtigkeitsunterschiede des Wettersteinkalkes sowie seine Ausbildung in Riff- und Lagunenfazies. Am Erzberg treten die gut 1000 m Wettersteinkalk vorwiegend in Lagunenfazies auf, während bei Petzen und Obir nur mehr ca. 800 m vorhanden sind, wobei die Basis bereits riffogen entwickelt ist. Die Wettersteinkalke beider Einheiten des Dobratsch werden dagegen nur mehr 600-700 m mächtig, wobei in der Liegendscholle die Anteile von Riff- und Lagunenfazies ungefähr gleich verteilt sind, während in der Hangendscholle, wo der laterale Faziesübergang von Lagune zu Riff aufgeschlossen ist, praktisch nur mehr Riff vorhanden ist. Legt man diese Bereiche nun von N nach S hintereinander, so ergibt sich, wenn auch mit Unterbrechungen, eindeutig das Bild eines von N nach S in ein Becken vorwachsenden Riffes, an dessen Rückseite sich lagunäre Sedimente ablagerten, die bei zunehmender Entfernung vom Riff, und damit auch längerer Sedimentationsdauer, immer mächtiger wurden. Damit wäre auch das verspätete Einsetzen der Wettersteinkalke am Dobratsch erklärt, da das Riff ja nurlangsam nach S in das Becken vorgewachsen ist. Diese Ergebnisse entsprechen auch genau den Vorstellungen von BAUER (1970), der annimmt, daß der Wettersteinkalk der Nordkarawanken durch ein Becken mit dem Schlerndolomit der Südkarawanken verbunden war. Damit ergibt sich also folgendes paläogeographisches Bild: Während des Anis wurden die Gesteine nördlich und südlich der alpin-dinarischen Grenzzone in einem zusammenhängenden Meer abgelagert. Gewisse fazielle Unterschiede sind dabei auf das starke Relief zu dieser Zeit zurückzuführen.

Gegen Ende des Anis kam es dann zusammen mit vulkanischer Tätig-

keit zu einer verschieden starken Absenkung, die - gleich wie der Vulkanismus - in der Zone zwischen Süd- und Nordkarawanken am längsten andauerte und deren Auswirkungen in der Dobratscheinheit zu sehen sind. Auf den nicht so stark abgesenkten Bereichen entwickelten sich zu Beginn des Ladins Riffe, die sowohl von S, als auch N gegen dieses Becken hin vorwuchsen. Dieses Riffwachstum dauerte bis an die Grenze Cordevol/Jul. Erst zu diesem Zeitpunkt kam es zu einer Schwellenbildung, was möglicherweise auf das Zusammentreffen der beiden Riffe zurückzuführen ist, und damit zur verschiedenen Ausbildung der Raibler Schichten in südalpiner und nordalpiner Fazies.

Da jedoch zwischen den einzelnen Vorkommen größere Bereiche fehlen (besonders zwischen Süd- und Nordkarawanken), ist klar, daß es sich hier nur um ein mögliches Modell der Paläogeographie der Mitteltrias handelt.

Die Sedimente der Wettersteinformation am Dobratsch sind in einem ausgesprochenen Flachmeer entstanden und können durch ihre unterschiedliche fazielle Ausbildung in eine noch weiter untergliederbare Riff- und Lagunenfazies eingeteilt werden. So können z.B. in der Rifffazies Vorriff, zentraler Riffkern und Rückriff, in der Lagunenfazies inter-, supra- und subtidale Bereiche ausgeschieden werden: Der Beginn des Riffwachstums ist am Dobratsch nicht aufgeschlossen, ist jedoch zu Beginn des Ladins auf Schwellen oder Plattformbildungen des unterlagernden anisichen Zwischendolomits weiter im N anzusetzen, während es im S zu einer Absenkung und damit Beckenbildung kam. Während des Ladin und Cordevol wuchs das Riff, immer auf seinem eigenen Schutt aufbauend, langsam gegen S vor, während an der Rückseite des Riffs lagunäre Sedimente zur Ablagerung gelangten, wobei es hier, vermutlich infolge der auflastenden Sedimente, zu einer stärkeren Absenkung kam als im Becken. Die Wettersteinkalke bestehen zu einem großen Teil aus Biogenen bzw. aus Detritus, der von Biogenen herzuleiten ist. Der primär vorhandene Aragonit ist heute nicht mehr vorhanden, sondern wurde gelöst und durch körnigen Calcit- oder Dolomit ersetzt. Auch die Verringerung der ursprünglich großen Porosität ist auf Zementation durch körnigen oder fibrösen Calcit und Dolomit zurückzuführen. Diese Verfestigung erfolgte zum überwiegenden Teil sehr früh, während z.T. noch anhaltender Sedimentation, wie es z.B. die Riffschuttalke oder die Intraklaste der Lagunenfazies zeigen. Ebenfalls noch während der Sedimentation kam es zu Meeresspiegelschwankungen bzw. Hebungen des Untergrundes und damit zu Trockenlegungen, die sich in verschiedenen Charakteristika (caliche-Bildungen) äußern können. Meeresspiegelschwankungen haben sicher auch die frühdiagenetische Dolomitisierung gefördert, sind jedoch nicht unbedingt dafür notwendig. Alle diese Vorgänge können sich auch noch unter geringer Sedimentbedeckung vollziehen, sind aber auch dann noch als frühdiagenetisch anzusehen. Zementation und Verfestigung der Sedimente werden in diesem Stadium bereits völlig abgeschlossen.

Während der späteren Diagenese kommt es infolge von erhöhtem

Druck und Temperatur nur mehr zu Umkristallisationen, im gegenständlichen Fall hauptsächlich zu Kornvergrößerungen, wobei die entstehenden Dolomit- und Calcitkristalle auch über vorgegebene Strukturen (z.B. Biogene) hinweggreifen, und zur spätdiagenetischen Dolomitisation. Eine letzte spätdiagenetische Umbildung der Wettersteinakalke ereignet sich schließlich infolge tektonischer Vorgänge. Dabei kommt es zu einer Störung des Gefüges (Stylolithen usw.), was aber durch die hier ebenfalls auftretende Kornvergrößerung und Dolomitisation überprägt werden kann.

Zur Sedimentologie des Alpinen Muschelkalks in den
östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten)

und

Geologie der westlichen Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten

von Wolfgang Nachtmann

(Innsbruck, 1975)

1) Sedimentologie

In den östlichen Gailtaler Alpen ist aufgrund lithologischer Kriterien eine Dreiteilung des Alpinen Muschelkalks möglich in:

a) Flaser-, Bank- und Wurstelkalkserie: eine relativ fossilarme Abfolge von Flachwasserbildungen mit wechselndem Terrigeneinfluß. Der basale Abschnitt ist durch eine unregelmäßige Wechselagerung von zumeist ooidführenden Kalken mit feinen sandigen Lagen gekennzeichnet, wodurch es vor allem in der Anwitterung zu einer deutlichen Flaserung kommt. Mit dem Ausklingen der sandigen Lagen setzt eine durchgehende karbonatische Sedimentation ein, welche sich in dm-gebankten Kalken mit wechselndem Gehalt an Ooiden, Pellets und anspruchslosen Biogenen ausdrückt. Entweder auf die Bankkalke folgend oder mit diesen in Wechselagerung stehend, treten die einer Stillwassersedimentation zugeschriebenen und durch intensive Horizontalturbation geflaserten Wurstelkalke, welche noch bis 12% - schlierig angereicherte - tonige Substanz enthalten.

b) Fossil- und Übergangskalkserie: infolge sich rasch bessern-der Lebensbedingungen erfolgt ein sprunghafter Anstieg des Biogengehaltes, der gemeinsam mit Laminiten, Oo- und Onkoiden sowie durch totale Auswaschung angezeigte Wasserbewegung eine Fortsetzung der Flachwassersedimentation kennzeichnet. In diesen an sich rein karbonatischen Fossilkalken kommt es zu plötzlich ein- und wieder aussetzenden Schüttungen sandiger Lagen, die zufolge ihrer Wechselagerung mit fossilführenden Kalken eine boudinagebedingte Knolligkeit der Kalke hervorrufen. Abgelöst werden die dem Pelson und Unterillyr zugezählten Fossilkalke von den aus Onkoidkalken, laminierten Kalken und Dolomiten, tonarmen Wurstelkalken und Oolithen bestehenden Übergangskalken, welche kaum bis keine Fossilien führen.

c) Dolomitisches Zwischenniveau: eintönige Folge von gut gebankten, \pm laminierten, fossil- und terrigenfreien Dolomiten, in die sporadisch sehr feine bis dickere vulkanische Lagen eingestreut sind. Dank der unmittelbar darüber folgenden oberillyrisch einsetzenden Plattenkalke ist die Einstufung des einer Plattform-sedimentation zugeschriebenen Zwischendolomits ins Illyr gesichert.

Nicht anwendbar ist diese Dreiteilung des Muschelkalks auf den Dobratsch, wo neben dem Zwischendolomit noch eine Tonschiefer-Dolomit-Wechselagerung ausgeschieden wird, deren Tonschiefer neben anisischen Sporen über beachtliche Gipseinschaltungen verfügen. Während diese Gipse einem Trockenfallen unter Sabkha-Bedingungen entstammen, weisen die Dolomite auf flache und übersalzene, küstennahe Lagunen hin. Abzüglich des einheitlich 150-200 m umfassenden Zwischendolomits verbleibt eine Mächtigkeit des Muschelkalks von ca. 400 m am Staff gegenüber geschätzten 120-150 m am Dobratsch. Dieser große Unterschied dürfte darin begründet sein, daß in den Tonschiefern des Dobratsch wesentlich mehr Zeit steckt als in gleichmächtigen Kalken des Staff.

2) Paläogeographie

Das "Muschelkalkmeer" der östlichen Gailtaler Alpen kann durchwegs als Flachmeer angenommen werden, das zunächst im Schüttungsbereich eines nahen, eventuell im SE bis E anzunehmenden flachen Hinterlandes lag, das allmählich abgetragen bzw. infolge in ihrer Ursache ungeklärter Meeresspiegelschwankungen überflutet wurde.

Im Unter- wie im mittleren Anis liegt eine nur wenige Meter tiefe und weitausgedehnte "Plattform = Schelf vor, die ein ausgeprägtes Relief mit unterschiedlich großen, wannenartigen lagunären "Becken" mit Ruhigwasserbedingungen sowie flachen Rücken mit hoher Wasserturbulenz aufweist. Dieses Relief wird im Laufe der Zeit ausgeglichen und im Zuge von Boden- bzw. Meeresspiegeländerungen entsteht die nun fernab eines Festlandes befindliche, äußerst seichte Karbonatplattform des oberen Anis.

Eine Klimaänderung von arid im unteren zu humid im oberen Muschelkalk kann vielleicht davon abgeleitet werden, daß im inter- bis supratidalen Zwischendolomit keine Gipsbildungen bislang beobachtet worden sind, während in den trockengefallenen Tonschiefern des Dobratsch stark entwickelte Gipslagen vorkommen, denen im höheren Bereich der Flaser-Wurstelkalkabfolge der Lienzer Dolomiten vereinzelt eingelagerte Gipsknöllchen gegenüberstehen (BRANDNER, 1972: 149). Da aber für den Zwischendolomit auch ein hypersalines Milieu angenommen wird, könnte das Fehlen von Gips auf Auswaschung durch heftige Niederschläge zurückgeführt werden.

Ich bin mir natürlich bewußt, daß aus den Erkenntnissen eines so kleinen Gebietes wie dem der östlichen Gailtaler Alpen nur sehr schwer Angaben von Allgemeingültigkeit abzuleiten sind, sodaß gerade die paläogeographische Deutung noch weitgehend hypothetisch ist. Liegen aber erst einmal Deteilergebnisse aus den gesamten Gailtaler Alpen vor, so wird man in der Zusammenschau

aller dieser Daten sicherlich größere Klarheit schaffen können, als das jetzt der Fall ist.

Die einzelnen Permotriasschichtglieder vom Permoskyth bis zum Nor sowie die kristalline und karbonate Basis des Dobratsch werden näher beschrieben, wobei das Hauptgewicht auf die Mitteltrias gerichtet ist, aus der die Buntkalke mit den ihnen eingeschalteten Vulkaniten besonders hervorstechen und erstmals einer genaueren Untersuchung unterzogen werden.

Der Alpine Muschelkalk läßt sich in eine durch Anisssporen belegte Tonschiefer-Dolomit-Wechselagerung und in den darüber folgenden laminierten Zwischenolomit mit ersten Vulkanitlagen unterteilen. Mit Hilfe von Conodonten und Holothurienskleriten erfahren die vom obersten Anis (trinodosus-Zone) bis zur Ladin/Karn-Grenze (Langobard/Cordevol) reichenden Buntkalke eine sehr gute zeitliche Gliederung, die gemeinsam mit mikrofaziell-lithologischen Kriterien die Existenz einer Liegend- und einer mit dem Muschelkalk einsetzenden Hangendscholle bestätigt. Die Buntkalke der Liegendscholle sind grüne, rote und graue, fossil- und filamentreiche Mikrite bis Arenite mit stellenweisen Anklängen an die Hallstätter Fazies und haben in den tieferen Bereichen im allgemeinen zwei, wenige Meter bis Meterzehner mächtige Vulkanitlagen zwischengeschaltet, während die Hangendscholle durchwegs graue, den Reiflinger Kalken nicht unähnliche Kalke mit bis zu 14 verschiedenen und cm bis 1,5 m dicken, über das ganze Profil verteilten Tuffbändern aufweist.

Innerhalb des fast ausschließlich cordevolischen Wettersteinkalks werden Riff und Riffschutt sowie Lagune unterschieden, wobei echte Riffkerne aber selten sind.

Zum Abschluß wird im Rahmen der Tektonik anhand verschiedener Hinweise der Verlauf der Überschiebungslinie der Dobratschüberschiebung rekonstruiert.

A) Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Kreuzbergstraße und Reißkofel (Kärnten)

B) Mikrofazielle Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk der zentralen Gailtaler Alpen (Kärnten)

von Christoph Hauser
(Innsbruck, 1975)

Das Gailtalkristallin bildet den Sockel der permotriadischen Schichtglieder, welche mit einer permotriadischen Transgressionsserie einsetzen. Die chronologische Einordnung des Permoskyth und der Werfener Schichten ist schwierig, nach H. MOSTLER (1972) ist etwa Perm bis oberstes Campill anzunehmen (nach eigenen Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk ist als Hangendgrenze mittleres bis unteres Hydasp nicht auszuschließen). Während

das Liegende der Transgressionsserie von Konglomeraten und Sandsteinenaufgebaut ist, treten nach oben zu sandige Mergel-lagen mit zwischengeschalteten Rauhdecken und gelegentlich Gips auf.

Im Anis beginnt mit der Serie des Alpenen Muschelkalks die Karbonatsedimentation. Eine ausführliche Behandlung erfolgt in Teil "C" dieser Arbeit. Bereits im Illyr beginnt über dem dolomitischen Zwischenniveau die Sedimentation der mitteltriadischen Plattenkalke (bisher meist als "Partnachkalke" bezeichnet). Sie stellen eine Ablagerung in tieferem Wasser bei meist reduziertem Milieu dar. Der Fund einer Fossilagerstätte gelang mir im Liegenden des Plattenkalkes. Noch zur Zeit des Beginnes der Sedimentation des mitteltriadischen Plattenkalkes waren die Faziesunterschiede in der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes gering. Bald zeigt sich aber eine Aufspaltung in verschiedene Areale. Im Süden entwickelte sich die Riffazies des Reißkofels. Das Riff, über seine Ränder hinauswachsend, ermöglichte die Bildung einer Lagune. Im Norden hielt die Beckensedimentation noch weiter an. Bei früheren Bearbeitungen im Drauzug (H. HOLLER, 1960, S. 74; O. KRAUS, 1969, S. 129; A. WARCH, 1973; u.a.) wurde die Bezeichnung "Nordfazies" und "Südfazies" im Ladin und zum Teil auch für das Karn eingeführt, in der Annahme einer großen Ost-West-Konstanz der Fazies und großer Differenzierung in Nord-Süd-Richtung. Aus meinem Gebiet ist ein echter Beitrag zur Frage der Nord- und Südfazies zwar nicht möglich, es scheint aber, daß auch in Ost-West-Richtung starke Faziesänderungen auftreten und daher wird diese These zum Teil in Frage gestellt.

Neue Aufschlüsse von Raibler Schichten und die Andeutung einer durchgehenden Störung im Norden des Reißkofels widerlegten "das primäre Auskeilen" der Raibler Schichten im Bereich des Riffwachstums (R.W. van BEMMELEN, 1957, S. 187); somit war auch die Verwendung der stratigraphischen Einheit "Jaukenserie" überflüssig und abzulehnen. Die Aufgliederung des Ladin in drei Fazies in Abb. 33 ist noch sehr spekulativ und schematisch; echte Ergebnisse wird die Arbeit P.J. MÜLLERS liefern.

Die Raibler Schichtfolge setzt über dem Wettersteinkalk und -dolomit mit einer meist pyritisierten Grenzbank ein. Die Gliederung in drei Schiefer- und drei Karbonathorizonte konnte nur östlich des eigenen Arbeitsgebietes nördlich des Weißensees bestätigt werden. Im Kartierungsgebiet selbst waren nur je zwei Horizonte verlässlich festzustellen.

Liegende Teile des Hauptdolomits stellten im Aufnahmegebiet das stratigraphisch höchste Schichtglied dar. Aufbauend auf die umfassende Bearbeitung durch R. von SRBIK (1947/48) wurde ein kurzer Abriß der Quartärgeschichte gegeben.

Der strukturelle Aufbau des bearbeiteten Gebietes zeichnet eine starke Einengung des triadischen Schichtpaketes zwischen dem Gailtalkristallin im Süden und dem Kreuzeckkristallin im Norden ab. Es herrscht ein relativ einfacher Faltenbau (Ost-Westachsen) mit aufrechten Sätteln und Mulden; eine vorherrschende Vergenz ist nicht feststellbar.

Die vorwiegend gravitative Deutung der Tektonik, wie sie bei R.W. van BEMMELEN (1957, 1961, 1965) erfolgte, fand keine Bestätigung.

Die Tektogenese wird in Anlehnung an W. SCHLAGER (1963) gesehen: In einem Ost-West gerichteten Kristallintrog ist ein Rest der sedimentären Hülle erhalten; die Kristallinränder werden steil aufgebogen, der schon bestehende Faltenbau wird weiter "wie in einem Schraubstock" zusammengepreßt (zum Teil bis zur Totfaltung).

Auf weitere Einengung reagieren vor allem die kompetenten Komplexe mit der Ausbildung von diagonalen Scherflächenscharen. Nach Abschluß der Gebirgsbildung im Jungtertiär formte sich im Laufe des Quartär das heutige Erscheinungsbild.

Der zweite Abschnitt dieser Dissertation (Teil C) befaßt sich mit der Mikrofazies des Alpinen Muschelkalks in den zentralen Gailtaler Alpen. Es wurden zwei Profile und zahlreiche Aufschlüsse innerhalb des Kartierungsgebietes sowie vier weitere Profile östlich davon im Fellbachgraben und in der Latschurgruppe systematisch untersucht. Nach Probenentnahme und Bemusterung im Gelände erfolgte die Bearbeitung an Anschliffen und Dünnschliffen. Ergänzend dazu wurde bei einigen Profilen der Karbonatgehalt quantitativ bestimmt. Mikrofossilien wurden durch Aufschließen des Gesteins aus dem Lösungsrückstand gewonnen. Der Alpine Muschelkalk wurde lithologisch in drei Abschnitte unterteilt. Stratigraphisch waren diese nicht exakt festlegbar, wie die folgende Tabelle zeigt:

	Skyth	"Hydasp"	Pelson	Illyr
mitteltriadischer Plattenkalk				XXX
Zwischendolomit				XXX
Knollenkalkkomplex			XXXXXX	XX
Flaser- und Wurstelkalkabfolge		XXXXX	XXXX	
Werfener Schichten	XXXXXX	XXXX		

Der Ablagerungsraum der Flaser- und Wurstelkalkabfolge kann entsprechend den darin enthaltenen Mikrofaziestypen und ihrer Aussagekraft folgendermaßen rekonstruiert werden:

Ein flacher Wattmeerbereich (höheres Subtidal bis etwa 20 m Tiefe) stand unter konstantem Festlandeinfluß (terrigen-klastisches Material); Turbulenz war stets vorhanden und sorgte für ausreichende Nahrungszufuhr für die Wühler. Allerdings sind die Lebensbedingungen wegen der artenarmen spärlichen Fauna im

übrigen nicht allzu günstig gewesen. Die Kompaktbankkalke (Schlickbänke) sprechen für eine Verbesserung der ökologischen Verhältnisse (abwechslungsreichere Fauna). Eine Übersalzung unter lagunären Verhältnissen (teilweiser Abschnürung vom offenen Meer) ist zeitweilig angedeutet (Gips?, authigener Quarz). Die laminierten Dolomite, Stromatolithen, Ooide, Pellets sowie LF-Gefüge sind als Schwellensedimentation deutbar. Entsprechend der Walther'schen Regel sind die Faziestypen und -übergänge lateral und vertikal vorhanden. Nach einer letzten Verflachung (Schwellenbildung mit lagunärer Entwicklung) kommt es mit der Bildung der Knollenkalke zu einem lebensfreundlicheren Sedimentationsabschnitt (Wasservertiefung, Beckenbildung). Brachiopoden, Ammoniten sowie eine reiche Mikrofauna sind hier ausgebildet. Die Knollenbildung wurde nach dem von J. GRÜNDEL & H.J. RÖSLER (1963) aufgestellten Fällungsmechanismus (Wechselspiel reduzierender, als auch oxidierender Verhältnisse) gedeutet. Der Knollenkalk in den Profilen im Süden des Reißkofels ist bathymetrisch tiefer und auch mächtiger ausgebildet als der in der Latschurgruppe.

Im Hangenden zeigen sich erneute Hebungserscheinungen des Meeres und lösen die terrigen beeinflussten Sedimente ab. Es treten wieder Typen weniger tiefen Wassers auf, ähnlich denen in der Flaser- und Wurstelkalkabfolge, welche dann zum Zwischendolomit überleiten. Riffkörper, wie sie R. BRANDNER (1972) in diesem Niveau von den Lienzer Dolomiten beschreibt, waren in den zentralen Gailtaler Alpen nicht zu finden. Tuffitlagen im Zwischendolomit (? Tuffite bereits im Knollenkalk) zeugen von den ältesten vulkanischen Ereignissen in der Trias. Der Übergang des Zwischendolomits nach oben hin zum mitteltriadischen Plattenkalk erfolgt im Süden ziemlich scharf, im Norden in einem allmählichen Wechsel.

Die Massenbewegungen im Gschlifgraben bei Gmunden
(Traunsee, Oberösterreich) -
Eine Analyse aus hydrogeologischer und
ingenieurgeologischer Sicht

von Peter Baumgartner
(Innsbruck, 1976)

An der Nahtstelle zwischen Nördlichen Kalkalpen und Flyschzone liegt im nördlichen Salzkammergut (Oberösterreich) das Talsystem des Gschlifgrabens am Ostufer des Traunsees.

Schon seit langem sind die im Gschlifgraben entstehenden Gesteine und ihre Art der Verwitterung als geologische Rarität bekannt. Das Talsystem liegt im Einflußbereich, jedoch zur Gänze außerhalb der Serien der Nördlichen Kalkalpen. Die Gesteine des Gschlifgrabens (kurz Gschlif genannt), wurden lange als "Nierenthaler Schichten" angesprochen und erst spät als helvetisches

Fenster im Flysch beschrieben (S. PREY, 1949).

Das eigentliche Phänomen des Gebietes sind jedoch acht bis zehn in Geländefurchen gletscherähnlich zu Tal fließende Erdströme. Ihr Substrat, eine Tonmatrix mit Gesteinstrümmern und Altholz als Komponenten, wird durch Zerstörung der Pflanzendecke und der nachfolgenden Entfestigung der anstehenden Tonschiefer und Mergel produziert. Die Anrißbildung und Verwitterung der Gesteine wird durch folgende Faktoren verursacht und begünstigt:

Vegetation:

überständige, flachwurzelnde Fichten (Stampfbewegung)

Klima:

Nordstaulage, Föhn-gasse, ausgeglichene Temperatur durch Seenähe

Gesteine:

tektonisch extrem beansprucht, tonreich, wasserstauend

Für die Aufrechterhaltung der rückschreitenden Erosion kommt vor allem der über dem Gschlif fallende Niederschlag in Frage, da wesentliche große Einzugsgebiete fehlen. Hier ist jedoch zu beachten, daß der direkt über bereits freigelegtem Gestein fallende Regen rasch abfließt (verminderte hygroskopische Eigenschaft der feuchten Tone). Vielmehr kommt den in Hangwasserzügen, noch lang nach Niederschlagsereignissen den Erosionsherden zufließenden Wässern die größte Bedeutung zu.

Es erscheint daher der Schluß gerechtfertigt, daß durch die Ableitung der Wasserzüge im Rücken der Anrisse eine wesentliche Verminderung der Erosionstätigkeit erreicht werden kann. Diese Maßnahme kann jedoch nicht ohne eine Entschärfung der bereits produzierten Geschiebemengen durch Plastikrohrentwässerung und eventuell durch ein Zerteilen der Erdströme (Kap. 33) gesehen werden. Schließlich scheint noch eine Verhinderung jeder Art von stagnierenden Gewässern notwendig.

Als eines der dringendsten Probleme stellt sich die Notwendigkeit, die Waldwirtschaft - wie schon seit langem gefordert - in einen Niederwaldbetrieb mit Weißerle überzuführen. Dies scheint umso mehr geraten, als in den verhältnismäßig niederschlagsreichen Jahren 1973, 1974 und 1975 eine vermehrte Anrißbildung durch Umstürzen überständiger Fichten zu registrieren war.

Zur Geologie des Gridlontobels bei Pettneu a. Arlberg und seines Einzugsgebietes unter besonderer Berücksichtigung der Massenbewegungen

von Leonhard Moll

(Innsbruck, 1976)

Der Gridlontobel in Pettneu am Arlberg und sein Einzugsgebiet wurden geologisch und ingenieurgeologisch untersucht, wobei das

Hauptaugenmerk auf die Massenbewegungen gerichtet war. Dazu wurden eine geologische Karte, 1:2 800, und eine erosionsmorphologische Karte, 1:2 800, mit einem ingenieurgeologischen und Geschiebekartendeckblatt erstellt.

Bei der ingenieurgeologischen Untersuchung wurde festgestellt, daß es sich unterhalb des Kammgebietes nicht um einen Moränenwall (O. AMPFERER, 1932), sondern um einen sowohl gleitenden, als auch sackenden Talzus Schub handelt.

Hauptgeschiebeproduzenten sind der Hauptdolomit und die Kössener Schichten.

Zur Bestimmung des Anteils der kritischen Korngröße in den Lockermassen am Fuße des Talzschubes wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Eine Analyse der Katastrophe von 1965 brachte heraus, daß nicht kurze, exzessive, sondern langdauernde, abnormale Niederschläge, konzentriert mit einer überaus späten Schneeschmelze in den höheren Regionen, auslösende Faktoren für eine Katastrophentätigkeit sind.

Es wurde errechnet, daß es sich maximal um 300 000 m³ handeln würde, die bei einer erneuten Katastrophe ins Tal gelangen könnten, die aber von der neu errichteten Geschieberückhaltesperre oberhalb von Pettneu aufgefangen werden können und somit für das Dorf Pettneu keine unmittelbare Gefahr mehr droht.

Für die geologische Untersuchung und Kartierung wurden zwei Profile in dem Grenzbereich Rhätolias und Lias entnommen, und sowohl mikropaläontologisch, als auch mikrofaziell untersucht. Es wurde festgestellt, daß die von O. AMPFERER auskartierte Fleckenmergelserie fehlt.

Sedimentologische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des
autochthonen Malm in Niederösterreich
(Raum Altenmarkt-Staatz)

von Hans Werner Ladwein
(Innsbruck, 1976)

Es werden die Karbonatgesteine des autochthonen Malm im Raum Altenmarkt-Staatz, Niederösterreich, mikrofaziell gegliedert. Die einzelnen faziellen Typen werden paläogeographisch interpretiert und bestimmten Entwicklungsstadien zugeordnet, wobei zum ersten Mal in diesem Raum Algen-Schwammriffe beschrieben werden.

Diese Gliederung wird an der Bohrung Altenmarkt im Thale 1 vorgenommen, da diese das vollständigste Profil aufweist und daher als Typuslokalität aufgefaßt wird. Die allgemeine Gültigkeit wird durch Vergleiche mit anderen Bohrprofilen aufgezeigt. Es können folgende Bereiche vom Hangenden zum Liegenden unterschieden werden: Die Korallen-Spongiomorphafazies mit Riff- und Riff-schuttablagerungen, darunter die Algen-Schwamm-Riffazies, die durch verschiedene Algenbildungen und Schwämme, die zusammen riffbildend auftreten, charakterisiert ist. Diese Fazies kann

durch verschiedene Kriterien weiter aufgegliedert werden. Im Liegenden dieser verschiedenen Riffaziesentwicklungen folgt die Hornstein-Spiculitserie und darunter die Spiculitserie, die teilweise eine kennzeichnende hochpelagische Fauna aufweist. Die Basis bildet eine terrigen-klastisch beeinflusste Serie, die wieder in glaukonitführende und nicht glaukonitführende Sedimente aufgespalten werden kann.

In der paläogeographischen Interpretation können die Riffentwicklungen verschiedenen Typen von Randausbildungen einer Karbonatplattform zugeordnet werden. Hornstein-Spiculitserie und Spiculitserie werden aufgrund spezifischer Kriterien verschiedenen Positionen im Bereich des äußeren Schelfes zugeordnet.

So können im Raum Altenmarkt-Staatz, Niederösterreich, für den Malm eine Transgression (Beginn im Callovien) mit folgender Regression, die zur Ausbildung zweier Karbonatplattformen verschiedenen Alters im Malm führen, nachgewiesen werden.

Hinsichtlich des größeren paläogeographischen Rahmens wird für den Malm eine Meeresverbindung mit Schelfrandentwicklung im Süden der Böhmisches Masse von der Tschechoslowakei nach Süddeutschland gefordert.

Zur Geologie des Raumes zwischen Reißkofel und Jauken, unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies mitteltriadischer Becken- und Plattformensedimente
(Westliche Gailtaler Alpen, Kärnten)

von Peter-Jürgen Müller

(Innsbruck, 1977)

Die mikrofazielle Kartierung erbrachte in erster Linie eine weitgehende Untergliederung der "Jaukenserie" (van BEMMELEN, 1957) in Raibler Schichten und Wettersteinkalk. Ausschlaggebend für die Untergliederung der Jaukenserie war einerseits die Auflösung der Tektonik des Jaukenkammes, andererseits setzte die mikrofazielle Bearbeitung dieser Schichtfolge wichtige Fixpunkte. Ein weiteres Neuergebnis innerhalb der Kartierung stellte die genaue Auskartierung der Schuppenzone zwischen Heugraben und Finstergraben dar, in die die Schichtglieder vom Permoskyth bis Wettersteinkalk einbezogen sind.

Die mikrofazielle Bearbeitung der ladinischen Gesteine führt zu einer guten feinstratigraphischen Untergliederung gewisser Bereiche und zu folgender paläogeographischer Rekonstruktion: Zum Zeitpunkt des Illyr wurde die Plattform des Zwischendolomits (O-Anis) durch syndimentäre Bruchtektonik zerlegt. Es bildeten sich eine Hochzone (Reißkofel) und davon nördlich und südlich gelegene Beckenbereiche heraus. Mit dem Zerbrecen der Zwischendolomitplattform lief auch Förderung von vulkanischem Material einher. Aus den stratigraphischen Untersuchungen ergab

sich, daß der Vulkanismus im Illyr eingesetzt hat und tief in das Langobard hineinreicht.

Nördlich der Hochzone (Reißkofel) bildete sich ein tiefes Becken heraus, in dem sich bis zu 500 m mächtige Sedimente in Plattenkalkfazies ablagerten. Im Süden entstand ein in sich etwas gegliedertes Becken, in dem 100 m mächtige Plattenkalke sedimentiert wurden ("Hungersedimentation"). Die im Vergleich zum N-Becken relativ geringe Mächtigkeit der Beckensedimente im S-Becken dürfte auf geringe Subsidenz des Beckenbodens und geringe Materialanlieferung zurückzuführen sein. Die Beckensedimentation beginnt im höheren Illyr und endet im Langobard.

Während beim Niederbrechen der Zwischendolomitplattform pelagische Faunenelemente einwandern konnten, und damit anfänglich in beiden Beckenbereichen gute Lebensbedingungen herrschten, wurde durch das auf der Hochzone einsetzende Riffwachstum das N-Becken vom offenen Meer abgeschnürt. Dadurch entstanden im N-Becken gänzlich andere Lebensbedingungen als im S-Becken. Wie die verarmte pelagische Fauna des N-Beckens zeigt, kam es nur gelegentlich über Kanäle der Karbonatplattform zu einer Frischwasserzufuhr von Süden her. Der Beckencharakter blieb jedoch erhalten und es wurden 500 m mächtige Plattenkalke sedimentiert, die bituminöse biogenarme Stillwasserkalke darstellen, nur von episodischen Flachwasserschüttungen, slumping und tuffitischen Einschaltungen unterbrochen.

Im südlich der Hochzone gelegenen Becken herrschten dagegen, aufgrund der Verbindung zum offenen Meer, optimale Lebensbedingungen, wie reiche pelagische Faunen beweisen. Ab dem Fassin treten aperiodische, turbiditische Riffeinschüttungen (echte Allodapische Kalke) auf. Mit Hilfe der Allodapischen Kalke war es möglich, die Beckentiefe auf 600-800 m abzuschätzen. Der Schutt, der zur Ausbildung Allodapischer Kalke führte, stammt von dem von der Hochzone des Reißkofels nach S vorwachsenden Riff.

Im höheren Langobard sind nur mehr chaotisch gelagerte Riff-schuttsedimente vorhanden, auf denen das Riff aufbauend weit gegen SE in das Becken vorstößt. Obwohl im N und S der Hochzone Beckenbereiche angelegt waren, hat sich nur das nach S gerichtete Riffwachstum behaupten können. Das N-Becken war zu diesem Zeitpunkt bereits vom offenen Meer abgetrennt und dadurch wurde die Riffentwicklung am Nordrand der Hochzone im Keim erstickt.

Gegen N und NW breitet sich im Rücken des Riffes die Lagune aus. Im nicht ganz aufgefüllten Becken im Norden wurden die zwischen Beckenfazies und Lagunenfazies vermittelnden Übergangskalke (subtidal-intertidal) in Form von mud-mounds abgesetzt. Schließlich kommt es zu einem endgültigen Vorgreifen der alles überdeckenden Lagunenfazies. In der riffernen Lagune stellten sich Trockenlegungen und Evaporation ein; damit dürfte die Blei-Zink-vererzung der Jauken in Verbindung stehen.

Hydrogeologische Aufnahme des östlichen Karwendels

Rainer-M. Eckart
(Innsbruck, 1977)

Das östliche Karwendel, Teil der Nördlichen Kalkalpen, wurde in den Jahren 1974 bis 1976 nach geologischen und hydrogeologischen Gesichtspunkten untersucht.

Die 90 km² große Gebirgsregion nordöstlich Innsbrucks wurde im Maßstab 1:25 000 kartiert. Die Arbeit erbrachte im wesentlichen eine Bestätigung der bereits vorhandenen geologischen Karten. Das Gebiet, aufgebaut aus Gesteinen in nordtirolischer Fazies, besteht aus zwei Decken: Die tektonisch tiefere Lechtaldecke mit Ablagerungen triadischen und jurassischen Alters wird von der Inntaldecke überlagert, die hier Sedimente permischen und triadischen Alters aufweist. Durch die Wahl des Kartierungsgebietes und die Beschreibung von Aufschlüssen tieferer Teile der Lechtaldecke konnten die faziellen Unterschiede in der mittleren Trias beider Decken - Riffazies (Wettersteinkalk) in der Inntaldecke, überwiegend tonige Beckenfazies ("Hoheneggfazies": Partnachschichten), untergeordnet auch Wettersteinkalk, in der Lechtaldecke - für diesen Teil der Nördlichen Kalkalpen deutlich dargestellt werden.

Die hydrogeologische Aufnahme führte zu einer Klassifizierung der Quellen nach dem Grundwasserleiter. Die Schüttungseigenschaften und die chemischen Werte ließen sich gut, die Temperaturen der Quellwässer nur in beschränktem Maße auf das Ausgangsgestein zurückführen. Die muldenartig in die Lechtaldecke eingebettete Inntaldecke (überwiegend Wettersteinkalk) wird durch die tonigere Lechtaldecke wie eine Wanne abgedichtet und entwässert in stark schüttenden Quellen über tiefgelegene Einschnitte. Sowohl die geologischen Untersuchungen im Gelände, als auch die Auswertung der hydrogeologischen Beobachtungen und Meßwerte führen für den Wettersteinkalk des östlichen Karwendels zu der Vorstellung eines Gebietes mit geringer Verkarstung, wofür der Gebirgsbau - überwiegend steilstehende Schichten (bei nordvergenten Falten) - verantwortlich sein dürfte. Der Hauptdolomit der Lechtaldecke liefert geringerschüttende, jedoch charakteristische Quellen. Mit Ausnahme der Lockergesteine in Talfüllungen spielen die übrigen Sedimente als Grundwasserleiter nur eine unbedeutende Rolle.

Geologie des Gebietes zwischen Fondo-Gampenpaß (Südtirol)

von W. F. Klaus
(Innsbruck, 1965)

Im unteren Perm begann in Südtirol die Bildung der mächtigen Quarzporphyrdecken.

F. von WOLFFs (1909) Theorie, daß es sich bei diesen mächtigen Porphyrgüssen um eine Anzahl submarin abgelagerter Eruptiva handle, wurde von R. von KLEBELSBERG (1928) dahingehend revidiert, daß es sich eher um rein terrestrische Ablagerungen handeln müsse, da den Tuffhorizonten die typischen marinen Sedimenteigenschaften fehlten.

M. MITTEMPERGER (1958) war der erste Autor, der die gesamte Serie als Ignimbrite bezeichnete, und zwar

1. aufgrund der großen flächenhaften Ausdehnung
2. wegen der eutaxitischen Textur.

Unterstützt wird diese Theorie noch durch D. van HILTENS (1960) paläomagnetische Messungen, die auf einen sehr raschen Ablagerungsvorgang des Quarzporphyrs schließen lassen, was bei relativ saurer Lava unwahrscheinlich erscheint.

Die Frage Ignimbrit oder Lava kann aber von einem örtlichen Arbeitsgebiet aus nicht gelöst werden.

Im Südosten der Laugenspitze findet sich über dem Quarzporphyr die Serie von Tregiovo, die im wesentlichen in

1. Tonschiefer
2. Mergel- bituminöse Kalke
3. Konglomerate-Sandsteine
4. Tuffe und Quarzporphyre
5. Augitporphyrite

unterteilt werden kann.

R. STAUB (1950), der auch die Meinung von J. J. DOZY (1935) vertritt, parallelisiert die oberen 200 m der Collio-Schichten (westlich Idro-See) mit den Schichten von Tregiovo.

Diese Übereinstimmung konnte durch eigene Beobachtungen bestätigt werden.

Sollte es W. KLAUS (Wien), der gegenwärtig die Schichten von Tregiovo und auch einige Proben aus Collio sporenanalytisch bearbeitet, gelingen, die gleichen Typen in beiden Serien vorzufinden, so dürften damit die letzten Zweifel beseitigt sein.

Nach den bisherigen Ermittlungen konnte W. KLAUS in den Schichten von Tregiovo einen starken unterpermischen Einschlag in der Flora feststellen.

Das nächsthöhere Glied stellt der Grödener Sandstein, der im allgemeinen als terrestrische Bildung aufgefaßt wird. R. v. KLEBELSBERG (1928) leitet den größten Teil des Materials aus älteren Gesteinen als aus den permischen her; es treten also

hier analoge Erscheinungen wie beim Verrucano in den Bergamasker Alpen auf, nämlich Materialzufuhr vom Grundgebirge. Kupfer- und Urangehalt im Grödener Sandstein dürfte wohl aus der Verwitterungslösung älterer Lagerstätten stammen (A. MAUCHER 1956).

Die Bellerophon-Schichten leiten die marine Schichtfolge ein.

H. J. SCHNEIDER (1953) gliederte erstmalig nach faziellen Gesichtspunkten und unterschied dabei eine untere erzfreie und obere erzführende Zone. Der Metallgehalt dürfte nach A. MAUCHER (1956) durch vulkanische Stoffzufuhr entstanden sein.

Aus den oberpermischen Bellerophonschichten entwickeln sich im Skyth die feinsandigen Mergel und dünn-schichtigen Kalke der Werfener Schichten. Diese können in vier durch Fossilien belegte Glieder unterteilt werden:

1. Zellendolomit
2. Campiller Schichten
3. Gastropodenoolith
4. Seiser Schichten

Darüber folgt der anisische untere Muschelkalk und der Mendel-dolomit. Das Leitfossil dieses Horizontes, *Diplopora annulatissima* PIA, deutet auf tropisches Klima.

Die Sedimentfolge, bestehend aus Riffrazen, Trümmerlagen und feingeschichtetem Schlamm, wurde im Ladin mit dem Schlerndolomit fortgesetzt.

Das Karn zeigt vor allem rote und grüne Mergel in Verbindung mit einem heftigen Vulkanismus.

Bemerkenswert am Hauptdolomit sind wohl jene giftgrünen bis roten Nester, die durch Infiltrationen aus dem Ammonitico rosso in den Hauptdolomit entstanden. Paläogeographisch kann man dies so deuten, daß der Hauptdolomit im Bereich des Monte Ori lange Zeit trocken lag und erst zur Zeit der Ablagerung des Ammonitico rosso überflutet wurde.

Der Ammonitico rosso ist ein sehr fossilreicher Knollenkalk, der aufgrund seiner Filamentführung Anklänge an den Hallstätter Kalk zeigt.

In der Kreide treffen wir im Cenoman Sedimente an, die als Biancone bezeichnet werden. Es handelt sich hierbei um foraminiferenreiche graue Kalke, die parallel ss Feuersteine führen.

Die ebenfalls foraminiferenreichen roten Mergel, Scaglia, weisen ein senones Alter auf.

Ohne merklichen Übergang leitet die Scaglia allmählich ins Eozän über, nur daß die Mergel etwas kalkiger werden und eine graugrüne Farbe annehmen, weshalb für diesen Horizont auch der Name Scaglia grigia geprägt wurde.

Im Postglazial, also nach dem Rückzug des Etsch-Gletschers, breiteten sich übers Gebiet eine Anzahl von Moränen aus, deren Geschiebe aus Kristallin, Tonalit, Quarzporphyr und Geschieben von Sedimentgesteinen bestehen.

Bemerkenswert ist ferner, daß vom Ende des Nor Schichtlücken

bestehen. Nur hin und wieder begegnet man vereinzelt Aufschlüssen von Ammonitico rosso, Biancone und Scaglia.

Die Judikarien-Linie ist ein Teil der großen Naht zwischen Südalpen einerseits, Ost- und Westalpen andererseits. Sie streicht etwa NNE und fällt steil nach W ein.

Westlich Proveis ist der an die Störung grenzende Schlerndolomit in ziemlicher Mächtigkeit vollkommen mylonitisiert. Dagegen ist weiter nördlich, am E-Hang des Kornigls, der Dolomit wohl stark klüftig, aber nicht vollkommen zerbrochen wie bei Proveis.

Die Völlaner Linie, eine Parallelstörung zur Judikarienlinie, steht teils saiger, teils fällt sie steil ostwärts ein. Bei Salobbi ist der Schlerndolomit ähnlich weitgehend mylonitisch wie bei Proveis an der Judikarienlinie.

Geologie des Gebietes zwischen Auer und Lavis (Südtirol)

von Klaus Fipper

(Innsbruck, 1965)

In stratigraphischer, tektonischer und petrographischer Hinsicht ergab die Arbeit "Die Geologie des Gebietes zwischen Auer und Lavis" folgende Neuergebnisse.

Die permo-triadischen Ablagerungen in der östlichen Etschbucht lassen einen Übergang der Fazies zwischen den Sedimenten des Mendelzuges im Westen und den der Dolomiten weiter im Osten erwarten. Die Augitporphyrite im Buchensteiner Niveau am Südwesthang des Tschislon weisen auf die Dolomitenentwicklung der Trias, die Augitporphyrite im karnischen Niveau auf die Etschbucht-Fazies.

Die Transgressionsbreccien der Bellerophon-Schichten über Quarzporphyr und das Ausdünnen bzw. Auskeilen des Grödener Sandsteins zwischen Faedo und Lavis lassen ein Relief erkennen.

Tektonisch keilt die Trudener Linie als Aufschiebungslinie mit einer Sprunghöhe von mindestens 2000 m nicht südlich von Faedo aus, sondern biegt nach SW um und streicht als St. Michaeler Linie unter die Alluvionen des Etschtales.

Aus dem Anis wurden an drei verschiedenen Stellen insgesamt etwa 100 Proben entnommen. Die Untersuchungsergebnisse von 62 Dünnschliffen sind in drei Tabellen (siehe Anhang) zusammengefaßt.

Aus dem Viller Mergelkalk wurden insgesamt vier mikrofazielle Typen und zwei Untertypen aufgestellt.

bestehen. Nur hin und wieder begegnet man vereinzelt Aufschlüssen von Ammonitico rosso, Biancone und Scaglia.

Die Judikarien-Linie ist ein Teil der großen Naht zwischen Südalpen einerseits, Ost- und Westalpen andererseits. Sie streicht etwa NNE und fällt steil nach W ein.

Westlich Proveis ist der an die Störung grenzende Schlerndolomit in ziemlicher Mächtigkeit vollkommen mylonitisiert. Dagegen ist weiter nördlich, am E-Hang des Kornigls, der Dolomit wohl stark klüftig, aber nicht vollkommen zerbrochen wie bei Proveis.

Die Völlaner Linie, eine Parallelstörung zur Judikarienlinie, steht teils saiger, teils fällt sie steil ostwärts ein. Bei Salobbi ist der Schlerndolomit ähnlich weitgehend mylonitisch wie bei Proveis an der Judikarienlinie.

Geologie des Gebietes zwischen Auer und Lavis (Südtirol)

von Klaus Fipper

(Innsbruck, 1965)

In stratigraphischer, tektonischer und petrographischer Hinsicht ergab die Arbeit "Die Geologie des Gebietes zwischen Auer und Lavis" folgende Neuergebnisse.

Die permo-triadischen Ablagerungen in der östlichen Etschbucht lassen einen Übergang der Fazies zwischen den Sedimenten des Mendelzuges im Westen und den der Dolomiten weiter im Osten erwarten. Die Augitporphyrite im Buchensteiner Niveau am Südwesthang des Tschislon weisen auf die Dolomitenentwicklung der Trias, die Augitporphyrite im karnischen Niveau auf die Etschbucht-Fazies.

Die Transgressionsbreccien der Bellerophon-Schichten über Quarzporphyr und das Ausdünnen bzw. Auskeilen des Grödener Sandsteins zwischen Faedo und Lavis lassen ein Relief erkennen.

Tektonisch keilt die Trudener Linie als Aufschiebungslinie mit einer Sprunghöhe von mindestens 2000 m nicht südlich von Faedo aus, sondern biegt nach SW um und streicht als St. Michaeler Linie unter die Alluvionen des Etschtales.

Aus dem Anis wurden an drei verschiedenen Stellen insgesamt etwa 100 Proben entnommen. Die Untersuchungsergebnisse von 62 Dünnschliffen sind in drei Tabellen (siehe Anhang) zusammengefaßt.

Aus dem Viller Mergelkalk wurden insgesamt vier mikrofazielle Typen und zwei Untertypen aufgestellt.

Sedimentologische Untersuchungen im Quartär des tirolischen Inntales

von Joachim-Wolf Mangelsdorf
(Innsbruck, 1967)

Die vorliegende Arbeit hatte eine umfangreiche sedimentologische Neubearbeitung der Terrassensedimente des tirolischen Inntales in ihrem Hauptverbreitungsgebiet zwischen Landeck und Kufstein zum Ziel, weil bisher zwar viel beschreibend-morphologische Literatur existierte, aber nur sehr wenig sedimentologisches Schrifttum, das zur Klärung der Frage: Interglazialität der Terrassensedimente oder nicht? beitragen konnte.

Aus dem angegebenen Bereich wurden 67 Proben entnommen, die aber nicht nur die Terrassenschotter, sondern auch Ablagerungen der sogenannten Vorterrasse und der Schuttfächer vor schlernzeitlichen Gletschern (einschließlich Moränen) neben Material aus dem Flußbett des heutigen Inns mit umfaßten. Dadurch sollte die Vergleichsmöglichkeit untereinander bzw. zwischen rezenten und den als Riß-Würm-Interglazial angesprochenen Sedimenten hergestellt werden. Die Schotter der Schlernzeit waren zu den Terrassenschottern, auf denen sie liegen, in Beziehung zu setzen und abzugrenzen.

Die Proben wurden in zehn Korngrößenklassen gesiebt und die Ergebnisse als Summenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz dargestellt und ausgewertet.

Es wurden weiters der petrographische Inhalt aller Proben, die Rundungsgrade der Quarzkörner und deren Oberflächenbearbeitung, die Quarzpolitur, in Körnerpräparaten statistisch bestimmt, um nicht nur Korngrößenparameter, sondern auch Zusammensetzung und Kornformausbildung zu prüfen. Eine Methode allein wäre in ihren Aussagen nicht genügend präzise.

Aus allen gewonnenen Ergebnissen läßt sich feststellen:

- 1) Die Terrassensedimente stellen im wesentlichen unter zunehmender Vergröberung gegen das Hangende das Produkt einer feuchtkalten, große Mengen Verwitterungsschutt liefernden Übergangszeit aus dem Riß-Würm-Interglazial in das neue Hochglazial der Würmvereisung dar. Die sogenannte kalt-ozeanische "Fließerdezeit" ist als wahrscheinlich dafür anzunehmen.

Die ungeheuren Massen anfallenden Schuttes konnten auf die Dauer selbst von großer Wasserführung nicht mehr bewältigt und mußten überstürzt abgelagert werden. Die oft auffallende horizontale Lagerung, gerade in den obersten, größten Pariten, die zumindest im mittleren Inntal zu verfolgen ist, spricht für eine zum Schluß fast schichtflutartige Situation. Sie drang bis ins Alpenvorland hinaus vor, aber auch bereits in einige Unterinntäler Seitentäler, die dem nichts Gleichwertiges entgegenzusetzen konnten. Wieviel Material von der nachfolgenden Vergletscherung wieder ausgeräumt wurde, ist nicht mehr

festzustellen.

- 2) Der Begriff periglazial für ihre Entstehung müßte zumindest im Alpenbereich noch schärfer definiert werden. Eine Schüttung unmittelbar vor einem vorrückenden Eisstromnetz und eine paraglaziale neben dem Eis kommen für die Terrassenschotter und Sande nicht in Betracht.

Möglicherweise ist die spätglaziale Vorterrasse teilweise gegen einzelne Toteiskörper der zurückgehenden Vergletscherung geschüttet worden.

- 3) Die Ablagerungen der Schlernvereisung sind in Zusammensetzung und Charakter anders geartet, als die Terrassensedimente. Sie stellen echte Schüttungen vor den Gletschern der Seitengehänge dar. Ihre Struktur ist z.T. der eines Murschuttetes nicht unähnlich.
- 4) Der Vergleich mit rezenten Sedimenten des Inns stellt die überhastete, unstete und nicht kontinuierliche Ablagerung und Durchentwicklung der Terrassen- und Schlernsedimente klar vor Augen. Allerdings weiß man nicht, wieviel älteres, nur umgeschwemmtes Material in den gesamten Ablagerungen vorhanden ist.

Direkte klimatische Beeinflussung kann man vorläufig nur sehr vorsichtig daraus schließen, die meisten Rückschlüsse sind nur indirekt zu ziehen.

Geologische Untersuchungen im Kupferbergbau Mitterberg in Mühlbach/Hochkönig (Salzburg)

von Heinz J. Unger
(Innsbruck, 1967)

Beim Gainfeldkonglomerat spricht man von einem Transgressionskonglomerat. Es wird dafür eine festlandsnahe Entstehung angenommen.

Das Quarzkonglomerat, ein typisches Schichtglied des Oberkarbons der Ostalpen, kann hier als Quarzrestschotter angesprochen werden.

Die violetten Phyllite und die Grünen Schichten von Mitterberg stehen in sedimentärer Verknüpfung, wobei zunehmende Salinität festgestellt werden konnte.

Der violette Phyllit, ursprünglich aus tonigen Sedimenten hervorgegangen, wurde wahrscheinlich in sauerstoffarmen, H_2S -reichem Milieu sehr schwach salinärer Prägung abgelagert, was auch die Konkretionen belegen, die im violetten Phyllit gefunden wurden. Letztere geben laut Literatur (H. ILLIES 1949, 1950; H. HAYES 1964) Hinweise darauf, daß es sich um ein Sedimentationsbecken mehr lagunären Charakters handelte. Es wurde versucht, für die gefundenen Konkretionen eine Definition aufzustellen.

festzustellen.

- 2) Der Begriff periglazial für ihre Entstehung müßte zumindest im Alpenbereich noch schärfer definiert werden. Eine Schüttung unmittelbar vor einem vorrückenden Eisstromnetz und eine paraglaziale neben dem Eis kommen für die Terrassenschotter und Sande nicht in Betracht.

Möglicherweise ist die spätglaziale Vorterrasse teilweise gegen einzelne Toteiskörper der zurückgehenden Vergletscherung geschüttet worden.

- 3) Die Ablagerungen der Schlernvereisung sind in Zusammensetzung und Charakter anders geartet, als die Terrassensedimente. Sie stellen echte Schüttungen vor den Gletschern der Seitengehänge dar. Ihre Struktur ist z.T. der eines Murschuttetes nicht unähnlich.
- 4) Der Vergleich mit rezenten Sedimenten des Inns stellt die überhastete, unstete und nicht kontinuierliche Ablagerung und Durchentwicklung der Terrassen- und Schlernsedimente klar vor Augen. Allerdings weiß man nicht, wieviel älteres, nur umgeschwemmtes Material in den gesamten Ablagerungen vorhanden ist.

Direkte klimatische Beeinflussung kann man vorläufig nur sehr vorsichtig daraus schließen, die meisten Rückschlüsse sind nur indirekt zu ziehen.

Geologische Untersuchungen im Kupferbergbau Mitterberg in Mühlbach/Hochkönig (Salzburg)

von Heinz J. Unger
(Innsbruck, 1967)

Beim Gainfeldkonglomerat spricht man von einem Transgressionskonglomerat. Es wird dafür eine festlandsnahe Entstehung angenommen.

Das Quarzkonglomerat, ein typisches Schichtglied des Oberkarbons der Ostalpen, kann hier als Quarzrestschotter angesprochen werden.

Die violetten Phyllite und die Grünen Schichten von Mitterberg stehen in sedimentärer Verknüpfung, wobei zunehmende Salinität festgestellt werden konnte.

Der violette Phyllit, ursprünglich aus tonigen Sedimenten hervorgegangen, wurde wahrscheinlich in sauerstoffarmen, H_2S -reichem Milieu sehr schwach salinärer Prägung abgelagert, was auch die Konkretionen belegen, die im violetten Phyllit gefunden wurden. Letztere geben laut Literatur (H. ILLIES 1949, 1950; H. HAYES 1964) Hinweise darauf, daß es sich um ein Sedimentationsbecken mehr lagunären Charakters handelte. Es wurde versucht, für die gefundenen Konkretionen eine Definition aufzustellen.

Das oberkarbone Alter der violetten Phyllite ist belegt durch den Cordaitenstamm (Bestandteil) *Artisia* STERNB. (*Sternbergia* ARTIS) aus der 5. Sohle und durch Pollen, wodurch auf Landnähe geschlossen wird.

Im Hangenden davon tritt gröber klastischer Einfluß ein (Quarzite), was ebenfalls auf landnähere Bildung hinweist. Mit Eintritt in die Grüne Serie setzt sich die Sedimentation in ähnlicher Weise fort, nur daß sich insofern eine allmähliche Änderung einstellt, als die Salinität erhöht wird, was aus der Einschaltung von Gips und Anhydrit hervorgeht. Gips und Anhydrit treten in Lagen- und Linsenform in der Grünen Serie auf, wobei auch Karbonat-Konkretionen mit idiomorphen Anhydritkristallen nach Gips vorkommen können. Nach JUNG (1958) neigt der reine Anhydritanteil in Anhydrit-Dolomit-Gesteinen bereits zur Konkretionsbildung.

Ein Hochsalinar haben wir in den oberen Grünen Schichten von Mitterberg (Gips und Anhydrit in Schnüren) vermutlich mittleres bis oberes Perm.

Die im Mitterberger Raum vorliegende Ausbildung der Gesteinsserien der Violetten und Grünen Serie möchte ich als Mitterberger Sonderfazies bezeichnen. Da der Mitterberger Hauptgang mit seinen 8 km Länge als einer der bedeutendsten Gänge einer regional in den Kitzbüheler Alpen und östlich der Salzach auftretenden Vererzungszone aufzufassen ist, können die Ergebnisse als Grundlage für regionale Untersuchungen Verwendung finden. Verschiedentlich wurde das Alter des Mitterberger Hauptganges als alpidisch angegeben (W. PETRASCHECK 1926, 1928, 1932).

Da aber, wie W. HEISSEL schon öfters bemerkte, der in die Basisschichten der Trias bzw. der Grünen Schichten von Mitterberg durchschlägt, sondern immeran bzw. unter der Basis der Grünen Schichten von Mitterberg endet, traten bezüglich der alpidischen Deutung immer schon berechnigte Zweifel auf.

W. HEISSEL gibt dem Gang ein jungpaläozoisches Alter.

Mit dieser Annahme kann folgendes Bild in Einklang gebracht werden: Nachdem die Sedimentation der Violetten Serie Mitte Oberkarbon bereits abgeschlossen war und die Übergänge zur Grünen Serie schon Ende Oberkarbon eine ansehnliche Sedimentmächtigkeit aufwiesen, riß als späteste Äußerung der variszischen Ära als Vorphase der eigentlichen Intrusion des Ganges die Gangspalte auf. Knapp darauf, im untersten Unterperm, stieg der Gang auf, zu einer Zeit also, als die Grünen Schichten von Mitterberg bereits sedimentiert wurden, jedoch noch eine so große Plastizität besaßen, daß sie Ende Oberkarbon bereits in der Lage waren, ein Durchreißen der Gangspalte bis in die Grüne Serie zu verhindern bzw. ein Durchreißen bis an den Meeresgrund. Die Annahme von J. BERNHARD (1966: 81), daß "z.Z. der Intrusion der Gang-"Diabase" die Grünen Werfener Schichten von Mitterberg überhaupt noch nicht existierten", erscheint mit sehr hypothetisch. (Dieser zeitliche Ablauf, so wie er von mir geschildert wird, wird als Möglichkeit des Vorganges bezeichnet!) Der Gang endet fast durchwegs 5m-50m unter der oberen Grenze der Violetten Serie.

Bereits Mitte Perm könnte also der Aufstieg der I. und II. Haupt-

phase des Mitterberger Hauptganges als abgeschlossen betrachtet werden. Anschließend an die Intrusion ist, wie vielleicht analog mit den Porphyren der Südlichen Kalkalpen, der Diabas im Zeitraum Grenze Unter- zu Oberperm aufgestiegen. Er durchschlägt, nur in einer Generation auftretend (J. BERNHARD 1966: 81) den Mitterberger Hauptgang in seiner I. und II. Phase.

Spätvariszische orogene Vorgänge hinterließen an der Lagerstätte keine nachweisbaren Spuren.

Erst die alpidische Tektonik brachte in diesem Gebiet neben der Zerstückelung des Ganges durch die Störungen und der wahrscheinlichen Absenkung des Westfeldes die sog. III. Hauptphase der Vererzung, die als Remobilisierung (J. BERNHARD 1966) bezeichnet wird. Diese durchschlägt den Diabas.

Demnach könnte man folgendes Bild einer zeitlichen Abfolge für die Intrusion des Mitterberger Hauptganges aufstellen: Das Aufreißen der Gangspalte ist etwa Ende Oberkarbon als Vorphase anzusetzen. Knapp darauf, Anfang Perm, Aufstieg der I. und II. Hauptphase. Anschließend daran Diabasintrusion an der Grenze Unter- zu Oberperm. Die III. Hauptphase, die Remobilisierung nach J. BERNHARD (1966) hat ihre Prägung in der alpidischen Ära erhalten.

Es bleibt also für die Intrusion des Mitterberger Hauptganges nur der Zeitraum Oberkarbon bis spätestens Unterperm übrig. Tektonisch ist der Mitterberger Hauptgang durch die sog. Hauptverwerfer nach NW abgesenkt. Das tektonische Bild ist das von Brüchen mit Seitenverschiebung mit anschließender oder gleichzeitiger Scherenbewegung, d. h. Verdrehung nach Süden. Die Frage nach den noch zu erwartenden Erzvorräten im Westen des heutigen Grubenlaufes wird wahrscheinlich davon abhängen, ob noch weitere Verwurfsysteme den Gang in die Tiefe versetzen werden oder nicht. Nach dem Bild der Obertageaufnahme und untertägigen Ergebnissen möchte ich annehmen, daß man mit der nun aufzuschließenden 10. Sohle die Grünen Schichten von Mitterberg unterfahren wird. Da in der überlagernden Trias keine Hinweise auf die Westbrüche gegeben sind, ist mit weiteren Brüchen alpidischen Alters nicht zu rechnen. Erzvorräte dürften noch in reichlicher Menge vorhanden sein, doch dürften bei noch größerer Teufe Rentabilitätsfragen ausschlaggebende Kraft erlangen.

Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten zwischen Lumkofel und Gailbergsattel

von Christian Ulrich Schwiedrzik
(Innsbruck, 1967)

Die Lienzer Dolomiten bilden einen schmalen, ungefähr E-W streichenden Gebirgszug zwischen den Zentralalpen (Zone der alten Gneise) und den Karnischen Alpen (Südalpen).

phase des Mitterberger Hauptganges als abgeschlossen betrachtet werden. Anschließend an die Intrusion ist, wie vielleicht analog mit den Porphyren der Südlichen Kalkalpen, der Diabas im Zeitraum Grenze Unter- zu Oberperm aufgestiegen. Er durchschlägt, nur in einer Generation auftretend (J. BERNHARD 1966: 81) den Mitterberger Hauptgang in seiner I. und II. Phase.

Spätvariszische orogene Vorgänge hinterließen an der Lagerstätte keine nachweisbaren Spuren.

Erst die alpidische Tektonik brachte in diesem Gebiet neben der Zerstückelung des Ganges durch die Störungen und der wahrscheinlichen Absenkung des Westfeldes die sog. III. Hauptphase der Vererzung, die als Remobilisierung (J. BERNHARD 1966) bezeichnet wird. Diese durchschlägt den Diabas.

Demnach könnte man folgendes Bild einer zeitlichen Abfolge für die Intrusion des Mitterberger Hauptganges aufstellen: Das Aufreißen der Gangspalte ist etwa Ende Oberkarbon als Vorphase anzusetzen. Knapp darauf, Anfang Perm, Aufstieg der I. und II. Hauptphase. Anschließend daran Diabasintrusion an der Grenze Unter- zu Oberperm. Die III. Hauptphase, die Remobilisierung nach J. BERNHARD (1966) hat ihre Prägung in der alpidischen Ära erhalten.

Es bleibt also für die Intrusion des Mitterberger Hauptganges nur der Zeitraum Oberkarbon bis spätestens Unterperm übrig. Tektonisch ist der Mitterberger Hauptgang durch die sog. Hauptverwerfer nach NW abgesenkt. Das tektonische Bild ist das von Brüchen mit Seitenverschiebung mit anschließender oder gleichzeitiger Scherenbewegung, d. h. Verdrehung nach Süden. Die Frage nach den noch zu erwartenden Erzvorräten im Westen des heutigen Grubenlaufes wird wahrscheinlich davon abhängen, ob noch weitere Verwurfsysteme den Gang in die Tiefe versetzen werden oder nicht. Nach dem Bild der Obertageaufnahme und untertägigen Ergebnissen möchte ich annehmen, daß man mit der nun aufzuschließenden 10. Sohle die Grünen Schichten von Mitterberg unterfahren wird. Da in der überlagernden Trias keine Hinweise auf die Westbrüche gegeben sind, ist mit weiteren Brüchen alpidischen Alters nicht zu rechnen. Erzvorräte dürften noch in reichlicher Menge vorhanden sein, doch dürften bei noch größerer Teufe Rentabilitätsfragen ausschlaggebende Kraft erlangen.

Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten zwischen Lumkofel und Gailbergsattel

von Christian Ulrich Schwiedrzik
(Innsbruck, 1967)

Die Lienzer Dolomiten bilden einen schmalen, ungefähr E-W streichenden Gebirgszug zwischen den Zentralalpen (Zone der alten Gneise) und den Karnischen Alpen (Südalpen).

Das diaphoritische Grundgebirge (Gailtalkristallin) wurde in zwei Profilen an der Grenze zwischen den Phylliten und der Granat-glimmerschiefer-Serie näher untersucht. Es konnte nachgewiesen werden, daß die Granat-Glimmerschiefer von den Phylliten herzu-leiten sind.

Anhand der auftretenden postkristallinen Deformation aller Hauptgemengteile und der äquivalenten tektonischen Achsen im Kristallin und im Sediment hat es den Anschein, daß das Kristal-lin, zumindestens im Untersuchungsbereich, bis ins Korngefüge alpidisch deformiert wurde.

Einen deutlichen Hinweis für den Paracharakter der Granat-Glimmerschiefer-Serie liefert der Graphitgehalt, der bei Birn-baum beobachtet werden konnte.

Über der Granat-Glimmerschiefer-Serie liegt nur schwach diskor-dant die Basis-Serie. Da der primär-sedimentäre Verband nur schwach alpidisch gestört wurde, muß das Gailtalkristallin, im Gegensatz zu A. TOLLMANN (1963) nicht als "mittelostalpine", sondern als "oberostalpine Einheit" gedeutet werden.

Der sedimentäre, 6140 m mächtige Schichtkomplex umfaßt folgende Schichtglieder: Basis-Serie, Werfener Schichten, Muschelkalk, Partnachsichten, Ladinische Dolomite und Dolomitmergel, Raib-ler Schichten, Hauptdolomit, Plattenkalke und Dolomite, Kösse-ner Schichten und Liasgesteine. Die jüngeren Schichten sind, von den Quartärresten abgesehen, der Erosion zum Opfer gefallen (siehe Anlage 4: Säulenprofil der Sedimente der östlichen Lien-zer Dolomiten).

Wie aus dem Säulenprofil zu entnehmen ist, zeigen die Schicht-glieder bis zum unteren Ladin stark südalpine Anklänge, beson-ders in Bezug auf die vulkanischen Einschaltungen. Die jüngeren Gesteinsserien haben nordalpinen Charakter. Die bemerkenswerte Mächtigkeit des Hauptdolomits steht hiebei nicht im Widerspruch zur nordalpinen Fazies. Die Teilgeosynklinale der Lienzer Dolo-miten wurde im Nor nur stärker abgesenkt und es erfolgte eine stärkere Sedimentation.

Somit kann mit Recht auf die vermittelnde Rolle der Lienzer Dolomiten zwischen den Ost- und Südalpen hingewiesen werden.

Quartärreste der Fernvereisung finden sich im Lesachtal bedeu-tend mehr als im Drautal. Mittels einer pollenanalytischen Unter-suchung einer Tonprobe von W. KLAUS (Wien) aus dem Niveau der Schieferkohlen von Podlanig konnte erstmals eine beachtliche Vielfalt der Florenelemente nachgewiesen werden. Da die Kräu-terpollen gegenüber den Baumpollen stark zurücktreten, muß ein geschlossenes Waldbild angenommen werden. Wie W. KLAUS ferner betont, finden sich ähnliche Verhältnisse nach H. REICH (1953) etwa am Ende eines Interglazials bzw. am Beginn eines Früh-glazials (z.B. Würm).

In sämtlichen Hochkaren des Hochstadelgebietes sind Reste der Rückzugsstadien der Würmeiszeit erhalten geblieben. Die Morä-nenreste in den unteren Teilen der Kare müssen ihrer Lage nach ins Gschnitzstadium gehören. Zur Daunzeit lagen die Gletscher

zurückgezogen in den höchsten Teilen der Kare.

Sowohl die Sedimente der Lienzer Dolomiten, als auch das Gailtalkristallin zeigen einen E-W Faltenbau mit überwiegend flach nach E abtauchenden Achsen. Im Kristallinbereich kommt noch ein zweites, schwächer ausgebildetes Achsensystem hinzu, das auf dem ersten entweder senkrecht steht oder einen stumpfen Winkel zu diesem bildet.

Ein Schichtflächenvergleich zwischen den Sedimenten und dem Gailtalkristallin ergab wiederum eine weitgehende Äquivalenz.

Ferner sind im Gailtalkristallin bis auf zwei Störungssysteme die gleichen Störungsrichtungen zu beobachten wie im Sediment.

Die Einengung der Gesteinsserien erfolgte, wie die überwiegend zu beobachtenden Nordvergenzen zeigen, hauptsächlich in der S-N Richtung und erzeugte das heute zu beobachtende tektonische Bild.

Die Geologie der Kalkkögel bei Innsbruck

von Reza Marvastian

(Innsbruck, 1967)

I. Stratigraphie

1) Die altkristalline Unterlage:

Diese besteht hauptsächlich aus Glimmerschiefern mit Granat und Serizitalbit. Hin und wieder beobachtet man in hangenden Partien dieser Schiefer idiomorphe Magnetitoktaeder.

In der Umgebung der Knappenhütte, auf dem kleinen Sattel zwischen der Riepenwand und Suntiger und am Hoadlsattel sind den Glimmerschiefern Amphibolite diskordant eingeschaltet.

2) Permoskythische klastische Basalserie ("Verrucano"):

Diese Serie liegt zwischen dem kristallinen Untergrund und den triadischen Sedimenten. Innerhalb dieser Serie unterscheidet man zwei Haupttypen: Helle, teilweise geröllführende Quarzite und etwas dunklere Quarzkonglomerate, zwischen denen alle Übergänge bestehen.

Bereichsweise sind diese Gesteine, besonders an der Südseite, vererzt. Als Erze sind Magnetit und Hämatit vertreten.

3) Die Trias:

a) Dunkler Kalk und Dolomit des Anis

Die karbonatische Trias setzt über der basalen Serie mit dunklen Kalken und Dolomiten ein, die ihrer Lagerung nach wahrscheinlich dem Anis angehören.

zurückgezogen in den höchsten Teilen der Kare.

Sowohl die Sedimente der Lienzer Dolomiten, als auch das Gailtalkristallin zeigen einen E-W Faltenbau mit überwiegend flach nach E abtauchenden Achsen. Im Kristallinbereich kommt noch ein zweites, schwächer ausgebildetes Achsensystem hinzu, das auf dem ersten entweder senkrecht steht oder einen stumpfen Winkel zu diesem bildet.

Ein Schichtflächenvergleich zwischen den Sedimenten und dem Gailtalkristallin ergab wiederum eine weitgehende Äquivalenz.

Ferner sind im Gailtalkristallin bis auf zwei Störungssysteme die gleichen Störungsrichtungen zu beobachten wie im Sediment.

Die Einengung der Gesteinsserien erfolgte, wie die überwiegend zu beobachtenden Nordvergenzen zeigen, hauptsächlich in der S-N Richtung und erzeugte das heute zu beobachtende tektonische Bild.

Die Geologie der Kalkkögel bei Innsbruck

von Reza Marvastian

(Innsbruck, 1967)

I. Stratigraphie

1) Die altkristalline Unterlage:

Diese besteht hauptsächlich aus Glimmerschiefern mit Granat und Serizitalbit. Hin und wieder beobachtet man in hangenden Partien dieser Schiefer idiomorphe Magnetitoktaeder.

In der Umgebung der Knappenhütte, auf dem kleinen Sattel zwischen der Riepenwand und Suntiger und am Hoadlsattel sind den Glimmerschiefern Amphibolite diskordant eingeschaltet.

2) Permoskythische klastische Basalserie ("Verrucano"):

Diese Serie liegt zwischen dem kristallinen Untergrund und den triadischen Sedimenten. Innerhalb dieser Serie unterscheidet man zwei Haupttypen: Helle, teilweise geröllführende Quarzite und etwas dunklere Quarzkonglomerate, zwischen denen alle Übergänge bestehen.

Bereichsweise sind diese Gesteine, besonders an der Südseite, vererzt. Als Erze sind Magnetit und Hämatit vertreten.

3) Die Trias:

a) Dunkler Kalk und Dolomit des Anis

Die karbonatische Trias setzt über der basalen Serie mit dunklen Kalken und Dolomiten ein, die ihrer Lagerung nach wahrscheinlich dem Anis angehören.

Schwarzgraue oder dunkelgraue Kalke bzw. Dolomite herrschen vor. An der Basis dieser Schichten zeigt das Gestein häufig kleine Quarzkörner und Glimmerschüppchen. Diese anisische Folge ist auf der Nordseite mehr kalkig, auf der Südseite mehr dolomitisch entwickelt, wobei auf der Südseite keine Pyritschiefer beobachtet wurden.

b) Wettersteindolomit (Ladin)

Aus dunklen Kalken und Dolomiten des Anis geht allmählich der Wettersteindolomit hervor. Der normale Gesteinstypus ist ein lichtgrauer, grob- bis fein-zuckerkörniger Dolomit.

Der Dolomit ist aber oft auch dunkel gefärbt und sieht dann dem Hauptdolomit ähnlich. Lokal zeigt das Gestein stellenweise rötliche Färbung.

Die Mächtigkeit des Wettersteindolomites dürfte durchschnittlich um 350 m betragen. Wo sie wesentlich darunter bleibt, ist die Reduktion tektonisch bedingt.

Der stratigraphische Umfang des Wettersteindolomites umfaßt das gesamte Ladin, wobei unterste Teile vielleicht auch noch in das Anis hineinreichen.

c) Raibler Schichten

Sie bestehen hauptsächlich aus schwarzen bis schwarzgrauen, sehr feinblättrigen Tonschiefern mit seidigem Glanz auf den Schichtflächen und häufig runzeliger Fältelung. Oft findet man in den Tonschiefern Pyrit vor. Dazu kommen noch häufig Sphärocodienkalke und Sandsteine.

Eine weitere Varietät der Raibler Schichten sind weiße bis hellgraue, rostbraun bis gelblich anwitternde feinschichtige Quarzitschiefer mit Serizitbelag auf den Schichtflächen.

Oft sind zwischen den Tonschiefern mehr oder weniger mächtige linsenförmige Dolomitbänke zwischengeschaltet, die nicht horizontalbeständig sind.

Die Metamorphose ist gering und dürfte sich auf die Bildung von Serizit auf den Schichtflächen beschränkt haben.

Nur lokal, wie z.B. an der Schneiderwand, bedingte eine stärkere Metamorphose die Bildung von Biotiten. Morphologisch fällt der Raibler Horizont durch die Ausbildung von Terrassen und Verebnungen auf.

d) Hauptdolomit

Der Hauptdolomit ist nicht ganz einheitlich ausgebildet.

Der Haupttypus ist ein dunkelgrauer, lichtgrau oder dunkelgrau anwitternder Dolomit, der beim Zerschlagen oft einen starken bituminösen Geruch merken läßt. Häufig zeigt der Dolomit hellere, meist grobkörnige Typen und sieht dann dem Wettersteindolomit ähnlich. Der Hauptdolomit zeigt nur örtlich geringe Metamorphoseeinwirkung.

Im allgemeinen ist der Hauptdolomit besser gebankt als der Wettersteindolomit.

II. Tektonik

Die Kalkkögel weisen im Gegensatz zur Saile (Gewölbe) flachen Muldenbau auf.

Die Permotrias der Kalkkögel wird im Westen und Norden von bedeutenden Bewegungsflächen gegen das liegende Kristallin begrenzt. An dieser Bewegungsfläche kam es zu gegenseitiger Verschuppung.

An der Nordseite der Kalkkögel ist die Triassschichtfolge durch eine Bewegungsfläche mit Überschiebungscharakter teilweise verdoppelt. Besonders deutlich tritt diese Verdoppelung an den Raibler Schichten hervor.

Der "Halsbruch" ist kein Bruch. Vielmehr taucht nördlich des Halsl die Trias unter Kristallin ein und dieses ist ihr aufgeschoben.

Zur Geologie der Niederndorfer Mulde und Laubenstein-Mulde.
(Nord-nordöstlich von Kufstein, Tirol)

von Ibrahim Alam El Din

(Innsbruck, 1968)

Untersucht und im Maßstab 1:25 000 neu aufgenommen wurde NE von Kufstein in den Niederndorfer Bergen ein ca. 70 km² großes Gebiet im Bereich der Lechtaldecke zwischen Inntal und dem Talzug Wildbichl-Sachrang.

Als Grundlage für die Neuaufnahme diente das Blatt Kufstein (4984) der geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75 000, aufgenommen von O. AMPFERER in den Jahren 1919-1922, ausgegeben 1925. Es war die Aufgabe gestellt, die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse in diesem Gebiet zu untersuchen und, soweit dies nötig war, gegenüber der alten Aufnahme zu verbessern. Zu berücksichtigen waren auch die quartären Ablagerungen und die Morphologie dieses Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen.

Im großen und ganzen stimmt die Neuaufnahme mit den Ergebnissen O. AMPFERERS gut überein, es ergeben sich auch keine sehr bedeutenden Gegensätze zur Neubearbeitung des NE anschließenden Laubensteingebietes durch R. FISCHER & S. LANGE (1962).

Die Schichtfolge umfaßt Gesteine des Nor und Rhät in bayerisch-tirolischer Fazies, Jura und Kreidegesteine bis Gosau-Alter. Trias (Hauptdolomit-, Plattenkalk-, Kössener Schichten und Oberrhätikalk) beherrscht vor allem den Norden des Gebiets. Gegenüber der alten Aufnahme waren hier nur geringe Änderungen nötig. Der Plattenkalk W der Oberen Fürstalm wurde als rhätischer Riffkalk erkannt und ausgeschieden. E der Unteren Wiesenalm ist kein Hauptdolomit vorhanden, sondern es grenzen Malmptychenschicht-

II. Tektonik

Die Kalkkögel weisen im Gegensatz zur Saile (Gewölbe) flachen Muldenbau auf.

Die Permotrias der Kalkkögel wird im Westen und Norden von bedeutenden Bewegungsflächen gegen das liegende Kristallin begrenzt. An dieser Bewegungsfläche kam es zu gegenseitiger Verschuppung.

An der Nordseite der Kalkkögel ist die Triassschichtfolge durch eine Bewegungsfläche mit Überschiebungscharakter teilweise verdoppelt. Besonders deutlich tritt diese Verdoppelung an den Raibler Schichten hervor.

Der "Halsbruch" ist kein Bruch. Vielmehr taucht nördlich des Halsl die Trias unter Kristallin ein und dieses ist ihr aufgeschoben.

Zur Geologie der Niederndorfer Mulde und Laubenstein-Mulde.
(Nord-nordöstlich von Kufstein, Tirol)

von Ibrahim Alam El Din

(Innsbruck, 1968)

Untersucht und im Maßstab 1:25 000 neu aufgenommen wurde NE von Kufstein in den Niederndorfer Bergen ein ca. 70 km² großes Gebiet im Bereich der Lechtaldecke zwischen Inntal und dem Talzug Wildbichl-Sachrang.

Als Grundlage für die Neuaufnahme diente das Blatt Kufstein (4984) der geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75 000, aufgenommen von O. AMPFERER in den Jahren 1919-1922, ausgegeben 1925. Es war die Aufgabe gestellt, die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse in diesem Gebiet zu untersuchen und, soweit dies nötig war, gegenüber der alten Aufnahme zu verbessern. Zu berücksichtigen waren auch die quartären Ablagerungen und die Morphologie dieses Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen.

Im großen und ganzen stimmt die Neuaufnahme mit den Ergebnissen O. AMPFERERS gut überein, es ergeben sich auch keine sehr bedeutenden Gegensätze zur Neubearbeitung des NE anschließenden Laubensteingebietes durch R. FISCHER & S. LANGE (1962).

Die Schichtfolge umfaßt Gesteine des Nor und Rhät in bayerisch-tirolischer Fazies, Jura und Kreidegesteine bis Gosau-Alter. Trias (Hauptdolomit-, Plattenkalk-, Kössener Schichten und Oberrhätikalk) beherrscht vor allem den Norden des Gebiets. Gegenüber der alten Aufnahme waren hier nur geringe Änderungen nötig. Der Plattenkalk W der Oberen Fürstalm wurde als rhätischer Riffkalk erkannt und ausgeschieden. E der Unteren Wiesenalm ist kein Hauptdolomit vorhanden, sondern es grenzen Malmptychenschicht-

ten und Neokom direkt an Riffkalk der südlichen Laubensteinmulde. Durch diese Änderung ist eine wesentlich bessere Übereinstimmung mit der Karte von R. FISCHER & S. LANGE (1963) gegeben. Der Kern der Klausenbergmulde besteht nicht aus Riffkalk, sondern aus Fleckenmergeln, in deren Liegenden der bei O. AMPFERER (1925) eingetragene rote Liaskalk aber fehlt.

Die Kössener Schichten sind, mit Ausnahme der an der Straße von Sebi nach Wildbichl, S vom Kreuz 748 m, im Oberrhätalk eingeschuppten Tonschiefer, rein kalkig entwickelt.

Der Hauptdolomit enthält bei Mühlgraben kalkige Zwischenlagen. Jurassische Gesteine, vor allem Lias, haben ihr Hauptverbreitungsgebiet im niedrigen südlichen Teil des Kartierungsraumes. Von O. AMPFERER (1925) wurden hier nur bunter Liaskalk, Kieselkalk und Aptychenkalk unterschieden. In der Neuaufnahme konnten noch Radiolarite des Dogger ausgegliedert werden. Außerdem wurde ein kleines Vorkommen von Lias-Crinoidenkalk entdeckt.

Östlich Otten und westlich des Gasthofes Klausen mußte der bei O. AMPFERER (1925) ausgeschiedene bunte Lias gestrichen werden, während bei Ank und oberhalb der Altkaser Alm neue Vorkommen davon gefunden wurden.

Im Gegensatz zu R. FISCHER & S. LANGE (1963), die in ihrem Teil der Laubensteinmulde keine Fleckenmergel abgliedern, konnte W der Staatsgrenze deren Vorhandensein sicher beobachtet werden.

Kreideablagerungen beschränken sich, von einer Neokomscholle NW des Gasthofes Klausen abgesehen, ganz auf den südlichsten Abschnitt des Gebietes bei Sebi und Niederndorf. Vorhanden sind fossilreiche Neokomptychenschichten, kalkiges und mergeliges Cenoman, wobei das kalkige Cenoman des Höhenberges bei Niederndorf Konglomerathorizonte enthält, und schließlich noch bei Sebi kalkige Gosau, ebenfalls mit Konglomeraten. Die Gliederung von kalkigem und mergeligem Cenoman war in der alten Aufnahme noch nicht durchgeführt.

Das Streichen der Gesteinszüge ist überwiegend WSW-ENE gerichtet, die Schichten fallen größtenteils nach SSE, an einigen Stellen auch nach NNW ein. Abweichend von der allgemeinen Richtung streicht der Hauptdolomit bei Mühlgraben SSW-NNE, er fällt hier nach E ein. Der tektonische Bau des Arbeitsgebietes ist durch die Niederndorfer Mulde gekennzeichnet, die nach E in Richtung Kössen weiterstreicht, und deren westliche Fortsetzung, aller Wahrscheinlichkeit nach, in der Mulde von Oberaudorf zu suchen ist.

Der mächtige Hauptdolomitzug des Kranzhornes und Spitzsteins bildet den südfallenden Nordflügel der Niederndorfer Mulde, während der Südflügel nur noch in geringen Resten, Riffkalk mit eingeschuppten Kössener Schichten am Ausgang des Ritzgrabens, vorhanden ist.

Den Muldenkern bauen jurassische und kretazische Gesteine auf. Entsprechend dem Absinken der Muldenachse nach SW sind auch die jüngsten Gesteine im äußersten SW des Gebietes bei Niederndorf und Sebi zu finden. Eine WSW-ENE streichende Schwelle von Haupt-

dolomit und Oberrhätalkalk teilt die Niederndorfer Mulde in zwei ungleiche Teile. Die Schwelle sinkt jedoch schon W der Hirschlacke wieder unter die Kieselkalke der Muldenfüllung ab und kommt von da an nur noch mit zwei inselförmigen Aufragungen bei Ank und Wildbühel an die Oberfläche.

Im äußeren NE hat das Arbeitsgebiet noch Anteil am tektonisch kompliziert gebauten System der Laubensteinmulde. Der Hauptdolomit, der den Nordflügel der Niederndorfer Mulde bildet, ist zugleich auch Südflügel der Laubensteinmulde am Klausnerberg. Die Tektonik wird durch meist allerdings wenig bedeutende mehr N-S streichende Störungen kompliziert, die aber, infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse, nicht genauer faßbar sind.

Die Grenze Grauwackenzzone-Kalkalpen in der Umgebung von Leogang (Salzburg)

von Panagiotis Proedrou

(Innsbruck, 1968)

Die tieferen Gebirgshänge beiderseits des Leoganger Baches sind einer neuen geologischen Untersuchung unterlegen. Auf dem Abschnitt südlich des Leoganger Tales liegen die Gesteine der Nördlichen Grauwackenzzone. Darüber folgen die permotriadischen Schichten der Nördlichen Kalkalpen, die nördlich des Tales allein herrschen. Der Kontakt beider Formationen ist rein tektonisch. Graue und schwarze Grauwackenschiefer (Sandstein- und Tonschiefer) mit eingelagerten mächtigen Dolomitlinsen und -linsen bauen hauptsächlich die paläozoische Serie auf. Dazu treten im Schiefer primär eingeschaltete Diabaslinien auf. Conodontenfunde an der Basis der Dolomite ergeben ein mittel-obersilurisches Alter. Die oberen Teile gehen sicher ins Untere Devon über. Die Grauwackenschiefer als Liegende dieser Dolomite werden älter als Mittelsilur eingestuft. Die Diabase dürften später oder mindestens gleichzeitig mit den Schiefen gebildet sein. An einer Überschiebungsfläche von hellem ordovizischem Grauwackenschiefer und dem aufgelagerten Dolomit hat eine sulfidische Vererzung stattgefunden. Besonders stark vererzt sind die Dolomite. In Nöckelberg und Vogelhalten ist die Vererzung hauptsächlich Ni-Co-führend, im Schwarzleotal bleibt Pb-Cu führend. Der Siderit, auch wahrscheinlich der Magnesit, sind ebenfalls damals entstanden. Der Siderit kann teilweise auch paläozoisch sein. Sideritgerölle in der Transgressionsbreccie sprechen dafür. Selbst die Dolomite sind Fe-haltig (Ankerit-Mesitin). Ob die Überschiebung und damit auch die Vererzung variszisch oder alpidisch ist, läßt sich nicht mit Sicherheit nachweisen. Jüngere Störungen haben die Lagerstätten zerstückelt. Über die paläozoischen Schichten folgt die Transgressionsbreccie (Dolomit- und Schieferbreccie). Die Grenze ist stark gestört,

dolomit und Oberrhätalkalk teilt die Niederndorfer Mulde in zwei ungleiche Teile. Die Schwelle sinkt jedoch schon W der Hirschlacke wieder unter die Kieselkalke der Muldenfüllung ab und kommt von da an nur noch mit zwei inselförmigen Aufragungen bei Ank und Wildbühel an die Oberfläche.

Im äußeren NE hat das Arbeitsgebiet noch Anteil am tektonisch kompliziert gebauten System der Laubensteinmulde. Der Hauptdolomit, der den Nordflügel der Niederndorfer Mulde bildet, ist zugleich auch Südflügel der Laubensteinmulde am Klausnerberg. Die Tektonik wird durch meist allerdings wenig bedeutende mehr N-S streichende Störungen kompliziert, die aber, infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse, nicht genauer faßbar sind.

Die Grenze Grauwackenzone-Kalkalpen in der Umgebung von Leogang (Salzburg)

von Panagiotis Proedrou

(Innsbruck, 1968)

Die tieferen Gebirgshänge beiderseits des Leoganger Baches sind einer neuen geologischen Untersuchung unterlegen. Auf dem Abschnitt südlich des Leoganger Tales liegen die Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone. Darüber folgen die permotriadischen Schichten der Nördlichen Kalkalpen, die nördlich des Tales allein herrschen. Der Kontakt beider Formationen ist rein tektonisch. Graue und schwarze Grauwackenschiefer (Sandstein- und Tonschiefer) mit eingelagerten mächtigen Dolomitlinsen und -linsen bauen hauptsächlich die paläozoische Serie auf. Dazu treten im Schiefer primär eingeschaltete Diabaslinien auf. Conodontenfunde an der Basis der Dolomite ergeben ein mittel-obersilurisches Alter. Die oberen Teile gehen sicher ins Untere Devon über. Die Grauwackenschiefer als Liegende dieser Dolomite werden älter als Mittelsilur eingestuft. Die Diabase dürften später oder mindestens gleichzeitig mit den Schiefen gebildet sein. An einer Überschiebungsfläche von hellem ordovizischem Grauwackenschiefer und dem aufgelagerten Dolomit hat eine sulfidische Vererzung stattgefunden. Besonders stark vererzt sind die Dolomite. In Nöckelberg und Vogelhalten ist die Vererzung hauptsächlich Ni-Co-führend, im Schwarzleotal bleibt Pb-Cu führend. Der Siderit, auch wahrscheinlich der Magnesit, sind ebenfalls damals entstanden. Der Siderit kann teilweise auch paläozoisch sein. Sideritgerölle in der Transgressionsbreccie sprechen dafür. Selbst die Dolomite sind Fe-haltig (Ankerit-Mesitin). Ob die Überschiebung und damit auch die Vererzung variszisch oder alpidisch ist, läßt sich nicht mit Sicherheit nachweisen. Jüngere Störungen haben die Lagerstätten zerstückelt. Über die paläozoischen Schichten folgt die Transgressionsbreccie (Dolomit- und Schieferbreccie). Die Grenze ist stark gestört,

der Transgressionsverband ist aber wahrscheinlich an einigen Stellen erhalten geblieben. Über der Breccie liegt der Buntsandstein. Die untere Hälfte ist durch die reichlich auftretenden Magnesitkonkretionen charakteristisch, deren Bildung in einer salinaren Fazies erfolgt ist. Darüber folgen der Gutensteiner Kalk und der Ramsau-Dolomit, deren Grenze durch eine Mylonitzone ausgezeichnet ist.

Die alpidische Tektonik hat jedenfalls vielerorts diese normale Schichtfolge gestört. Der untere Buntsandstein (unteres Skyth) ist über oberskythisch-anisische Schichten überschoben worden. Der obere Buntsandstein und Gutensteiner Kalk (Oberskyth-Anis) kommen in einem breiten Fenster unter jüngeren Schichten zum Vorschein.

Die Grenzen von Grauwackenzone und Kalkalpen sind steil gestellt und verschuppt. Permotriadische Breccie und Buntsandstein werden von Grauwackenschiefer überlagert. Grauwackenschieferschuppen sind oft in die Breccie eingeschaltet, und umgekehrt Breccie und Buntsandstein in den Grauwackenschiefer.

Ein allgemeines E-W-Streichen ist sowohl für die Gesteine der Grauwackenzone, als auch für die permotriadischen Gesteine durchaus charakteristisch. Den tektonischen Faltenbau des Arbeitsgebietes bestimmen E-W-, daneben weniger auftretende N-S-streichende Strukturen. In Kleinfaltung ist oft eine Überprägung beider Richtungen beobachtet worden.

Diese Strukturen lassen einen gegen Norden und einen gegen Westen gerichteten Schub erkennen. Eine zeitliche Trennung zwischen diesen kann nicht durchgeführt werden, es muß vielmehr ein zeitliches Zusammenwirken beider Bewegungen angenommen werden. Nach A. TOLLMANN (1961) sind alle diese Strukturen Ergebnis des N-Schubes.

Geologie des Gebietes Schwendt-Gasteig-Unterberghorn (Kaisergebirge-Ost; Tirol)

von Iradj Khaze
(Innsbruck, 1968)

Die Schichtfolge des Aufnahmegebietes reicht mit einzelnen Schichtlücken in Jura und Kreide von der Mitteltrias bis zum Alttertiär (Oligozän).

Am Ostende des Niederkaiser setzen sich die anisich-ladinischen Gesteine aus mehreren, zum Teil miteinander verzahnenden Faziestypen zusammen. Gegen Osten entwickeln sich aus diesen verschiedenen Faziestypen in seitlichem Übergang dunkle Kalke vom Typus des Muschelkalkes, welche hier die Mitteltrias bis hinauf zu den Raibler Schichten vertreten. Der Schichtbestand umfaßt Tonschiefer und Mergel, Sandsteine treten nur untergeordnet auf. Die Tonschiefer der Raibler Schichten wurden durch Fossilfunde

der Transgressionsverband ist aber wahrscheinlich an einigen Stellen erhalten geblieben. Über der Breccie liegt der Buntsandstein. Die untere Hälfte ist durch die reichlich auftretenden Magnesitkonkretionen charakteristisch, deren Bildung in einer salinaren Fazies erfolgt ist. Darüber folgen der Gutensteiner Kalk und der Ramsau-Dolomit, deren Grenze durch eine Mylonitzone ausgezeichnet ist.

Die alpidische Tektonik hat jedenfalls vielerorts diese normale Schichtfolge gestört. Der untere Buntsandstein (unteres Skyth) ist über oberskythisch-anisische Schichten überschoben worden. Der obere Buntsandstein und Gutensteiner Kalk (Oberskyth-Anis) kommen in einem breiten Fenster unter jüngeren Schichten zum Vorschein.

Die Grenzen von Grauwackenzone und Kalkalpen sind steil gestellt und verschuppt. Permotriadische Breccie und Buntsandstein werden von Grauwackenschiefer überlagert. Grauwackenschieferschuppen sind oft in die Breccie eingeschaltet, und umgekehrt Breccie und Buntsandstein in den Grauwackenschiefer.

Ein allgemeines E-W-Streichen ist sowohl für die Gesteine der Grauwackenzone, als auch für die permotriadischen Gesteine durchaus charakteristisch. Den tektonischen Faltenbau des Arbeitsgebietes bestimmen E-W-, daneben weniger auftretende N-S-streichende Strukturen. In Kleinfaltung ist oft eine Überprägung beider Richtungen beobachtet worden.

Diese Strukturen lassen einen gegen Norden und einen gegen Westen gerichteten Schub erkennen. Eine zeitliche Trennung zwischen diesen kann nicht durchgeführt werden, es muß vielmehr ein zeitliches Zusammenwirken beider Bewegungen angenommen werden. Nach A. TOLLMANN (1961) sind alle diese Strukturen Ergebnis des N-Schubes.

Geologie des Gebietes Schwendt-Gasteig-Unterberghorn (Kaisergebirge-Ost; Tirol)

von Iradj Khaze
(Innsbruck, 1968)

Die Schichtfolge des Aufnahmegebietes reicht mit einzelnen Schichtlücken in Jura und Kreide von der Mitteltrias bis zum Alttertiär (Oligozän).

Am Ostende des Niederkaiser setzen sich die anisisch-ladinischen Gesteine aus mehreren, zum Teil miteinander verzahnenden Faziestypen zusammen. Gegen Osten entwickeln sich aus diesen verschiedenen Faziestypen in seitlichem Übergang dunkle Kalke vom Typus des Muschelkalkes, welche hier die Mitteltrias bis hinauf zu den Raibler Schichten vertreten. Der Schichtbestand umfaßt Tonschiefer und Mergel, Sandsteine treten nur untergeordnet auf. Die Tonschiefer der Raibler Schichten wurden durch Fossilfunde

paläontologisch belegt.

Für die Jura-Neokomfolge von Schwendt konnte die stratigraphische Gliederung von K. JAKSCH bestätigt werden. Die alttertiären Schichten wurden in Grundbreccien, Nummulitenbreccien, Sandsteine und Mergel geschieden. Die jüngeren Angerbergkonglomerate liegen mit einer Schichtlücke übergreifend auf den älteren Tertiärschichten und beginnen stellenweise mit groben Breccien.

Der tektonische Bau des Aufnahmegebietes ist wenig kompliziert. Die Schichten sind flach bis mittelsteil gegen Norden geneigt und tauchen unter die Kössener Tertiärmulde ein. Tektonische Störungen machen sich nur im westlichen und südlichen Teil bemerkbar. Es herrschen N-R gerichtete Brüche weitaus vor, die zum Teil durch Querbrüche verspringen. Im nordwestlichen Abschnitt werden die Jura-Neokomschichten von diesen N-S Brüchen begrenzt.

Durch den Einschub der Kaisergebirgsdecke bewirkt, sind westlich des Kohltentalbruches die Jura-Neokomschichten tektonisch zu größerer Mächtigkeit angeschoppt.

Sedimentologische Untersuchungen im Hauptdolomit der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol

von Wolfgang-Ulrich Müller-Jungbluth

(Innsbruck, 1968)

1.
Die Bestandsaufnahme der sedimentologischen Daten (vgl. Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen) des ALPINEN HAUPTDOLOMITS der östlichen Lechtaler Alpen führte zur Einteilung in verschiedene Karbonatgesteinstypen (nach Grundmasse, Komponenten und Gefüge gekennzeichnet).

1.1.
Es sind I. die Gruppen der kristallbestimmten Dolomitgesteine: äqui- und inäquigranular eintönig, als ungeschichtete, indifferent geschichtete bis rhythmisch feingeschichtete und laminierte Gesteine; II. die Gruppen der komponenten- und gefügebestimmten Dolomitgesteine (vielfach dolomitisierte Kalkgesteine), die laut TAB. I durch (1) Klaste, (2) Rundkörperchen, (3) Biogene und (4) Algen-Stromatolithformen charakterisiert sind; III. die Gruppen mit Sonderausbildungen wie (1) Bituminöser Hauptdolomit, (2) "Kreide"-bildungen und (3) Tonschiefer einschaltungen.

1.2. Diese Charakteristika entsprechen Faziestypen, die das jeweilige Milieu und den jeweiligen Ablagerungsraum anzeigen. Die Gruppe I repräsentiert hauptsächlich den Bereich des Supratidals mit "nahezu gleichzeitiger" Dolomitbildung. Die Gruppe II enthält Vertreter des Supra- bis Subtidals, die in Wechsellagerung miteinander und mit den Gruppen I und III stehen. III kann ausschließlich subtidalen Bereichen zugeord-

paläontologisch belegt.

Für die Jura-Neokomfolge von Schwendt konnte die stratigraphische Gliederung von K. JAKSCH bestätigt werden. Die alttertiären Schichten wurden in Grundbreccien, Nummulitenbreccien, Sandsteine und Mergel geschieden. Die jüngeren Angerbergkonglomerate liegen mit einer Schichtlücke übergreifend auf den älteren Tertiärschichten und beginnen stellenweise mit groben Breccien.

Der tektonische Bau des Aufnahmegebietes ist wenig kompliziert. Die Schichten sind flach bis mittelsteil gegen Norden geneigt und tauchen unter die Kössener Tertiärmulde ein. Tektonische Störungen machen sich nur im westlichen und südlichen Teil bemerkbar. Es herrschen N-R gerichtete Brüche weitaus vor, die zum Teil durch Querbrüche verspringen. Im nordwestlichen Abschnitt werden die Jura-Neokomschichten von diesen N-S Brüchen begrenzt.

Durch den Einschub der Kaisergebirgsdecke bewirkt, sind westlich des Kohltentalbruches die Jura-Neokomschichten tektonisch zu größerer Mächtigkeit angeschoppt.

Sedimentologische Untersuchungen im Hauptdolomit der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol

von Wolfgang-Ulrich Müller-Jungbluth

(Innsbruck, 1968)

1.
Die Bestandsaufnahme der sedimentologischen Daten (vgl. Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen) des ALPINEN HAUPTDOLOMITES der östlichen Lechtaler Alpen führte zur Einteilung in verschiedene Karbonatgesteinstypen (nach Grundmasse, Komponenten und Gefüge gekennzeichnet).

1.1.
Es sind I. die Gruppen der kristallbestimmten Dolomitgesteine: äqui- und inäquigranular eintönig, als ungeschichtete, indifferent geschichtete bis rhythmisch feingeschichtete und laminierte Gesteine; II. die Gruppen der komponenten- und gefügebestimmten Dolomitgesteine (vielfach dolomitisierte Kalkgesteine), die laut TAB. I durch (1) Klaste, (2) Rundkörperchen, (3) Biogene und (4) Algen-Stromatolithformen charakterisiert sind; III. die Gruppen mit Sonderausbildungen wie (1) Bituminöser Hauptdolomit, (2) "Kreide"-bildungen und (3) Tonschiefer einschaltungen.

1.2. Diese Charakteristika entsprechen Faziestypen, die das jeweilige Milieu und den jeweiligen Ablagerungsraum anzeigen. Die Gruppe I repräsentiert hauptsächlich den Bereich des Supratidals mit "nahezu gleichzeitiger" Dolomitbildung. Die Gruppe II enthält Vertreter des Supra- bis Subtidals, die in Wechsellagerung miteinander und mit den Gruppen I und III stehen. III kann ausschließlich subtidalen Bereichen zugeord-

net werden.

1.3. Der häufige Wechsel der Faziesbereiche von Supra- bis Subtidal innerhalb der Profile spiegelt das Wandern der Fazies in der Horizontalen wider (WALTHERSche Regel, 1894), das hauptsächlich den Schwankungen eines flachen, randlichen Gezeitenmeeres zugesprochen werden kann (s. die unausbleiblichen Resedimenthorizonte an der Basis der Sedimentationseinheiten). Größere Veränderungen in der Horizontalen im Ausmaß von Trans- und Regressionen veranlaßte A. BOSELLINI (1967a) zur Ausscheidung von Zyklen im "Dolomia Principale".

Auf die große Mächtigkeit des Hauptdolomits übertragen entsprechen die Trans- und Regressionen einem abwechselnd stärkeren und schwächeren bzw. völlig aussetzenden, stetigen Absinken des Sedimentationsraumes.

2.

Die Anordnung (nach augenscheinlicher Häufigkeit) der verschiedenen Typen in Verbindung mit anderen Charakteristiken (Biogenen, Tonschiefern, Bitumen) ermöglichte die lithostratigraphische Gliederung des Alpenen Hauptdolomits in: Unteren (UHD), Mittleren (MHD), Bituminösen (BITHD) und Oberen Hauptdolomit (OHD).

2.1.

Der Untere Hauptdolomit ist eine dunkel- bis gelbbraun anwitternde, "zuckerkörnige", mehr oder minder bituminöse, dünnebankte Dolomitgesteinsfolge. Der Wechsel zwischen feinkristallinem, gut sortiertem Doloaphanit und ursprünglich pelletoidem, schlecht sortiertem Aphanit fast ohne Fossilien (nur wenige Foraminiferen und/oder Ostracoden) bildet die auffallend gleichförmige, rhythmisch und laminiert feingeschichtete Abfolge.

Die statistische Verteilung der drei verschiedenen Faziestypen ergibt vom Liegenden zum Hangenden folgendes Bild:

Die vornehmlich im Subtidal entstandenen Raibler Schichten werden im Unteren Hauptdolomit auf ein weit ausgedehntes, gleichförmiges Supratidal nivelliert.

2.2.

Die Monotonie des Unteren Hauptdolomits wird durch Einschaltungen von "Biogenbereichen" unterbrochen, die den Abschnitt des Mittleren Hauptdolomits einleiten. Die monotone Feinschichtung hält an, während der Bitumengehalt und die Kristallgrößen ("Zuckerkörnigkeit") abnehmen. Es herrscht ± gleichmäßige mittlere Bankung vor. Häufigere Fazieswechsel sind kennzeichnend. Der Mittlere Hauptdolomit beginnt mit den Gezeitenschwankungen konformlaufender Fazieswanderungen, die von kleineren Trans- und Regressionen begleitet werden.

2.3.

Der auffallend feingeschichtete Bituminöse Hauptdolomit ist eine rein subtidale Einschaltung (mit Gastropoden, Echiniden, Fischresten, Pflanzenresten und Hornsteinausscheidungen), die die gleichgeartete Abfolge des Mittleren und Oberen Hauptdolomits voneinander trennt.

2.4.
Der Obere Hauptdolomit zeigt die gleichen Merkmale wie der Mittlere, doch deutlicher ausgeprägt. Hierher gehören Bänke mit Großonkoiden, zahlreichen und mächtigen Algen-Stromatolithen, "Messerstich"-Bildungen, kräftigen Megalodontiden und wiederholt zwischengeschalteten Aufarbeitungshorizonten. Es wirken sich demnach die Milieuschwankungen wesentlich stärker aus als im noch ziemlich einförmigen Mittleren Hauptdolomit.

2.5.
Der Trend zu Bedingungen, die zur Bildung der rein subtidalen Kössener Schichten führten, wird bereits durch das PLATTENKALK-NIVEAU des Oberen Hauptdolomits angezeigt. Tonschiefer Einschaltungen und Biogenanteile nehmen zu, der Magnesiumgehalt und die Menge und Größe der Algen-Stromatolithe nehmen ab.

3.
Die in dieser Arbeit durchgeführten Grenzziehungen beruhen auf lithologischen, nicht auf stratigraphischen und fossilbelegten Merkmalen und Daten.

3.1
Mit der hangendsten Tonschiefer Einschaltung innerhalb des "Fss-Rhythmits" enden die Raibler Schichten. Über dem Unteren Hauptdolomit setzt mit dem ersten auffallenden "Biogenbereich" (Megalodontiden) der Mittlere Hauptdolomit ein. Der Bituminöse Hauptdolomit läßt sich durch das plötzliche Einsetzen und Ausbleiben eines stärkeren Bitumengehaltes scharf abgrenzen. Der Obere Hauptdolomit (mit Plattenkalk-Niveau) schließt mit der ersten mächtigeren (30 cm) Tonschiefer Einschaltung ab, die dann schon zu den Kössener Schichten überleitet.

Da die sedimentologischen Daten keinen Hiatus zwischen dem Oberen Hauptdolomit und dem sog. "Plattenkalk" anzeigen, und letzterer nur in einem relativ eng begrenzten Bereich Oberbayerns (z.B. Umgebung Walchsee) entwickelt ist, sollte man die hangendsten Teile des Oberen Hauptdolomits nicht als eigene Einheit ausscheiden, sondern lediglich von einem Plattenkalk-Niveau sprechen.

Zur Geologie der Grauwackenzone zwischen Aschau und dem Rettenstein (Kitzbühler Alpen)

von Nazar Al-Hasani
(Innsbruck, 1969)

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Kitzbühler Alpen (Nördliche Grauwackenzone) und umfaßt annähernd das Gebiet der Oberen und Unteren Grundache zwischen Aschau im Norden und dem Großen Rettenstein im Süden. Es ist ein relativ sanftes Bergland, in das sich zahlreiche, zum Teil recht steile Gräben ein-

2.4.
Der Obere Hauptdolomit zeigt die gleichen Merkmale wie der Mittlere, doch deutlicher ausgeprägt. Hierher gehören Bänke mit Großonkoiden, zahlreichen und mächtigen Algen-Stromatolithen, "Messerstich"-Bildungen, kräftigen Megalodontiden und wiederholt zwischengeschalteten Aufarbeitungshorizonten. Es wirken sich demnach die Milieuschwankungen wesentlich stärker aus als im noch ziemlich einförmigen Mittleren Hauptdolomit.

2.5.
Der Trend zu Bedingungen, die zur Bildung der rein subtidalen Kössener Schichten führten, wird bereits durch das PLATTENKALK-NIVEAU des Oberen Hauptdolomits angezeigt. Tonschiefer Einschaltungen und Biogenanteile nehmen zu, der Magnesiumgehalt und die Menge und Größe der Algen-Stromatolithe nehmen ab.

3.
Die in dieser Arbeit durchgeführten Grenzziehungen beruhen auf lithologischen, nicht auf stratigraphischen und fossilbelegten Merkmalen und Daten.

3.1
Mit der hangendsten Tonschiefer Einschaltung innerhalb des "Fss-Rhythmits" enden die Raibler Schichten. Über dem Unteren Hauptdolomit setzt mit dem ersten auffallenden "Biogenbereich" (Megalodontiden) der Mittlere Hauptdolomit ein. Der Bituminöse Hauptdolomit läßt sich durch das plötzliche Einsetzen und Ausbleiben eines stärkeren Bitumengehaltes scharf abgrenzen. Der Obere Hauptdolomit (mit Plattenkalk-Niveau) schließt mit der ersten mächtigeren (30 cm) Tonschiefer Einschaltung ab, die dann schon zu den Kössener Schichten überleitet.

Da die sedimentologischen Daten keinen Hiatus zwischen dem Oberen Hauptdolomit und dem sog. "Plattenkalk" anzeigen, und letzterer nur in einem relativ eng begrenzten Bereich Oberbayerns (z.B. Umgebung Walchsee) entwickelt ist, sollte man die hangendsten Teile des Oberen Hauptdolomits nicht als eigene Einheit ausscheiden, sondern lediglich von einem Plattenkalk-Niveau sprechen.

Zur Geologie der Grauwackenzone zwischen Aschau und dem Rettenstein (Kitzbühler Alpen)

von Nazar Al-Hasani
(Innsbruck, 1969)

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Kitzbühler Alpen (Nördliche Grauwackenzone) und umfaßt annähernd das Gebiet der Oberen und Unteren Grundache zwischen Aschau im Norden und dem Großen Rettenstein im Süden. Es ist ein relativ sanftes Bergland, in das sich zahlreiche, zum Teil recht steile Gräben ein-

geschnitten haben, und aus dem als markantestes morphologisches Element der Große Rettenstein (2363 m) weithin sichtbar herausragt. Von besonderem Interesse sind die alten Landoberflächen und Flächenreste; letztere in insgesamt vier verschiedenen Niveaus.

Der Gesteinsbestand des Arbeitsgebietes läßt sich in drei Hauptgruppen aufgliedern: 1. Quarzphyllit (mit einzelnen Grüngesteins- und Karbonatgesteinseinschaltungen); 2. Grauwackengesteine (Wildschönauer Schiefer mit verschiedenen vulkanischen und geringmächtigen Karbonatgesteinseinschaltungen); 3. (mächtige) Karbonatgesteine (die in dieser Arbeit mit Hilfe conodonten-stratigraphischer Untersuchungen zum Teil neu eingestuft und gegliedert werden konnten).

Der Quarzphyllit ("Innsbrucker Quarzphyllit) ist die (tektonisch und sicher auch stratigraphisch) tiefste, eindeutig präordovizische Einheit des Untersuchungsgebietes. Sein Auftreten ist auf den Süden des Kartenareales beschränkt. Es handelt sich um meist hellgraue (stellenweise auch dunkelgraue, auch grünlich- bis bräunlichgraue phyllitische Schiefer, die gelegentlich sandig verunreinigt (quarzitisch) sind. In die Tonschiefer sind an mehreren Stellen Grüngesteins- und untergeordnet auch Karbonatgesteinskörper eingeschaltet. Letztere ließen sich aufgrund des Fehlens von (Leit-)fossilien (Conodonten) altersmäßig nicht einstufen. Die Grenze zu den stratigraphisch höheren Wildschönauer Schiefer ist tektonisch (eine Überschiebungsbahn). Beide Gesteine können im engeren Grenzbereich einander sehr ähnlich werden. Für die Abtrennung der beiden Gesteinsserien eignen sich die die Grenze begleitenden Grüngesteinskörper aufgrund ihrer mineralfaziellen Unterschiede besonders gut.

Rein lithologisch lassen sich die Wildschönauer Schiefer in einen mächtigen Liegendkomplex (Ordovizium) und einen geringmächtigen Hangendkomplex (Silur) untergliedern. Die tieferen Wildschönauer Schiefer (etwa 700-800 m) sind eine im allgemeinen recht monotone Serie von zum Teil sandigen, meist hellgrauen, auch grünlich- bis bräunlichgrauen oder dunkelgrauen Tonschiefern oder Serizit-Tonschiefern bis -Phylliten, in die einzelne, zum Teil über 20 m mächtige quarzitische Lagen eingeschaltet sind. Die höheren Wildschönauer Schiefer sind sehr geringmächtig (durchwegs unter 10 m). Sie sind auffallend ärmer an sandigen Einschaltungen; charakteristisch ist die oft mit einer starken Pigmentierung (? Kohlenstoff) Hand in Hand gehende Kieselsäurebildung (zum Teil richtiggehende Kieselschiefer).

In den Wildschönauer Schiefer steckt eine ganze Reihe von sauren und basischen Vulkanitkörpern. Die sauren sind meist sog. Porphyroidschiefer, Abkömmlinge Quarzporphyrischer Laven, zum Teil auch Porphyroidtuffe bzw. -tuffite. Untergeordnet kommen auch massige Porphyroide vor. Die basischen Vulkanite bilden verschiedene Grüngesteinstypen, die von richtigen Albitdiabasen über Hornblende-Chloritschiefer zu reinen Chloritschiefern überleiten. Zu den Grüngesteinen des Quarzphyllits ergibt sich ein deutlicher Unterschied, da diese weitaus überwiegend in Prasinifazies vorliegen.

Neu für die Nördliche Grauwackenzone ist eine hochordovizische bis tiefsilurische Feinkonglomerat-, Arkosen- und Subgrauwacken-Serie, die teilweise die Porphyroide vertreten kann.

Das Hauptgewicht dieser Arbeit liegt auf den conodontenstratigraphischen Untersuchungen im Bereich der Spießnägél, wo eine (größtenteils) exakte Neugliederung der Karbonatgesteine gelang. Im Gelände zeichnet sich die Grenze zu den liegenden Wildschönauer Schiefern recht scharf ab, im Mikrobereich ist es ein allmählicher, aber sich rasch vollziehender Übergang. Conodonten sind auf das Gebiet der Spießnägél beschränkt.

Als nächsthöheres Schichtglied treten ca. 30 m mächtige dunkelgraue bis schwarze laminierte Dolomite (höheres Wenlock-tieferes Unter-Ludlow) mit Kiesel-schiefer-einschaltungen auf. Innerhalb der silurischen Karbonatgesteinsserie konnten erstmals 17 m mächtige, hell- bis dunkelgraue Orthocerenkalke in das mittlere bis obere Ludlow eingestuft werden.

Über den Orthocerenkalken, wo diese fehlen über den laminierten Dolomiten, setzen hellere, dickbankige Dolomite ein, von deren Gefüge kaum noch etwas erhalten ist. Ihre Altersstellung ergibt sich nur indirekt (durch die Unterlagerung der laminierten Dolomite oder durch vereinzelt zwischengeschaltete Kalke, die eine Conodontenfauna obersilurischen bis unterdevonischen Alters ergeben haben). In diese Dolomite sind im Bereich der Spießnägél einzelne Magnesitkörner eingeschaltet, deren Alter in den Abschnitt Obersilur/Unterdevon fällt. Für genetische Fragen sind die Magnesit-Dolomitvorkommen nicht geeignet.

Hauptsächlich im Norden des Untersuchungsgebietes tritt eine ganze Reihe von kleineren Karbonatgesteinskörpern auf, die aber aufgrund fehlender (Leit-)fossilien altersmäßig nicht näher eingestuft werden konnten.

Quartäre Ablagerungen sind im Aufnahmegebiet sehr verbreitet: untergeordnet als interglaziale Schotter, in der Hauptsache als würmeiszeitliche Grundmoränen (unsortierte Lockersedimente, die zum Teil schon umgelagert sind). An einigen Stellen konnten Reste von Moränenwällen von Lokalglatschern festgestellt werden. Postglaziale Bildungen treten in Form von ausgedehnten Aufschotterungen (vor allem der Oberen und Unteren Grundache), Schuttfächern (Gehängeschutt) und Bergstürzen auf.

Die komplizierte Tektonik zeigt sich weiter in zahlreichen (jüngeren) Störungen und Verschuppungen, teilweise sogar Überschiebungen mit inverser Schichtfolge. Bevorzugte Störungsrichtungen sind etwa NW-SE, bei kleineren Verwerfungen die sog. "Rettenstein-Linie", eine große Überschiebungsbahn, wo Grauwackengesteine (i.e.S.) auf den Quarzphyllit aufgeschoben sind.

Innerhalb der Wildschönauer Schiefer des Kartierungsbereiches sind allenthalben die Spuren einer älteren Tektonik zu erkennen. Die früher sicher zusammenhängenden Schichtglieder wie Karbonatgesteine, Porphyroide und basische Eruptiva wurden in einzelne Schollen zerlegt, die in die Wildschönauer Schiefer eingefaltet oder eingeschuppt sind.

Geologie des oberen Nonsberges zwischen Fondo und S. Giustina
(Provinz Trient, Italien)

von Konstantin Tsepidis
(Innsbruck, 1969)

Das älteste Gestein im Arbeitsgebiet ist der Quarzporphyr. Nach F. WOLFF (1909) und R. v. KLEBELSBERG (1935) sind mehrere Lava-decken durch Tuffhorizonte voneinander getrennt. Pflanzenreste erlauben den Schluß, daß die Ergüsse terrestrisch waren.

M. MITTEMPERGER (1958) hält den gesamten Bozener Quarzporphyr für ignimbrisch.

Der tiefere Teil des Grödener Sandsteines mit groben körnigen Sandsteinen und Konglomeraten ist ein aufgearbeitetes Produkt des Quarzporphyrs und wurde unter festländischen Bedingungen abgelagert.

Die sandig tonigen, kalkigen und mergeligen Ablagerungen im höheren Teil dürften teilweise unter aquatischem Einfluß entstanden sein.

Mit den Bellerophonschichten fangen die marinen Bildungen an. Der untere Teil besteht aus roten, glimmerhaltigen Tonschiefern und sandigen arenitischen Dolomiten.

Die höheren Schichten sind rauwackenähnliche Dolomite und dunkelgraue Dolomite.

Die darüber folgenden Werfener Schichten (Skyth) bestehen aus plattigen Kalksandsteinen und sandigen Mergeln, aus roten Mergelschiefern, dem Gastropodenoolithhorizont und Zellendolomit.

Der untere Muschelkalk beginnt mit Sandsteinen und buntgefärbten mergeligen Ablagerungen, die nach oben kalkig werden.

Aus feinarenitischen Dolomiten, aus etwas grobkörnigen grauen Dolomiten und dem zuckerkörnigen Schlerndolomit ist das Ladin zusammengesetzt. Die feinarenitischen Dolomite dürften altersmäßig dem oberen Anis angehören.

Die Raibler Schichten sind aus Gesteinen vulkanischen Ursprungs, Augitporphyr und aus schiefrigem rotem, grünem Dolomitmergel und tonigen Dolomiten zusammengesetzt.

Das auffallendste am Hauptdolomit sind die rotgrünen Farbtönungen, und zwar nur dort, wo er von Tithon überlagert wird. Wahrscheinlich ist, daß der Hauptdolomit aufgearbeitet wurde und dadurch das bunte, kristalline Aussehen erhalten hat.

Nach R. LEPSIUS (1878) muß man annehmen, daß das Rhät der Nonsberger Mulde erodiert wurde.

A. FUGANTI & S. MOSNA (1966) nehmen an, daß das Rhät dolomitiert vorhanden ist.

Im Raum Rumo wurden graubraune kompakte, teilweise oolithische Liaskalke beobachtet.

Der Malm besteht aus roten knolligen Kalken des Ammonitico rosso und den hellweißen oder braunen Tithonkalken mit *Terebratula diphya* COLONNA.

Nach der Mikrofauna reicht das Alter des Biancone von Alb bis Turon. Es handelt sich hierbei um hellgraue bis dunkelgraue, hornsteinführende Kalke und Mergel.

Die sandigen Mergel der Scaglia rossa sind senonischen Alters. In der Romallo- und Carnalez-Serie ist die Grenze Kreide und Alttertiär (Dan bis Obereozän) durch die grauen plattigen Kalke markiert.

Das Alttertiär ist aus den sandigen plattigen Kalken in Abwechslung mit roten und grünen Mergeln, aus bunten Mergeln (Scaglia variegata), aus grauen Mergeln (Scaglia grigia), Tuffiten und den Nummuliten- und Lithothamnienkalken zusammengesetzt.

In Rumo und parallel der Judikarienlinie besteht das Alttertiär aus Sandsteinen, Konglomeraten und Marmoren.

Die mikropaläontologischen Untersuchungen haben zu folgenden Ergebnissen geführt:

1. Die bisher für Eozän gehaltenen Mergel von Malgolo gehören der höheren Oberkreide an.
2. Die Tuffite gehören dem Mitteleozän an.
3. Mergel mit *Tritaxia szaboi* HANTKEN sind wahrscheinlich älter als Oligozän.

In der Nonsberger Mulde breiten sich teilweise geschichtete Moränen (fluvioglazial) aus. Unter den Geschieben überwiegen die triadischen Gesteine.

Im Rumotal überwiegen in den Würmmoränen die Kristallinkomponenten.

Die Präwürm-Schotter vom Cleser See sind 30-80 m mächtig.

Die Judikarienlinie ist ein Teil der Periadriatischen Linie. Sie streicht NNE und fällt nach W ein. Der Kontakt Kristallin-Alttertiär nördlich von Baselga spricht für Aufschiebung.

Parallel der Judikarienlinie läuft die Völlaner Störung. Flach- und steilgestellte Schichten, Kniefaltungen und Mylonitzonen sind die wichtigsten Auswirkungen der Störung.

Geologie des Gebietes der Saile bei Innsbruck

von Mohamed Anas Fawaz

(Innsbruck, 1969)

I. Stratigraphie

1) Die altkristalline Unterlage:

Es sind Glimmerschiefer mit Granat und Serizit-Albit.

Der Malm besteht aus roten knolligen Kalken des Ammonitico rosso und den hellweißen oder braunen Tithonkalken mit *Terebratula diphya* COLONNA.

Nach der Mikrofauna reicht das Alter des Biancone von Alb bis Turon. Es handelt sich hierbei um hellgraue bis dunkelgraue, hornsteinführende Kalke und Mergel.

Die sandigen Mergel der Scaglia rossa sind senonischen Alters. In der Romallo- und Carnalez-Serie ist die Grenze Kreide und Alttertiär (Dan bis Obereozän) durch die grauen plattigen Kalke markiert.

Das Alttertiär ist aus den sandigen plattigen Kalken in Abwechslung mit roten und grünen Mergeln, aus bunten Mergeln (Scaglia variegata), aus grauen Mergeln (Scaglia grigia), Tuffiten und den Nummuliten- und Lithothamnienkalken zusammengesetzt.

In Rumo und parallel der Judikarienlinie besteht das Alttertiär aus Sandsteinen, Konglomeraten und Marmoren.

Die mikropaläontologischen Untersuchungen haben zu folgenden Ergebnissen geführt:

1. Die bisher für Eozän gehaltenen Mergel von Malgolo gehören der höheren Oberkreide an.
2. Die Tuffite gehören dem Mitteleozän an.
3. Mergel mit *Tritaxia szaboi* HANTKEN sind wahrscheinlich älter als Oligozän.

In der Nonsberger Mulde breiten sich teilweise geschichtete Moränen (fluvioglazial) aus. Unter den Geschieben überwiegen die triadischen Gesteine.

Im Rumotal überwiegen in den Würmmoränen die Kristallinkomponenten.

Die Präwürm-Schotter vom Cleser See sind 30-80 m mächtig.

Die Judikarienlinie ist ein Teil der Periadriatischen Linie. Sie streicht NNE und fällt nach W ein. Der Kontakt Kristallin-Alttertiär nördlich von Baselga spricht für Aufschiebung.

Parallel der Judikarienlinie läuft die Völlaner Störung. Flach- und steilgestellte Schichten, Kniefaltungen und Mylonitzonen sind die wichtigsten Auswirkungen der Störung.

Geologie des Gebietes der Saile bei Innsbruck

von Mohamed Anas Fawaz

(Innsbruck, 1969)

I. Stratigraphie

1) Die altkristalline Unterlage:

Es sind Glimmerschiefer mit Granat und Serizit-Albit.

- 2) Permoskythische Basalserie ("Verrucano"):
In dieser Serie sind zwei Haupttypen zu unterscheiden. Helle, geröllführende Quarzite und dunkle Quarzkonglomerate. Die Quarzkonglomerate sind stellenweise vererzt.
- 3) Die Trias:
- a) Skyth: Buntsandstein
 - b) Anis: dunkle Kalke und Dolomite
 - c) Ladin: Partnachsichten, pyritführende Mergelschiefer, dann Wettersteindolomit; er ist lichtgrau und zuckerkörnig
 - d) Karn: Raibler Schichten; sie bestehen hauptsächlich aus schwarzem, dünntafeligem Pyritschiefer, dunkelgrauem, rostigem Schiefer, metallisch anlaufendem Tonschiefer, feinkörnigem grauem Quarzsandstein und Oolithbänken
 - e) Hauptdolomit; ein dickbankiges, deutlich geschichtetes Gestein, beim Anschlagen bituminös riechend, als Normaltypus kann ein graues, zuckerkörniges Gestein gelten.

II. Tektonik

Im Gegensatz zu den Kalkkögeln, die eine flach muldenförmige Lagerung zeigen, ist die Saile kuppig und weist eine deutliche Wölbung auf. Die Pfriemeswand ist vom Gipfelaufbau der Saile durch eine NS-Störung getrennt. Auf der Westseite der Saile deuten die parallel gelegenen Dolinenreihen und die dunklere Färbung der Partnachsichten auch auf eine NS streichende Störung.

Auf der Nordwestseite des Halsl werden triadische Gesteine von mylonitischem Altkristallin tektonisch überlagert. Von einem "Halsl-Bruch" im alten Sinne ist nichts zu beobachten. Vielmehr handelt es sich um eine Blattverschiebung, wobei der Westteil (Schneiderwand-Kalkkögel) gegenüber dem Ostteil (Saile) gegen NW vorbewegt worden ist.

Geologie der Umgebung des Spielberghornes
(Nördliche Grauwackenzone, Tirol - Salzburg)

von Anastasios Mavridis

(Innsbruck, 1969)

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden Grauwacken wurden in eine liegende Wilschönauer Schiefer- und eine hangende Karbonatgesteinsserie gegliedert. Die Serie der Wilschönauer Schiefer besteht hauptsächlich aus anchimetamorphen Sediment-, und zurücktretend aus Eruptivgesteinen. Den Hauptanteil der Sedimentgesteine der Liegendserie bilden hell- bis dunkelgraue Tonschiefer, in denen geringmächtige Lagen von Subgrauwacken⁺, Kalk- und

⁺"Subgrauwacke" nach der Klassifikation von G.H. HUCKENHOLZ (1963)

- 2) Permoskythische Basalserie ("Verrucano"):
In dieser Serie sind zwei Haupttypen zu unterscheiden. Helle, geröllführende Quarzite und dunkle Quarzkonglomerate. Die Quarzkonglomerate sind stellenweise vererzt.
- 3) Die Trias:
- a) Skyth: Buntsandstein
 - b) Anis: dunkle Kalke und Dolomite
 - c) Ladin: Partnachsichten, pyritführende Mergelschiefer, dann Wettersteindolomit; er ist lichtgrau und zuckerkörnig
 - d) Karn: Raibler Schichten; sie bestehen hauptsächlich aus schwarzem, dünntafeligem Pyritschiefer, dunkelgrauem, rostigem Schiefer, metallisch anlaufendem Tonschiefer, feinkörnigem grauem Quarzsandstein und Oolithbänken
 - e) Hauptdolomit; ein dickbankiges, deutlich geschichtetes Gestein, beim Anschlagen bituminös riechend, als Normaltypus kann ein graues, zuckerkörniges Gestein gelten.

II. Tektonik

Im Gegensatz zu den Kalkkögeln, die eine flach muldenförmige Lagerung zeigen, ist die Saile kuppig und weist eine deutliche Wölbung auf. Die Pfriemeswand ist vom Gipfelaufbau der Saile durch eine NS-Störung getrennt. Auf der Westseite der Saile deuten die parallel gelegenen Dolinenreihen und die dunklere Färbung der Partnachsichten auch auf eine NS streichende Störung.

Auf der Nordwestseite des Halsl werden triadische Gesteine von mylonitischem Altkristallin tektonisch überlagert. Von einem "Halsl-Bruch" im alten Sinne ist nichts zu beobachten. Vielmehr handelt es sich um eine Blattverschiebung, wobei der Westteil (Schneiderwand-Kalkkögel) gegenüber dem Ostteil (Saile) gegen NW vorbewegt worden ist.

Geologie der Umgebung des Spielberghornes
(Nördliche Grauwackenzone, Tirol - Salzburg)

von Anastasios Mavridis

(Innsbruck, 1969)

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden Grauwacken wurden in eine liegende Wilschönauer Schiefer- und eine hangende Karbonatgesteinsserie gegliedert. Die Serie der Wilschönauer Schiefer besteht hauptsächlich aus anchimetamorphen Sediment-, und zurücktretend aus Eruptivgesteinen. Den Hauptanteil der Sedimentgesteine der Liegendserie bilden hell- bis dunkelgraue Tonschiefer, in denen geringmächtige Lagen von Subgrauwacken⁺, Kalk- und

⁺"Subgrauwacke" nach der Klassifikation von G.H. HUCKENHOLZ (1963)

Kieselschiefer in Wechsellagerung auftreten. Eng verbunden mit den Wildschönauer Schiefen treten auch basische Vulkanite auf (saure kommen nicht vor). Sie sind in vier Typen (körnige, feinkörnige, schiefrige Diabase und Diabastuffite) gegliedert worden. Ein den schiefrigen Diabasen ähnlicher Typus ist der Diabasmandelstein. Er läßt sich durch die Kälzitmandeln unterscheiden. Es konnte herausgefunden werden, daß die "Mandeln" zum Großteil Pseudomorphosen nach Augit darstellen (und nicht reine Porenausfüllungen, wie es z.T. angenommen wurde). Für eine stratigraphische Zweigliederung der Serie der Wildschönauer Schiefer ist kein Anhaltspunkt vorhanden. Sie ließen sich mit einiger Sicherheit in das Ordovizium einstufen, und zwar aufgrund der Diabasgesteinseinschaltungen, die höchstens bis zum Unteren Silur hinaufreichen (MOSTLER 1968). Das Fehlen des silurischen Komplexes ist auf die Tektonik zurückzuführen.

Die Karbonatgesteine konnten zum ersten Mal in zwei Fazies (nördliche und südliche Fazies) gegliedert werden.

Für die "nördliche Fazies" wurde der Einfachheit halber der Begriff "Spielberg-Dolomit" eingeführt. Diese beiden Fazies sind sowohl bezüglich ihrer stratigraphischen Stellung, als auch ihrer lithologischen Beschaffenheit verschieden und werden von einer etwa E-W ziehenden Störung getrennt.

Der "Spielberg-Dolomit" besteht aus hell- bis dunkelgrauen und roten Dolomiten, die reich an Makrofossilien (Crinoiden, Korallen) sind. Er ergab keine Conodonten, seine stratigraphische Reichweite konnte mit Hilfe von Korallen auf den Abschnitt Ems bis Eifel eingengt werden.

Die "südliche Fazies" liegt im ganzen Arbeitsgebiet invers und läßt sich größtenteils mit Hilfe von Conodonten stratigraphisch genauer untergliedern. Das Liegende (U. Ludlow-O. Ludlow) dieser Fazies wird von schwarzen Dolomiten gebildet, die erstmals von H. MOSTLER 1968 in der Übersichtskarte ausgeschieden wurden. Es folgen dévonische hellgraue Dolomite (Gedinne-U. Siegen), die gegen den schwarzen Typ scharf abgegrenzt sind. Es sind im Osten Netzkalke und Kieselschiefer, die gegen Westen auskeilen. Darüber folgen rote Flaserdolomite und hell- bis dunkelgraue grob-spätige Dolomite (M. Siegen-U. Oberdevon), die in die oberdevonischen Schichten überleiten. Diese Schichten (to II α - to II β) bestehen aus Tonschiefern mit Kieselschiefer-, Crinoidenkalk- und Dolomiteinschaltungen.

Der Kontakt der an der Nordseite des Kartierungsgebietes vorkommenden Basalbreccie zu den paläozoischen Dolomiten ist zum Großteil tektonisch. Die Komponenten dieses Gesteins sind fast ausschließlich Dolomitgerölle. Diese Gerölle sind vom "Spielberg-Dolomit", der im Kontakt zur Breccie steht, nicht zu unterscheiden. Sie können somit als Aufarbeitungsprodukte dieses Dolomites gedeutet werden.

Bezüglich der Tektonik ergaben sich konstant auftretende Gefügeelemente, die charakteristisch für die gesamte Grauwackenzone sind. Die Gesteine streichen im allgemeinen E-W, während das Einfallen recht verschieden ist. Nördlich des Hauptkammes

herrscht ein N- und südlich S-Fallen. Bei den Gesteinen der Wildschönauer Schiefer wurde neben einer Feinfältelung auch ein Großfaltenbau beobachtet. Durch die die Faltung verursachenden Bewegungen wurden wahrscheinlich die Karbonatgesteine der "südlichen" Fazies in die überkippte Lagerung gekippt. Zwischen Dalsentörl und Bärnkogel ist auch ein intensiver Schuppenbau gegeben. Drei E-W streichende große Störungen durchziehen das ganze Gebiet. Sie treten an der Grenze Wildschönauer Schiefer-"südliche" Fazies, "Spielbergdolomit"- "südliche Fazies" und "Spielberg-Dolomit"-Basalbreccie auf. Vom Spielberghaus über den Dalsentörl bis zum Schwarzleobach zieht eine weitere, etwa E-W streichende Störung, die im Vergleich zu den anderen drei kürzer ist. Von der Postmeisteralm bis in das Wildental und von der Scheltaualm bis in das obere Spielbachtal ziehen zwei Störungslinien, die als Blattverschiebungen interpretiert werden können. Da in beiden Fällen die großen E-W-Störungen versetzt wurden, müssen diese Blattverschiebungen jünger sein als die Aufschiebung.

Das Kitzbüheler Horn und seine Umgebung

von Emmanuilidis Georgios

(Innsbruck, 1969)

Die Gesteinsfolge am Kitzbüheler Horn und dessen Umgebung läßt sich in drei Serien aufgliedern:

- a) Kitzbüheler Horn-Basisserie
- b) Kitzbüheler Horn-Zwischenserie
- c) Kitzbüheler Horn-Hangendserie

a) Kitzbüheler Basiserie

Diese Serie umfaßt die Wildschönauer Schiefer i.e.S. mit ihren sandigen Einschaltungen sowie die sehr geringmächtigen Lagen von Karbonatgesteinen und besonders die sauren und basischen Ergußgesteine und deren Tuffe.

Die Wildschönauer Schiefer wurden in eine tiefere und eine höhere Serie untergliedert. Die Kriterien für diese Untergliederung sind nach H. MOSTLER (1967) z.T. biostratigraphische, z.T. lithologische Merkmale. In dieser Arbeit erfolgte die Untergliederung nur nach lithologischen Merkmalen. Die weit mächtigere tiefere Folge hat ihre Verbreitung im Norden, die höhere Folge in der Mitte und im Süden des Arbeitsgebietes.

Zusammensetzung der Wildschönauer Schiefer:

Matrix: vorwiegend Serizit

Komponenten: Quarz. Plagioklas und Glimmer

herrscht ein N- und südlich S-Fallen. Bei den Gesteinen der Wildschönauer Schiefer wurde neben einer Feinfältelung auch ein Großfaltenbau beobachtet. Durch die die Faltung verursachenden Bewegungen wurden wahrscheinlich die Karbonatgesteine der "südlichen" Fazies in die überkippte Lagerung gekippt. Zwischen Dalsentörl und Bärnkogel ist auch ein intensiver Schuppenbau gegeben. Drei E-W streichende große Störungen durchziehen das ganze Gebiet. Sie treten an der Grenze Wildschönauer Schiefer-"südliche" Fazies, "Spielbergdolomit"- "südliche Fazies" und "Spielberg-Dolomit"-Basalbreccie auf. Vom Spielberghaus über den Dalsentörl bis zum Schwarzeleobach zieht eine weitere, etwa E-W streichende Störung, die im Vergleich zu den anderen drei kürzer ist. Von der Postmeisteralm bis in das Wildental und von der Scheltaualm bis in das obere Spielbachtal ziehen zwei Störungslinien, die als Blattverschiebungen interpretiert werden können. Da in beiden Fällen die großen E-W-Störungen versetzt wurden, müssen diese Blattverschiebungen jünger sein als die Aufschiebung.

Das Kitzbüheler Horn und seine Umgebung

von Emmanuilidis Georgios

(Innsbruck, 1969)

Die Gesteinsfolge am Kitzbüheler Horn und dessen Umgebung läßt sich in drei Serien aufgliedern:

- a) Kitzbüheler Horn-Basisserie
- b) Kitzbüheler Horn-Zwischenserie
- c) Kitzbüheler Horn-Hangendserie

a) Kitzbüheler Basiserie

Diese Serie umfaßt die Wildschönauer Schiefer i.e.S. mit ihren sandigen Einschaltungen sowie die sehr geringmächtigen Lagen von Karbonatgesteinen und besonders die sauren und basischen Ergußgesteine und deren Tuffe.

Die Wildschönauer Schiefer wurden in eine tiefere und eine höhere Serie untergliedert. Die Kriterien für diese Untergliederung sind nach H. MOSTLER (1967) z.T. biostratigraphische, z.T. lithologische Merkmale. In dieser Arbeit erfolgte die Untergliederung nur nach lithologischen Merkmalen. Die weit mächtigere tiefere Folge hat ihre Verbreitung im Norden, die höhere Folge in der Mitte und im Süden des Arbeitsgebietes.

Zusammensetzung der Wildschönauer Schiefer:

Matrix: vorwiegend Serizit

Komponenten: Quarz. Plagioklas und Glimmer

Die sauren Ergußgesteine sind durch die Porphyroide bzw. Porphyroidschiefer vertreten. Durch starke Verschieferung haben sie ihre porphyrische Struktur häufig verloren. Die Grundmasse besteht zum Großteil aus einem feinen Gewebe von Serizit und Quarz. Als Einsprenglinge kommen durchwegs Quarz und K-Na-Feldspat vor.

Die basischen Eruptivgesteine (Grüngesteine) sind im Norden des Arbeitsgebietes verbreitet und mit den Wildschönauer Schieferen (tieferer Folge) genetisch verknüpft. Sie sind als submarine Ergüsse zu deuten.

Diese Diabasgesteine werden aufgrund ihrer Gefüge weiter untergliedert. Z.B. Diabase mit körnigem Gefüge und solche mit ophitischen Gefüge.

Im allgemeinen bestehen diese Gesteine aus Plagioklas, Augit (möglicherweise Hornblende), Titanomagnetit bzw. Ilmenit und Apatit. Sehr häufig ist Chlorit, der sekundär entstanden ist.

Das Alter der Gesteine der Kitzbüheler Basisserie:

Die tiefere Folge der Wildschönauer Schiefer und die basischen Eruptiva sind in das Ordovizium zu stellen (tieferer Teile der Wildschönauer Schiefer auch ins obere Kambrium). Die sauren Eruptiva hingegen sind ins tieferer Silur (Gotlandium) zu stellen.

Die höhere Folge ist mittelsilurisch (mittelgotlandisch), denn die hangende Serie Kieselschiefer/schwarze Karbonate markiert bereits die Grenze Mittel-/Obersilur (Mittel-/Obergotlandium).

b) Kitzbüheler Zwischenserie

Dazu zählen:

- 1) Schwarze Graphit-Tonschiefer
- 2) Kieselschiefer
- 3) Schwarzer Dolomit

Der Übergang von der höheren Folge der Wildschönauer Schiefer zum schwarzen Dolomit erfolgt allmählich.

Das wichtigste Glied der gesamten Serie sind die schwarzen Dolomite, die durch ihre reiche Conodontenfauna eine zeitliche Einordnung gestatten. Sie sind in das tieferer Obersilur (Obergotlandium) zu stellen.

Die Gesteine der Zwischenserie nehmen den mittleren Teil des Arbeitsgebietes ein.

c) Kitzbüheler Hangendserie

Sie setzt sich fast durchwegs aus Karbonatgesteinen zusammen. Zwei Fazies konnten abgetrennt werden:

- 1) Kitzbüheler Horn-Fazies
- 2) Wilder Hag - Pfeifer Kogel-Fazies

Die Karbonatgesteine der Kitzbüheler Horn-Fazies bauen den nördlichen Teil der Karbonatgesteine im Arbeitsgebiet auf, während die Wilder Hag - Pfeifer Kogel-Fazies mehr im Süden verbreitet

ist. Aufgrund der Kitzbüheler Horn-Fazies mit ihrer bezeichnenden Conodontenfauna werden die grauen Dolomite ins höhere Ober-silur (oberes Gotlandium) gestellt. Die Rotschiefer bzw. Flaser-dolomite reichen bis ins untere Devon. Die wenigen Conodonten waren leider Durchläuferformen, sodaß keine schärfere Einstufung vorgenommen werden kann. Auch die vorhandenen Orthocerenreste kann man nicht zur Altersdatierung heranziehen.

Die Karbonatgesteine der Wilder Hag - Pfeifer Kogel-Fazies sind sehr eintönig. Stellenweise führen sie Korallen und reichlich Crinoidenstielglieder. Auch die Barytvorkommen sind ausschließ-lich an diese Fazies gebunden. Es fällt auf, daß Conodonten gänzlich fehlen. Die zeitliche Einstufung erfolgte aufgrund der Korallen ins Mitteldevon.

Tektonik

Die Schichten streichen generell E-W und fallen nach S ein. Überschiebungen, Faltungen und inverse Lagerung bestimmen das tektonische Bild.

Eine markante Überschiebung verläuft in E-W-Richtung und teilt das Gebiet in nahezu zwei gleiche Hälften. Außerdem trennt sie die oben erwähnten zwei Karbonatgesteinsfazies. An ihr ist der Porphyroid mit den darüber liegenden Karbonatgesteinen auf die Wildschönauer Schiefer überschoben.

Eine zweite Überschiebung kleineren Ausmaßes und doch von großer Bedeutung für den tektonischen Bau, vor allem des Kitzbüheler Hornes selbst, wird dadurch augenfällig, daß sich die gesamte Kitzbüheler Zwischenserie mit den darüber liegenden roten Ortho-cerendolomiten auf die Gesteine der Hangendserie aufschiebt.

Inverse Lagerung wurde in zwei Fällen festgestellt:

- a) im Raintalgraben und
- b) im Walsengraben Richtung Mittelstation (W.H. Adler-Hütte).

In beiden Fällen sind hauptsächlich die Gesteine der Kitzbüheler Zwischenserie beteiligt.

Infolge der sehr großen Bedeutung dieses Schichtkomplexes wurde er auch als "Leithorizont" bezeichnet.

Mikrofazielle Untersuchungen im Hauptdolomit und im Plattenkalk-Niveau der Klostertaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg)

von Kurt Czurda
(Innsbruck, 1969)

Gesteinstypisierung und petrographische Beschreibung

Grundlage zu allen weiteren Aussagen ist die Klassierung der Vielfalt von Karbonatgesteinstypen, welche den Hauptdolomit (HD) und das Plattenkalk-Niveau (PKN) - grob gesprochen das Nor - aufbauen. Der Dünnschliff war hierfür das wichtigste Arbeitspräparat. Folgende Mikrofaziestypen wurden ausgeschrieben (Nomenklatur nach MONTY, 1963, in modifizierter Form):

1. Grundmassebestimmte Karbonate:

Doloaphanite, -siltite, Calciaphanite, -siltite als primär abgelagerter und lithifizierter Schlamm und die umkristallisierte Varietät des Calci- bz. Dolosparites setzen diese Gruppe zusammen, deren Komponentenanteil jedenfalls unter 30% liegt. (Meist bei 10%).

2. Komponentenbestimmte Karbonate:

Biogene, Pellets (Kotpillen), Ooide, Onkoide und Klaste sind allein oder in Kombination zu mindestens 30% am Aufbau dieser Gesteinstype beteiligt. Die große Vielfalt dieser Typengruppe beruht nicht nur auf der Verschiedenheit der Komponenten, sondern auch auf deren Größe und der Art der Grundmasse. Z.B. Biorudosiltit, Bioarenosiltit, Pelletarenosiltit, Onkorudosiltit, Klast-rudoaphanit etc.

3. Gefügebestimmte Karbonate:

Mechanisch- und organogen-gefügebetonte Ablagerungen sowie die Bildung von Hohlräumen bestimmen den Charakter dieser mikrofaziellen Typengruppe. mm-Rhythmite, Algen-Stromatolithe und Hohlraumgefüge wie LF-A, LF-B, PLF, seien als die wichtigsten angeführt.

Lithostratigraphische Gliederung

Die mikrofaziale Untersuchung des Nors der Klostertaler Alpen ergab die Möglichkeit, nicht nur der Abtrennung eines hangenden Kalkkomplexes, des Plattenkalk-Niveaus, sondern auch die Unterteilung des Hauptdolomites in drei Abschnitte. Die Dreiteilung des Hauptdolomites beruht auf dem abschnittweisen Überwiegen verschiedener Typenkompositionen:

unterer HD: Dolosparit, -arenit, Doloaphanit, PLF-Gefüge
mittlerer HD: Dolosiltit, -aphanit, LF-A-Gefüge, Klastbänke
und Resedimentlagen

oberer HD: mm-Rhythmite, LF-B- und LF-A-Gefüge, Pelletarenosiltite, Onkorudosiltite (Sphaerocodienkalk)

Das gesamte Milieu zeichnen Bedingungen aus, welche die Dolomitierung begünstigten und Biotopen primär keine Entfaltungsmög-

lichkeit boten. Hervorzuheben gegenüber der HD-Entwicklung weiter östlich ist noch das vollkommene Fehlen von Megalodonten und überhaupt die noch größere Biogenarmut.

Plattenkalk-Niveau: diesersahend des Hauptdolomites ausgebildete Komplex unterscheidet sich deutlich vom Hauptdolomit durch folgende Merkmale: vorwiegend kalkige Ausbildung der Bänke, vorwiegend Bildung unter der Gezeitenwirkung, die Biogene treten arten- und individuenreich auf, stets Megalodonten.

Horizontalprofile am Rükikopf

Am Rükikopf bei Lech wurde nicht nur ein vertikales Feinprofil aufgenommen, sondern auch verschiedene Schichten und Schichtkomplexe horizontal verfolgt und profiliert., Dabei ergab sich, daß im Mittelteil der ca. 800 m weit verfolgten Bankstrecken eine Erosionsrinne ausgebildet ist, die sich durch verringerte Bankmächtigkeit, Anhäufung von Klasten, Pellets und Filamenten sowie durch das Zurücktreten der Megalodonten und des Biogenanteiles überhaupt, nachweisen läßt.

Rhythmische Sedimentation

Rhythmische Bankabfolgen sind für den Übergangsbereich vom Hauptdolomit zum Plattenkalk-Niveau typisch.

Als Ursache für die gesetzmäßige Aufeinanderfolge von Mikrofaziestypen wird Bodenoszillation angenommen. Je nach Geschwindigkeit des Absink- oder Auftauchvorganges haben sich zwischen die biogenreichen oder feinstkörnigen Typen des tieferen Wassers und den Flachstwasserbildungen (Dolomite, mm-Rhythmite, Hohlraumgefüge) Aufarbeitungshorizonte eingeschaltet.

Die Zyklen sind drei- oder viergliedrig. Zweiphasige Alternation tritt nur untergeordnet auf.

Die Biogene des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus

Der Biogengehalt des Nors ist vom Hauptdolomit zum Plattenkalk-Niveau charakteristischen Änderungen unterworfen, was Art und Qualität anlangt. Besonders instruktiv - weil individuenreicher - sind die Mikrofossilien.

Die Makrofauna tritt durch Megalodonten und Korallen charakteristisch in Erscheinung. Das vollkommene Fehlen der Megalodonten im Hauptdolomit und das zeitlich beschränkte Auftreten nur im oberen Plattenkalk-Niveau bietet sich zur Stratifizierung an. Ebenso markant wie selten ist das auf eine einzige Bank beschränkte Auftreten von Korallenkolonien am Rükikopf.

Die aufgezählte Fauna und die häufig, aber in einförmiger Vergesellschaftung auftretenden Algenfragmente, entfalten erst im Plattenkalk-Niveau größere Verbreitungs- und Lebensäußerungen.

Es ist festzuhalten, daß der Hauptdolomit prinzipiell keine neuen Formen gegenüber denen des Plattenkalk-Niveaus aufweist, daß sich vielmehr - bestenfalls in Ansätzen vorhandene - Biozöosen sowohl quantitativ wie qualitativ erweitern oder neu ent-

wickeln. Die zunehmende wassertiefe, die Normalisierung des Salzgehaltes und eventuell auch die bessere Durchlüftung sind dafür verantwortlich zu machen.

Am besten untersucht und z.T. statistisch ausgewertet wurden die Foraminiferen. Die Foraminiferen-Vergesellschaftung im Plattenkalk-Niveau ist am zutreffendsten als Ammodisciden-Textulariiden-Archaedisciden-Komplex zu bezeichnen. Da diese Faunengemeinschaft ständige Wasserbedeckung erfordert, unterstreicht sie die lithofazielle Aussage über das vorwiegend subtidale Bildungsmilieu des Plattenkalk-Niveaus. Das Auftreten von *Glomospira*, *Glomospirella* und *Frondicularia* in inter- und sogar supratidalen Lithotypen des Hauptdolomites dürfte auf postmortale Verdriftung zurückzuführen sein. Der Hauptdolomit ist Faziesrepräsentant für äußerst schlechte Lebensbedingungen. Im Plattenkalk-Niveau verbessern sich diese zusehends, was vor allem in der Faunenverteilung seinen Niederschlag findet.

Zur Paläogeographie

Von grundlegender Bedeutung als Basis für regionale paläogeographische Aussagen ist die von ZANKL (1967) getroffene Feststellung, daß der Ablagerungsraum der Obertrias keine alpine Geosynklinale, sondern ein alpiner Schelf war. Dieser Schelf senkte sich ab dem Oberror stufenweise ab.

Die Ausbildung von Becken und Schwellen im Rhät (Kössener bzw. Riffkalkfazies) wird im Plattenkalk-Niveau des Arbeitsgebietes bereits vorweggenommen.

Offenbar sind die Klostertaler Alpen der Bereich einer Einmuldung im oberen Nor, die sich wieder in kleinere, untergeordnete Schwellen gliedert.

Die "Schwelle" im Bereich des Rüfikopfes ist das Ergebnis der ansonsten allein schwellen- und muldenbildenden Bodenbewegungen in der Obertrias im Zusammenhang mit der altkimmerischen Orogenphase und dem relikthischen Vorhandensein einer "präkarnischen Insel".

Über die Grundwasserverhältnisse im Vorarlberger Bodenseerheintal, unter besonderer Berücksichtigung der Flußwasserinfiltration

von Peter Starck
(Innsbruck, 1970)

Im Untersuchungsgebiet treffen wir auf einen bis 400 m mächtigen Verlandungskörper eines spät- und postglazialen Rheintal-sees, der aus groben Ablagerungen der Flüsse und feinen Seeablagerungen aufgebaut ist.

Die Schwemmfächer der Flüsse reichen nur mit ihren Schwemmfächerkernen nahe dem damaligen Seeufer bis auf den ehemaligen

wickeln. Die zunehmende wassertiefe, die Normalisierung des Salzgehaltes und eventuell auch die bessere Durchlüftung sind dafür verantwortlich zu machen.

Am besten untersucht und z.T. statistisch ausgewertet wurden die Foraminiferen. Die Foraminiferen-Vergesellschaftung im Plattenkalk-Niveau ist am zutreffendsten als Ammodisciden-Textulariiden-Archaedisciden-Komplex zu bezeichnen. Da diese Faunengemeinschaft ständige Wasserbedeckung erfordert, unterstreicht sie die lithofazielle Aussage über das vorwiegend subtidale Bildungsmilieu des Plattenkalk-Niveaus. Das Auftreten von *Glomospira*, *Glomospirella* und *Frondicularia* in inter- und sogar supratidalen Lithotypen des Hauptdolomites dürfte auf postmortale Verdriftung zurückzuführen sein. Der Hauptdolomit ist Faziesrepräsentant für äußerst schlechte Lebensbedingungen. Im Plattenkalk-Niveau verbessern sich diese zusehends, was vor allem in der Faunenverteilung seinen Niederschlag findet.

Zur Paläogeographie

Von grundlegender Bedeutung als Basis für regionale paläogeographische Aussagen ist die von ZANKL (1967) getroffene Feststellung, daß der Ablagerungsraum der Obertrias keine alpine Geosynklinale, sondern ein alpiner Schelf war. Dieser Schelf senkte sich ab dem Oberror stufenweise ab.

Die Ausbildung von Becken und Schwellen im Rhät (Kössener bzw. Riffkalkfazies) wird im Plattenkalk-Niveau des Arbeitsgebietes bereits vorweggenommen.

Offenbar sind die Klostertaler Alpen der Bereich einer Einmuldung im oberen Nor, die sich wieder in kleinere, untergeordnete Schwellen gliedert.

Die "Schwelle" im Bereich des Rüfikopfes ist das Ergebnis der ansonsten allein schwellen- und muldenbildenden Bodenbewegungen in der Obertrias im Zusammenhang mit der altkimmerischen Orogenphase und dem reliktschen Vorhandensein einer "präkarnischen Insel".

Über die Grundwasserverhältnisse im Vorarlberger Bodenseerheintal, unter besonderer Berücksichtigung der Flußwasserinfiltration

von Peter Starck
(Innsbruck, 1970)

Im Untersuchungsgebiet treffen wir auf einen bis 400 m mächtigen Verlandungskörper eines spät- und postglazialen Rheintal-sees, der aus groben Ablagerungen der Flüsse und feinen Seeablagerungen aufgebaut ist.

Die Schwemmfächer der Flüsse reichen nur mit ihren Schwemmfächerkernen nahe dem damaligen Seeufer bis auf den ehemaligen

Seegrund hinab. Die Basis steigt mit der Entfernung vom Rheintalrand an. Die Schwemmfächer verzahnen sich an ihrer Stirn horizontal und vertikal mehr oder weniger stark mit den feinen Seesedimenten.

Nur die Grobablagerungen der Flüsse und Bäche führen Grundwasser in ausbeutbaren Mengen, da die feinen Seeablagerungen nahezu völlig wasserundurchlässig sind. Dort, wo sich die Schwemmfächer mit den Seeablagerungen verzahnen, treffen wir mehrere, völlig voneinander abgedichtete Grundwasserstockwerke, in denen das Grundwasser oft unter hohem artesischem Druck steht.

Mit Hilfe des Grundwasserchemismus lassen sich in den einheitlich aufgebauten Schwemmfächerteilen meist sehr genaue Aussagen über Herkunft und damit auch Ergiebigkeit des Grundwassers geben. Besonders geeignet hierzu sind folgende, sogenannte Tracerionen: der Sulfatgehalt in den Grundwasserfeldern entlang von Rhein und Ill, der Eisengehalt in der Nähe von Torfgebieten, Vererzungszonen des Rheintalrandes und in Schichten mit hohem Lehmanteil, vor allem aber auch die Karbonathärte im unmittelbaren Einflußbereich der Oberflächengewässer. Weiterhin die Verschmutzungsindikatoren wie Chlorid-, Ammoniak-, Nitrit-, Nitrat-, Phosphat- und Urochromgehalt des Grundwassers in Konzentrationen, die durch natürliche Gegebenheiten nicht bedingt sein können. Meist tritt bei Grundwasserunreinigungen auch eine hohe Permanganatzahl auf.

Als weiterer Indikator kann entlang von Ill und Rhein der Strontiumgehalt des Grundwassers verwendet werden, der aufgrund der Untersuchungen von G. MÜLLER (Vortrag am Geol.-Paläontolog. Institut der Universität Innsbruck) und seinen Mitarbeitern im Wasser von Ill und Rhein überdurchschnittlich hoch ist. Wasseranalysen bezüglich Strontium- und Urochromgehalt konnten vom Verfasser nicht durchgeführt werden und standen zur Auswertung auch nicht zur Verfügung.

Durch den hohen Mineralisationsgrad des Grundwassers, durch lokale Verschmutzungszentren und durch die zunehmende Überbauung der Grundwasserfelder werden die noch nutzbaren Grundwassergebiete stark eingeengt, sodaß man im Vorarlberger Bodenseerheintal nur noch folgende Grundwasserreserven ohne kostspielige Aufbereitungsanlagen ausbeuten kann:

- 1) Schwemmfächerkerne (nur nach langem Abpumpen)
- 2) Grundwasserbegleitströme der Flüsse und Bäche, die aufgrund der besseren Wegsamkeit des Untergrundes verhältnismäßig schnell fließendes, wenig mineralisiertes Grundwasser führen (Bregenzer Ache, Dornbirner Ache, Ill und die Grundwasserfelder Koblach und Mäder).
- 3) Felsuntergrund des Rheintales.

Geologische Kartierung zwischen Achental, Ampelsbach und Grund
Ache (bei Achental und Steinberg am Rofan, Sonnwendgebirge,
Nordtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Trias
des Unutz-Guffert-Gewölbes

von Günther Bunza
(Innsbruck, 1971)

Aufgabe des Verfassers bei der vorliegenden Arbeit war, eine genaue geologische Kartierung des Unutz-Uffert-Gebietes und der nördlich anschließenden Neokommulde im Maßstab 1:25 000 durchzuführen.

Eine zweite Aufgabe war die profilmäßige sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchung der Raibler Schichten. Die Klärung der tektonischen Verhältnisse stellte den dritten Aufgabenbereich dar.

Älteste Gesteine und Hauptfelsbildner im Untersuchungsgebiet sind Wettersteinkalk und Wettersteindolomit der ladinischen Stufe. Sie bauen die Gipfel der Unutze und den Guffert auf. Aufgrund der aufgesammelten Proben konnte am Guffert eine Riff-Fazies, eine riffnahe Riffschutt-Fazies und eine Lagunen-Fazies abgegrenzt werden (siehe Tafel I). Die ausgedehnte Wettersteinkalkplatte der Unutze und die Gipfelregion des Guffert werden von Lagunensedimenten aufgebaut. Wertvolle Hinweise bei dieser Faziesdifferenzierung lieferten Algenfunde (Dasycladaceen, Codiaceen) und Sphinctozoenfunde.

Am Unutz-NE-Fuß sowie am Enterkopf fanden sich riffnahe Sedimente des Achterriffes mit *Teutloporella herculea* STOPPANI (siehe Taf. I). Durch die Verteilung der verschiedenen Faziestypen konnten im Wettersteinkalk und Wettersteindolomit ein "randlicher Riffgürtel" und eine zentrale Lagune und die Mudfläche des Hochwattes abgegrenzt werden.

Anzeichen einer Diskordanz oder einer "präkarnischen Regression" an der Grenze zu den karnischen Sedimenten sind nicht vorhanden. In den Raibler Schichten des Untersuchungsgebietes wurden anhand dreier feinstratigraphischer Profile (an der Straße zur Köglalm) die Kalkdolomitfolge und die Mergel- und Schiefertongfolge bzw. auch die Zwischenlagen in den Kalken untersucht. Durch sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen am Handstück und im Dünnschliff konnten fünf Typen der Raibler Kalke und Dolomite unterschieden werden, die zusammen mit den Mergel- und Sandsteinhorizonten eine normale Abfolge der karnischen Sedimente im Sinne JERZs und ANGERMEIERS ergeben.

Die Profile sind allerdings tektonisch reduziert.

Eine petrographische Gliederung der norischen Sedimente (Hauptdolomit und Plattenkalk) im Sinne F. PURTSCHELLERS (1962) erfolgte nicht. Nur die Rotfazies (PURTSCHELLER, 1962) der Rothen Wand konnte mit Sicherheit abgegrenzt werden.

Es folgt eine rein petrographische Beschreibung der jüngeren Schichtglieder (Rhät bis Neokom) des Untersuchungsgebietes. Erwähnenswert wären hier stichprobenartige Untersuchungen (Dünn-

schliffe) in mikropaläontologischer Hinsicht rhätischer und liassischer Gesteine.

Im Bearbeitungsgebiet hat das Quartär dreierlei Spuren hinterlassen: einmal die interglazialen Ablagerungen der Rib-Würm-Zwischeneiszeit. Es sind dies Terrässensedimente, die am besten im Steinberger Becken und im Grund-Achen-Tal aufgeschlossen sind. Zum anderen hinterließ der Achengletscher, ein Seitenarm des Innentalgletschers, Grundmoränen und Findlinge. Dritte Spur der Quartärzeit sind Moränen lokaler Gletscher.

Unutz und Guffert bilden den westlichen Teil des Unutz-Pendling-Gewölbes, das bis zum Innthal bei Kufstein reicht. Auffallend ist, daß der Gewölbescheitel (Unutz-Guffert) im Nordteil der Wettersteinkalkmasse zu finden ist. Die Herauspressung der ladinischen Sedimente erfolgte sowohl nach N (Guffert), als auch nach W (Unutz). Im N der Unutze erfolgte eine Verbiegung des Gewölbes zur Liegendfalte des Hinter-Unutz. Das Unutzgewölbe taucht mit Überkipfung im Hangenden gegen W unter. Bei der Heraushebung des Gewölbes machte der Hauptdolomit eine eigene, abweichende Tektonik mit (Überfahung der Neokom-Schichten durch ihn an der Unutz W- und N-Seite). Die Raibler Schichten gaben bei der Abgleitung des Hauptdolomites vom Wettersteinkalk das trennende Element ab. Jene sind dadurch über größere Strecken ausgequetscht worden.

Ähnliche Verhältnisse finden wir auf der Guffert-N-Seite, nur kam es hier durch die Abscherung des Hauptdolomites zu einer sekundären Sattelbildung (Abendstein) desselben. Dieser Sattel wird durch eine Störung im Weißenbachgraben vom Nordflügel des Gewölbes getrennt.

Nach Norden, anschließend an den oben erwähnten Sattel, folgen die jungen Gesteine der Neokommulde, die, beeinflusst durch die Sattelbildung der Rothen Wand, ebenfalls senkrecht, z.T. nach Süden überkippt einfallen. Norischer Plattenkalk bildet den Nordflügel der Neokommulde.

Mikrostratigraphische Untersuchungen im Neokom der Thierseer Mulde

von Josef Saman

(Innsbruck, 1972)

Thema der vorliegenden Arbeit war der Versuch einer biostratigraphischen Gliederung des Neokom der Thierseer Mulde (Nördliche Kalkalpen/Tirol) auf mikropaläontologischer Grundlage.

1.

Die Grenze Aptychenschichten zu den Neokommern bildet einen lückenlosen allmählichen Übergang, was die Grenzziehung bei einer Spezialkartierung erschwert.

schliffe) in mikropaläontologischer Hinsicht rhätischer und liassischer Gesteine.

Im Bearbeitungsgebiet hat das Quartär dreierlei Spuren hinterlassen: einmal die interglazialen Ablagerungen der Rib-Würm-Zwischeneiszeit. Es sind dies Terrässensedimente, die am besten im Steinberger Becken und im Grund-Achen-Tal aufgeschlossen sind. Zum anderen hinterließ der Achengletscher, ein Seitenarm des Innentalgletschers, Grundmoränen und Findlinge. Dritte Spur der Quartärzeit sind Moränen lokaler Gletscher.

Unutz und Guffert bilden den westlichen Teil des Unutz-Pendling-Gewölbes, das bis zum Innthal bei Kufstein reicht. Auffallend ist, daß der Gewölbescheitel (Unutz-Guffert) im Nordteil der Wettersteinkalkmasse zu finden ist. Die Herauspressung der ladinischen Sedimente erfolgte sowohl nach N (Guffert), als auch nach W (Unutz). Im N der Unutze erfolgte eine Verbiegung des Gewölbes zur Liegendfalte des Hinter-Unutz. Das Unutzgewölbe taucht mit Überkipfung im Hangenden gegen W unter. Bei der Heraushebung des Gewölbes machte der Hauptdolomit eine eigene, abweichende Tektonik mit (Überfahung der Neokom-Schichten durch ihn an der Unutz W- und N-Seite). Die Raibler Schichten gaben bei der Abgleitung des Hauptdolomites vom Wettersteinkalk das trennende Element ab. Jene sind dadurch über größere Strecken ausgequetscht worden.

Ähnliche Verhältnisse finden wir auf der Guffert-N-Seite, nur kam es hier durch die Abscherung des Hauptdolomites zu einer sekundären Sattelbildung (Abendstein) desselben. Dieser Sattel wird durch eine Störung im Weißenbachgraben vom Nordflügel des Gewölbes getrennt.

Nach Norden, anschließend an den oben erwähnten Sattel, folgen die jungen Gesteine der Neokommulde, die, beeinflusst durch die Sattelbildung der Rothen Wand, ebenfalls senkrecht, z.T. nach Süden überkippt einfallen. Norischer Plattenkalk bildet den Nordflügel der Neokommulde.

Mikrostratigraphische Untersuchungen im Neokom der Thierseer Mulde

von Josef Saman

(Innsbruck, 1972)

Thema der vorliegenden Arbeit war der Versuch einer biostratigraphischen Gliederung des Neokom der Thierseer Mulde (Nördliche Kalkalpen/Tirol) auf mikropaläontologischer Grundlage.

1.

Die Grenze Aptychenschichten zu den Neokommern bildet einen lückenlosen allmählichen Übergang, was die Grenzziehung bei einer Spezialkartierung erschwert.

2. Die Eintönigkeit der Sedimentabfolgen im Neokom des Südschenkels des Ampelsbach-Profiles wird durch eine ca. 30 m mächtige crinoidenreiche Kalkbank unterbrochen, die in den beiden anderen Profilen nicht vorkommt.

Am Ampelsbach ergaben die mikropaläontologisch untersuchten Proben ein Alter vom oberen Valendis über Hauterive bis Mittelbarrême. Im Nordflügel konnte eine Reduktion von etwa 50 m festgestellt werden, während der Südflügel vollständig erhalten ist.

3. Im Profil der Erzherzog-Johann-Klause unterlag der Muldenkern nicht einer so starken tektonischen Beanspruchung wie im Fürschlachtbach-Profil, er ist nur nach Norden überkippt. Die jüngsten Teile des Neokoms sind hier im Muldenkern nicht mehr vorhanden. Dagegen stehen sie im nördlichen Teil in einer sekundären Einmuldung noch an. Sie dürften daher im Muldenkern ausgequetscht worden sein. Die Proben wurden in der Teilmulde vom oberen Valendis bis einschließlich dem Apt eingestuft.

4. Am Fürschlachtbach sind die jüngsten Neokomablagerungen nicht in der Mitte der Mulde zu finden, sondern am S-Rand der Mulde. Daher muß hier im Neokomkern der S-Flügel tektonisch reduziert sein. Die stratigraphische Stufenleiter reicht vom Valendis über Hauterive, Barrême bis in das Apt hinauf, das jedoch nur an wenigen Stellen festgestellt wurde.

Das von O. AMPFERER als fraglich beschriebene Cenoman (von W. ZEIL ins ntere Alb eingestuft) dürfte eher jüngstes Barrême sein.

Es gibt in diesem Teil der Mulde eine kontinuierliche Schichtfolge ohne merkliche Diskordanzen vom Valendis-Barrême bis zum (nur vereinzelt vorkommenden) Apt und Alb.

Der Südschenkel ist nach Norden überkippt, was den asymmetrischen Bau der Mulde zur Folge hat. Die nördlichste Teilmulde dieses Profils betrachte ich als mögliche Fortsetzung der Mulde an der Südseite der Offensteinwand.

5. Innerhalb des Neokoms der ganzen Thierseer Mulde ist die rein lithologische Korrelierung zwischen den einzelnen Profilen wegen der Eintönigkeit der Schichten sehr schwierig. Am ehesten läßt sich eine Obergrenze von Kalkeinschaltungen festlegen.

Am mächtigsten ist das obere Valendis bis untere Hauterive entwickelt, weniger mächtig ist das mittlere Hauterive. Das untere Barrême tritt am Ampelsbach in größerer Mächtigkeit als an der Erzherzog-Johann-Klause und am Fürschlachtbach auf. Dagegen ist das Mittel- und Ober-Barrême geringmächtiger.

Das Apt tritt mikropaläontologisch klar in den Gebieten der Erzherzog-Johann-Klause und am Fürschlachtbach auf, während es im Gebiet des Ampelsbaches zur Gänze fehlt. Die Sedimentation gegen Hangend hin hat an Mächtigkeit abgenommen. Jüngere Gesteine als Alb fehlen. Im allgemeinen ist die Mächtigkeit im Nordschenkel der Mulde größer als im Südschenkel.

6. An Foraminiferen kommen vor allem Sandschaler der Gattungen

Textularia, *Bigenerina* und *Gaudryina* vor. An Kalkschalern sind hauptsächlich die Gattungen *Frondicularia*, *Lenticulina*, *Planularia*, *Vaginulina*, *Ramulina* und andere vorhanden; die Gattung *Epistomina* ist auch hier sehr gut vertreten, vor allem *Epistomina caracolla*, *Epistomina tenuicostata* und andere. Die von den anderen Autoren aus der Unterkreide häufig zitierten Gattungen *Spiroplectinata*, *Conorotalites*, konnten in den untersuchten Profilen nicht nachgewiesen werden. Die Gründe ihres offenbaren Fehlens sind nicht bekannt.

Geologische Untersuchungen am S-Rand des Tennengebirges und
in der Werfener Schuppenzone (Salzburg, Österreich)

von Polys Michaelides
(Innsbruck, 1972)

Der Bereich der westlichen Werfen-St. Martinener Schuppenzone zwischen dem Fritzbach im S und dem S-Abfall des Tennengebirges im N wurde in einer geologischen Spezialkarte im Maßstab 1:10 000 erfaßt und der stratigraphisch-tektonische Bau neu bearbeitet. Es sind vor allem folgende Ergebnisse zu erwähnen:

1.
Durch die "Fritzthal-Störung", die ein Bündel von Bewegungsflächen mit Überschiebungscharakter ist, wird die eigentliche Werfener Schuppenzone im N von der paläozoischen Grauwackenzone im S getrennt. Zwischen diesen beiden Einheiten schaltet sich eine Zwischenzone ein, die nach dem Anteil der Gesteine in zwei Teilbereiche untergliedert werden kann:
 - a) Bereich der "grünen Werfener Schichten vom Mitterberg",
zusammen mit Triasdolomiten (und z.T. Rauhacken).
 - b) Bereich mit Grauwackenschiefer, Quarziten und Triasdolomit.

2.
Die Gutensteiner Kalk-Dolomit-Vorkommen von Pfarrwerfen-Arnoldsegg-Ainleithen und die Gutensteiner + Reingrabener Schichten von Zaismann-Eugenklamm-Schwandbach sind "fensterartig" von unten vorschauende Schollen, die ostwärts unter Werfener Schichten untertauchen.

3.
Die Grenze zwischen der Werfener Schuppenzone und dem Tennengebirge ist eine scharf ausgeprägte Überschiebungsfläche, die konstruktiv WNW-ESE streicht und mit ca. 35° nach Norden einfällt.

4.
Für die "Hochalpen-Überschiebung" F. TRAUTHs sind keine Anzeichen (weder in N-S-, noch in S-Richtung) vorhanden.

5.
Die orographisch hochliegenden Werfener Schichten im Raume

Textularia, *Bigenerina* und *Gaudryina* vor. An Kalkschalern sind hauptsächlich die Gattungen *Frondicularia*, *Lenticulina*, *Planularia*, *Vaginulina*, *Ramulina* und andere vorhanden; die Gattung *Epistomina* ist auch hier sehr gut vertreten, vor allem *Epistomina caracolla*, *Epistomina tenuicostata* und andere. Die von den anderen Autoren aus der Unterkreide häufig zitierten Gattungen *Spiroplectinata*, *Conorotalites*, konnten in den untersuchten Profilen nicht nachgewiesen werden. Die Gründe ihres offenbaren Fehlens sind nicht bekannt.

Geologische Untersuchungen am S-Rand des Tennengebirges und
in der Werfener Schuppenzone (Salzburg, Österreich)

von Polys Michaelides
(Innsbruck, 1972)

Der Bereich der westlichen Werfen-St. Martiner Schuppenzone zwischen dem Fritzbach im S und dem S-Abfall des Tennengebirges im N wurde in einer geologischen Spezialkarte im Maßstab 1:10 000 erfaßt und der stratigraphisch-tektonische Bau neu bearbeitet. Es sind vor allem folgende Ergebnisse zu erwähnen:

1.
Durch die "Fritzthal-Störung", die ein Bündel von Bewegungsflächen mit Überschiebungscharakter ist, wird die eigentliche Werfener Schuppenzone im N von der paläozoischen Grauwackenzone im S getrennt. Zwischen diesen beiden Einheiten schaltet sich eine Zwischenzone ein, die nach dem Anteil der Gesteine in zwei Teilbereiche untergliedert werden kann:
a) Bereich der "grünen Werfener Schichten vom Mitterberg",
zusammen mit Triasdolomiten (und z.T. Rauhacken).
b) Bereich mit Grauwackenschiefer, Quarziten und Triasdolomit.

2.
Die Gutensteiner Kalk-Dolomit-Vorkommen von Pfarrwerfen-Arnolds-egg-Ainleithen und die Gutensteiner + Reingrabener Schichten von Zaismann-Eugenklamm-Schwandbach sind "fensterartig" von unten vorschauende Schollen, die ostwärts unter Werfener Schichten untertauchen.

3.
Die Grenze zwischen der Werfener Schuppenzone und dem Tennengebirge ist eine scharf ausgeprägte Überschiebungsfläche, die konstruktiv WNW-ESE streicht und mit ca. 35° nach Norden einfällt.

4.
Für die "Hochalpen-Überschiebung" F. TRAUTHs sind keine Anzeichen (weder in N-S-, noch in S-Richtung) vorhanden.

5.
Die orographisch hochliegenden Werfener Schichten im Raume

Söldenhütte-Jochriedel sind den starren basalen Schichtgliedern des Tennengebirges an- und aufgeschoben. Ähnliche Verhältnisse sind auch bei den Werfener Schichten und den (tektonisch) reduzierten Gutensteiner Schichten an der SE- und SW-Seite des Hochthron anzunehmen.

6.

Die Schichtenfolge der Werfen-St. Martin Schuppenzone (als Ganzes) ist lithofaziell mit der Berchtesgadener (=Dachsteinkalk-) Entwicklung zu parallelisieren. Es handelt sich um eine regionale Sonderausbildung der triadischen Berchtesgadener Faziesreihe.

Zur Geologie der Grauwackenzone zwischen der Windauer Ache und Brixenbach (Kitzbühler Alpen)

von Fereydoun Sameh

(Innsbruck, 1972)

Das bearbeitete Gebiet ist ein kleiner Teil der Kitzbühler Alpen. Es umfaßt den Gebirgszug zwischen Windautal und Brixenbach in Tirol.

Gesteinsbestand des Untersuchungsgebietes: Innsbrucker Quarzphyllit. Tektonisch tiefste Einheit des Arbeitsgebietes. Es handelt sich um meist hell- oder dunkelgraue, schwarz bis dunkelgrüne, gefärbte Gesteine. Die Grenze zum Wildschönauer Schiefer ist eine Überschiebungsbahn, die sich von Mittersill bis in die Gegend Hopfgarten zieht.

Altkristallin-Schollen: Sie markieren mehr oder weniger eine tektonische Linie zwischen Quarzphyllit und Gesteinen der Grauwackenzone. Nach Gesteinsvergesellschaftungen von Granatamphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen und Granitgneisen, die praktisch in jedem Altkristallin vorkommen, besteht die Möglichkeit einer Verknüpfung mit Ötztaler Altkristallin und schwarzem Augengneis. Wegen relativ geringen Vorkommens und starker tektonischer Beanspruchung ist eine exakte Zuordnung nicht möglich.

Wildschönauer Schiefer: Sie bestehen aus zwei verschiedenen Komplexen, die unterschiedliches Alter aufweisen. Liegender Komplex (Ordovizium) etwa 800 m mächtig. Eine typisch eugeo-synklinale Ablagerung mit konkordant zwischengeschalteten Tuffen und Diabasen, die als Submarine Ergüsse bezeichnet werden können. Hangender Komplex der Wildschönauer Schiefer. Sehr geringmächtig - etwa 5-8 m. Sie sind ärmer an sandigen Einschaltungen. Diese Tonschieferserie ist zum größten Teil mit silurischen Karbonatgesteinen verzahnt. Ein sedimentärer Übergang von tieferem Wildschönauer Schiefer ohne Zwischenschaltung von Porphyroiden wurde im Arbeitsgebiet nicht festgestellt.

Konglomerate innerhalb des tieferen Wildschönauer Schiefers sind etwa 15 m mächtig und 200 m lateral zu verfolgen. Da diese nur an einer einzigen Stelle des Arbeitsgebietes vorkommen, ist

Söldenhütte-Jochriedel sind den starren basalen Schichtgliedern des Tennengebirges an- und aufgeschoben. Ähnliche Verhältnisse sind auch bei den Werfener Schichten und den (tektonisch) reduzierten Gutensteiner Schichten an der SE- und SW-Seite des Hochthron anzunehmen.

6.

Die Schichtenfolge der Werfen-St. Martin Schuppenzone (als Ganzes) ist lithofaziell mit der Berchtesgadener (=Dachsteinkalk-) Entwicklung zu parallelisieren. Es handelt sich um eine regionale Sonderausbildung der triadischen Berchtesgadener Faziesreihe.

Zur Geologie der Grauwackenzone zwischen der Windauer Ache und Brixenbach (Kitzbühler Alpen)

von Fereydoun Sameh

(Innsbruck, 1972)

Das bearbeitete Gebiet ist ein kleiner Teil der Kitzbühler Alpen. Es umfaßt den Gebirgszug zwischen Windautal und Brixenbach in Tirol.

Gesteinsbestand des Untersuchungsgebietes: Innsbrucker Quarzphyllit. Tektonisch tiefste Einheit des Arbeitsgebietes. Es handelt sich um meist hell- oder dunkelgraue, schwarz bis dunkelgrüne, gefärbte Gesteine. Die Grenze zum Wildschönauer Schiefer ist eine Überschiebungsbahn, die sich von Mittersill bis in die Gegend Hopfgarten zieht.

Altkristallin-Schollen: Sie markieren mehr oder weniger eine tektonische Linie zwischen Quarzphyllit und Gesteinen der Grauwackenzone. Nach Gesteinsvergesellschaftungen von Granatamphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen und Granitgneisen, die praktisch in jedem Altkristallin vorkommen, besteht die Möglichkeit einer Verknüpfung mit Ötztaler Altkristallin und schwarzem Augengneis. Wegen relativ geringen Vorkommens und starker tektonischer Beanspruchung ist eine exakte Zuordnung nicht möglich.

Wildschönauer Schiefer: Sie bestehen aus zwei verschiedenen Komplexen, die unterschiedliches Alter aufweisen. Liegender Komplex (Ordovizium) etwa 800 m mächtig. Eine typisch eugeo-synklinale Ablagerung mit konkordant zwischengeschalteten Tuffen und Diabasen, die als Submarine Ergüsse bezeichnet werden können. Hangender Komplex der Wildschönauer Schiefer. Sehr geringmächtig - etwa 5-8 m. Sie sind ärmer an sandigen Einschaltungen. Diese Tonschieferserie ist zum größten Teil mit silurischen Karbonatgesteinen verzahnt. Ein sedimentärer Übergang von tieferem Wildschönauer Schiefer ohne Zwischenschaltung von Porphyroiden wurde im Arbeitsgebiet nicht festgestellt.

Konglomerate innerhalb des tieferen Wildschönauer Schiefers sind etwa 15 m mächtig und 200 m lateral zu verfolgen. Da diese nur an einer einzigen Stelle des Arbeitsgebietes vorkommen, ist

anzunehmen, daß sie lokal gebunden sind. Die Komponenten sind sehr polymikt gebaut und bestehen aus Gesteinen der Grauwackenzone, Amphiboliten, Quarziten und Gneisen. Porphyroide, die im Untersuchungsgebiet auftreten, zeigen gewisse Ähnlichkeit zu Ignimbriten. Für ignimbritische Natur sprechen hier weite, flächenartige Verbreitungen, Mächtigkeitsschwankung und regellos angeordnete Grundmasse. Die Porphyroide beschränken sich auf zwei Typen: massige Porphyroide
Porphyroidschiefer

Karbonatgesteine: Sie bilden das hangendste Glied der Grauwackenzone im Arbeitsgebiet. Im Gelände sind folgende Karbonatausbildungen zu unterscheiden. Rostbraun anwitternde Kalke des tieferen Silurs: Es handelt sich um gut gebankte, im frischen Bruch graugrüne biogenführende Kalke, die stark tuffogen beeinflusst sind.

Schwarze, laminierte Kalke und Dolomite: bestehen aus einer kalkigen Folge, die in Wechsellagerung mit geringmächtigem, schwarzem Kiesel-schiefer steht. Dieser Kalk-Dolomit-Kiesel-schiefer-Komplex ist etwa 30 m mächtig.

Quartär: Als interglaziale Ablagerung kann man im Arbeitsgebiet das Westendorfer Plateau bezeichnen. Unsortierte, lockere Sedimente, die im Brixenbach und Windautal vorkommen, sind hauptsächlich als würmeiszeitliche Grundmoräne zu betrachten.

Tektonik: Zwei Überschiebungsbahnen, die das Arbeitsgebiet durchziehen, bilden das großtektonische Geschehen dieses Raumes.

- a) Rettenstein-Hopfgarten-Linie: Eine große Überschiebungsbahn, die Grauwackengesteine sind auf dem Quarzphyllit aufgeschoben.
- b) Eine inverse Schichtfolge bei Porphyroidmassen und Karbonatgesteinen, die durch Conodonten einwandfrei festzustellen ist, bildet eine weitere tektonische Einheit.

Geologie der Karwendelmulde westlich des Achentales und nördlich des Gröbner Halses

von Mohammad Nouri

(Innsbruck, 1973)

Die Neokommulde zeigt nach N überkippten Faltenbau, der einen normalen Ost-West-Verlauf aufweist. Hauptdolomit ist stratigraphisch der tiefstliegende Gesteinskomplex. Dieser gehört der norischen Stufe in der Triasformation an. Darüber lagern sich konkordant Plattenkalk, Kössener Schichten, Rhätische Riffkalke, Lias - Doggergesteine und Aptychenschichten. Der Kern dieser Mulden wird durch die Neokomschichten gebildet.

Im untersuchten Gebiet zeigt sich eine starke tektonische Beanspruchung durch die Achentaler Schubmasse, die sich auch morphologisch abzeichnet. Diese Beanspruchung findet sich vor allem im südlichen Teil des Gebietes. Der nördliche Teil zeigt dagegen ruhigere Lagerung. Das ist darauf zurückzuführen, daß

anzunehmen, daß sie lokal gebunden sind. Die Komponenten sind sehr polymikt gebaut und bestehen aus Gesteinen der Grauwackenzone, Amphiboliten, Quarziten und Gneisen. Porphyroide, die im Untersuchungsgebiet auftreten, zeigen gewisse Ähnlichkeit zu Ignimbriten. Für ignimbritische Natur sprechen hier weite, flächenartige Verbreitungen, Mächtigkeitsschwankung und regellos angeordnete Grundmasse. Die Porphyroide beschränken sich auf zwei Typen: massige Porphyroide
Porphyroidschiefer

Karbonatgesteine: Sie bilden das hangendste Glied der Grauwackenzone im Arbeitsgebiet. Im Gelände sind folgende Karbonatausbildungen zu unterscheiden. Rostbraun anwitternde Kalke des tieferen Silurs: Es handelt sich um gut gebankte, im frischen Bruch graugrüne biogenführende Kalke, die stark tuffogen beeinflusst sind.

Schwarze, laminierte Kalke und Dolomite: bestehen aus einer kalkigen Folge, die in Wechsellagerung mit geringmächtigem, schwarzem Kiesel-schiefer steht. Dieser Kalk-Dolomit-Kiesel-schiefer-Komplex ist etwa 30 m mächtig.

Quartär: Als interglaziale Ablagerung kann man im Arbeitsgebiet das Westendorfer Plateau bezeichnen. Unsortierte, lockere Sedimente, die im Brixenbach und Windautal vorkommen, sind hauptsächlich als würmeiszeitliche Grundmoräne zu betrachten.

Tektonik: Zwei Überschiebungsbahnen, die das Arbeitsgebiet durchziehen, bilden das großtektonische Geschehen dieses Raumes.

- a) Rettenstein-Hopfgarten-Linie: Eine große Überschiebungsbahn, die Grauwackengesteine sind auf dem Quarzphyllit aufgeschoben.
- b) Eine inverse Schichtfolge bei Porphyroidmassen und Karbonatgesteinen, die durch Conodonten einwandfrei festzustellen ist, bildet eine weitere tektonische Einheit.

Geologie der Karwendelmulde westlich des Achentales und nördlich des Gröbner Halses

von Mohammad Nouri

(Innsbruck, 1973)

Die Neokommulde zeigt nach N überkippten Faltenbau, der einen normalen Ost-West-Verlauf aufweist. Hauptdolomit ist stratigraphisch der tiefstliegende Gesteinskomplex. Dieser gehört der norischen Stufe in der Triasformation an. Darüber lagern sich konkordant Plattenkalk, Kössener Schichten, Rhätische Riffkalke, Lias - Doggergesteine und Aptychenschichten. Der Kern dieser Mulden wird durch die Neokomschichten gebildet.

Im untersuchten Gebiet zeigt sich eine starke tektonische Beanspruchung durch die Achentaler Schubmasse, die sich auch morphologisch abzeichnet. Diese Beanspruchung findet sich vor allem im südlichen Teil des Gebietes. Der nördliche Teil zeigt dagegen ruhigere Lagerung. Das ist darauf zurückzuführen, daß

die Einwirkung der Schubmasse mehr den überkippten Hangendflügel der Mulde erfaßte.

Im allgemeinen sind die tektonischen Äußerungen die Knickung der Mulde, in Zerquetschung und damit in Zusammenhang stehend der Aufstieg der Faltenachsen nach West-Nord-West. Eine Drehungswirkung der Schubmasse auf die Faltenachsen ist sehr wahrscheinlich.

Am Stirnrand der Schubmasse zeigen die Faltenachsen ein Herausdrehen aus der Normalrichtung, was sich aber nicht unbedingt sehr weit erstrecken muß. Die tektonische Beanspruchung in diesem Teil der Neokommulde reicht bis südlich der Blauberge, 5 km westlich des Achentales, im Knickungsbereich. Nachher verläuft die Mulde in ihrer normalen Ost-West-Richtung.

Die morphologischen Strukturen, die im Zusammenhang mit dem allgemeinen tektonischen Bau die Ost-West-Richtung bevorzugen, werden hier durch die Achentaler Schubmasse so beeinflußt, daß sie an manchen Stellen richtigen Nord-Süd-Verlauf aufweisen.

Das beste Beispiel dafür ist das Nord-Süd verlaufende Achental selbst und der dazu parallel laufende Marlrichler-Kaffel-Retherberg-Kamm. Die Achentaler Schubmasse selbst ist eine Dolomitmasse, die durch die Heraushebung des Unutz-Guffert-Pendling-Gewölbes in West-Richtung über die Neokom- und Aptychenschichten der großen Karwendel-Thiersee-Mulde in diesem Bereich überschoben worden ist.

Die Stirn dieser Schubmasse wird aus invers gelagerten Aptychenschichten, Lias, Kössener Schichten und Plattenkalk gebaut. Diese Gesteine lassen sich nach E unter die Schubmasse hinein verfolgen.

Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen des Plattenkalks und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen (Kärnten)

von Manfred Köhler

(Innsbruck, 1973)

Im 1. Teil werden Methoden zur Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes beschrieben. Es sind dies:

- 1) Gasometrische Bestimmung:
 - a) Chittik-Apparat
 - b) Bernard-Calcimeter
 - c) Scheibler-Apparatur
 - d) Karbonatbombe
- 2) Komplexometrische Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes mittels Titration von Ca und Mg.
- 3) Röntgenographische Ermittlung des Calcit/Dolomit-Verhältnisses aus dem Intensitätsverhältnis stärkster Calcitpeak/stärkster Dolomitpeak nach einem modifizierten Verfahren von TENNANT & BERGER.

die Einwirkung der Schubmasse mehr den überkippten Hangendflügel der Mulde erfaßte.

Im allgemeinen sind die tektonischen Äußerungen die Knickung der Mulde, in Zerquetschung und damit in Zusammenhang stehend der Aufstieg der Faltenachsen nach West-Nord-West. Eine Drehungswirkung der Schubmasse auf die Faltenachsen ist sehr wahrscheinlich.

Am Stirnrand der Schubmasse zeigen die Faltenachsen ein Herausdrehen aus der Normalrichtung, was sich aber nicht unbedingt sehr weit erstrecken muß. Die tektonische Beanspruchung in diesem Teil der Neokommulde reicht bis südlich der Blauberge, 5 km westlich des Achentales, im Knickungsbereich. Nachher verläuft die Mulde in ihrer normalen Ost-West-Richtung.

Die morphologischen Strukturen, die im Zusammenhang mit dem allgemeinen tektonischen Bau die Ost-West-Richtung bevorzugen, werden hier durch die Achentaler Schubmasse so beeinflußt, daß sie an manchen Stellen richtigen Nord-Süd-Verlauf aufweisen.

Das beste Beispiel dafür ist das Nord-Süd verlaufende Achental selbst und der dazu parallel laufende Marlrichler-Kaffel-Retherberg-Kamm. Die Achentaler Schubmasse selbst ist eine Dolomitmasse, die durch die Heraushebung des Unutz-Guffert-Pendling-Gewölbes in West-Richtung über die Neokom- und Aptychenschichten der großen Karwendel-Thiersee-Mulde in diesem Bereich überschoben worden ist.

Die Stirn dieser Schubmasse wird aus invers gelagerten Aptychenschichten, Lias, Kössener Schichten und Plattenkalk gebaut. Diese Gesteine lassen sich nach E unter die Schubmasse hinein verfolgen.

Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen des Plattenkalks und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen (Kärnten)

von Manfred Köhler

(Innsbruck, 1973)

Im 1. Teil werden Methoden zur Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes beschrieben. Es sind dies:

- 1) Gasometrische Bestimmung:
 - a) Chittik-Apparat
 - b) Bernard-Calcimeter
 - c) Scheibler-Apparatur
 - d) Karbonatbombe
- 2) Komplexometrische Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes mittels Titration von Ca und Mg.
- 3) Röntgenographische Ermittlung des Calcit/Dolomit-Verhältnisses aus dem Intensitätsverhältnis stärkster Calcitpeak/stärkster Dolomitpeak nach einem modifizierten Verfahren von TENNANT & BERGER.

4) Lichtoptisch-elektronische Bestimmung der Calcit- und Dolomitflächenanteile mit dem DIGISCAN-PHASENINTEGRATOR der Fa. Kontron, München. Es werden dabei teilweise neue bzw. modifizierte Methoden beschrieben und ihre Anwendungsmöglichkeiten bei sedimentpetrographischen Untersuchungen diskutiert. Im 2. Teil erfolgt die Besprechung der mikrofaziellen, geochemischen und sedimentologischen Ergebnisse. Der bei van BEMMELEN als Unterrhät bezeichnete Abschnitt der Obertrias gliedert sich in den Unteren und Oberen Plattenkalk, wobei als deutliche Grenze ein Geröllhorizont auftritt. Die Abtrennung des Hauptdolomits vom Plattenkalk, sofern dieser am Übergang dolomitisch entwickelt ist, konnte mit Hilfe der Zusammensetzung der Ca-Dolomite eindeutig getroffen werden. Die Ca-Dolomite stellen daneben wichtige Salinitätsanzeiger (Milieuindikatoren) dar. Die bisher in das Oberrhät gestellten Kössener Schichten erwiesen sich durch mikrofaunistische Untersuchungen als Mittel-Ober-nor. Der Übergang zu Rhät bzw. Lias ist im Untersuchungsbereich nicht aufgeschlossen.

Aufgrund ihrer zyklischen Sedimentation lassen sich die Kössener Schichten in mindestens 4 Abschnitte gliedern. Es wurden dazu Untersuchungen über den Karbonatgehalt, die Fossilführung, die Zusammensetzung der Ca-Dolomite, die Tonmineralzusammensetzung und die Schichtmächtigkeiten durchgeführt. Aus den vorliegenden Daten läßt sich ein paläogeographisches Bild des Ablagerungsraumes rekonstruieren: das Liefergebiet für Plattenkalk und Kössener Schichten lag im NW. Nach SE werden die Schichtmächtigkeiten und die Korngröße der Tonminerale geringer, Tonschieferlagen werden zunehmend von Mergeln bzw. Kalken vertreten. Die Wassertiefe nahm von W (Flachwasserbereich) nach E stetig zu, im Plattenkalk dürfte sie die 50 m-Marke (Radiolarien) überschritten haben.

Im 3. Teil werden die Kartierungsergebnisse diskutiert. Neben einer eingehenden Revision der Kartendarstellung bei van BEMMELEN wird zur Tektonik des Untersuchungsgebietes Stellung genommen. Das tektonische Geschehen erfolgte in mehreren Akten, wobei neben Kompression auch Dehnung mit schwerkraftbedingten Abschiebungen einzelner Schollen an ac-Klüften entlang auftrat. Neben achsengebundenen Störungen, wie Aufschiebungen und Verschuppungen, treten bedeutende Diagonalverschiebungen auf, die NW bzw. NE streichen.

A) Zur Geologie der südlichen Umgebung von Fieberbrunn

B) Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke
am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich)

von Parwiz Parwin

(Innsbruck, 1974)

Das Arbeitsgebiet umfaßt die südliche Umgebung von Fieberbrunn und wurde, auf die alte Aufnahme von Th. OHNESORGE aufbauend, im Maßstab 1:10 000 neu aufgenommen.

Der größere Teil des Gebietes wird von Gesteinen der Nördlichen Grauwackenzone eingenommen, die im nördlichen Teil von Permoskyth überlagert werden.

Der Gesteinsbestand läßt sich in drei Hauptgruppen aufgliedern.

1. Wildschönauer Schiefer mit ihren saueren vulkanischen Einschaltungen
2. Mächtige Karbonatgesteine
3. Permoskythische Ablagerungen

Innerhalb der Grauwackengesteine lassen sich die Wildschönauer Schiefer in einen (600-800 m) mächtigen liegenden Komplex (Ordovizium) und einen geringmächtigen Hangendkomplex (Silur) untergliedern. Die tieferen Wildschönauer Schiefer sind im allgemeinen eine recht monotone Serie von hellgrauen, auch grünlich bis bräunlich-grauen Tonschiefern, in denen geringmächtige Lagen von Subgrauwacken in Wechsellagerung auftreten. Den Abschluß der tieferen Wildschönauer Schiefer bilden saure Vulkanite, die sich ausschließlich von Quarzporphyren und deren Tufffolge ableiten. Sie liegen zum Teil als Porphyroidschiefer, meist aber als massige Porphyroide und zu einem geringen Teil als Porphyroidtuffe bzw. Tuffite vor. Die massigen Porphyroide zeigen eine ausgeprägte engständige Klüftung, wobei die Klüfte durch Quarz und Kalkfeldspat verheilt sind. Die grün gefärbten Porphyroide lassen makroskopisch rote Kalinatronfeldspat- und große weiße Quarzkörner sowie Biotit erkennen.

Neben den Mineraleinsprenglingen fallen rötliche Komponenten auf, die sich als Obsidianfetzen u.d.M. zu erkennen geben.

Die höheren Wildschönauer Schiefer sind sehr geringmächtig (um 10 m). Sie sind auffallend ärmer an sandigen Einschaltungen. Charakteristisch sind die oft starke Pigmentierung und intensive schwarze Farbe, die auf Kohlenstoffgehalt zurückzuführen ist. Diese tieferen Wildschönauer Schiefer leiten zu Dolomiten über.

Rein lithologisch lassen sich im Aufnahmegebiet folgende Karbonatgesteinstypen unterscheiden:

1. Schwarze bis dunkelgraue Dolomite
2. Rote massige Dolomite
3. Rote schiefrige Dolomite
4. Hellgraue bis weiße Dolomite

Die permoskythische Schichtfolge läßt sich im Kartierungsgebiet als einleitendes Glied der mesozoischen Sedimente auffassen, die den verschiedenen alten paläozoischen Gesteinen der Grauwackenzone auflagern. Aufgrund eigener Beobachtungen und in Anlehnung an H. MOSTLER, 1972, konnten folgende Einheiten innerhalb der permoskythischen Ablagerungen unterschieden und aufgenommen werden.

1. Eine dem Unterrotliegenden zuordenbare Basalbreccie, untergrundbezogen und reliefauffüllend.
2. Eine Serie, aus roten Tonschiefern und Magnesitkonkretionen bestehend (unterrotliegend).
3. Quarzkonglomerate.
4. Darüber Permoskythsandsteine mit stellenweise deutlichen Schrägschichtungen.

Der Kontakt der Breccie zu den paläozoischen Dolomiten ist zum Teil tektonisch gestört, oft aber stellen sie Ablagerungen eines typischen Verwitterungsschuttes dar, der sich in flachen Wannensammelt. Die Tektonik des zu bearbeitenden Gebietes, als Teil der Grauwackenzone, ist durch das recht unterschiedliche Festigkeitsverhalten und die Widerstandsfähigkeit der verschiedenen Gesteine gekennzeichnet.

Die gute Verformbarkeit der Wildschönauer Schiefer, Tuffe und tuffitisch beeinflussten Schiefer führt zu einem engen Faltenbau mit zum Teil einander überprägenden Achsenrichtungen.

Die kompakten Schichtglieder, massige Porphyroide und vor allem die Karbonatgesteine, zeigen im Gegensatz zu den oben erwähnten Gesteinen eine deutliche rupturale Verformung. Wie aus der geologischen Karte zu entnehmen ist, lassen sich drei parallel zueinander streichende Großstörungen erkennen. Die erste und südlichste Störung mit normalem E-W-Verlauf, ausgehend vom Hördlinger Graben über den Südrand des Wildsees oder bis südlich zur Niederen Alm (1300 m). Entlang dieser Störungslinie, die steil bis mittelsteil nach Süden einfällt, wurde die Porphyroidmasse hochgeschleppt und randlich stark verschiefert.

Die nächstfolgende tektonische Linie setzt unmittelbar westlich des Schwarzachbaches ein und führt über die Schmerlalm (1542 m) zum Rabenkopf (1846 m) und läuft vor dem Erreichen des Sulzbaches aus. Die dritte Störung setzt unmittelbar am Schwarzachbach ein, führt über den Mosesbrunnen bis südlich der Niederen Kantalm (1140 m).

Dort, wo die Karbonatgesteine ausgebildet sind, reagieren sie rupturrell; sie bilden regellose Brüche wie Horste, Gräben und Staffelbrüche.

Der am Südrand der Stadt Bad Ischl gelegene Siriuskogel wird von ca. 160 m mächtigen Kalken aufgebaut. Entgegen der bisherigen Meinung, es handle sich ausschließlich um Kalke norischen Alters, beginnt die Schichtfolge mit dem Cordevol (für den basalsten Teil ist ein langobardisches Alter nicht auszuschließen) und reicht bis in das Obenor. Die Alterseinstufung wurde mit Hilfe von Conodonten, Holothuriensklerten, Roveacriniden

und Mikroproblematika vorgenommen.
Lithologisch, besonders durch die mikrofaziellen Untersuchungen, war es möglich, die Karbonatgesteine zu untergliedern. Die basalen, rund 75 m mächtigen Kalke sind fast ausschließlich filamentführende, biogenarme Pelletmikrite und weichen damit stark von den typischen Hallstätter Kalken ab; sie entsprechen am ehesten der Bankkalkfazies innerhalb von Reiflinger Kalken. Die hangendsten, etwa 85 m mächtigen Kalke sind typische Hallstätter Kalke (pelletfreie, stark bioturbate Biomikrite), die sich durch eine reiche Ammoniten- und Lamellibranchiatenfauna auszeichnen. Nahezu die gesamte Schichtfolge ist von Spalten durchschlagen; während im basalen Abschnitt (Cordevol) nur Spalten mit Spatitfüllung bzw. mit seltenem, stets sterilem Mikrit auftreten, sind es im Jul mehrphasige Internsedimente mit zunächst gleichaltrigem Material. Darüber folgen Spalten, mit unternorischem Kalkschlamm plombiert, wobei Risse den stark wasserhaltigen Schlamm bis in m-Bereiche vordringen ließen, wodurch bei den Rückstandsuntersuchungen Mischfaunen, aus julischen und unternorischen Elementen bestehend, anfallen. Vertikal wird diese Folge von rund 20 m mächtigen, nur selten spaltenführenden, julischen Kalken abgelöst. Darüber setzen nach einem geringmächtigen basalen Tuval 6 m mächtige, hochgradig kondensierte Kalke mit einer Tuval-Unternor-Mischfauna ein. Über einer mit mittelnorischen Sedimenten plombierten Spalte folgen die typischen Hallstätter Kalke, die sich anhand von Conodonten und Holothurienskleriten stratigraphisch sehr gut aufgliedern lassen. Charakteristisch für die höhere Schichtfolge sind durch Frachtabsonderung entstandene Lamellibranchiaten-"Bänke", die sowohl dem Mittelnor, als auch Obenor angehören. Vereinzelt treten auch zeitgleiche Spaltenfüllungen auf.

Geologische Untersuchungen im Raume Saalfelden-Filzensatteldienten (Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen, Salzburg)

von Josef-Michael Schramm

(Innsbruck, 1974)

Im Bereich Maria Alm-Hintertal-Dienten (östlich Saalfelden, Salzburg) wurde vom Verfasser eine geologisch-tektonische Detailkartierung im Maßstab 1:10 000 durchgeführt.

Dabei konnte aufgrund der Untersuchungen der Basalserie, die bisher von allen Autoren zu den Werfener Schichten gestellt wurde, einerseits permisches Alter (Rotliegend) und andererseits anhand klastischer Spatmagnesitkomponenten Art und Alter der Magnesitgenese der Spatmagnesitlagerstätten zwischen Zeller Furche und Dientener Graben festgestellt werden. Da die Komponenten nachweislich als "echte" Spatmagnesite in die Brekzie gelangt sind, kann präpermische Magnesitbildung abgeleitet werden.

und Mikroproblematika vorgenommen.
Lithologisch, besonders durch die mikrofaziellen Untersuchungen, war es möglich, die Karbonatgesteine zu untergliedern. Die basalen, rund 75 m mächtigen Kalke sind fast ausschließlich filamentführende, biogenarme Pelletmikrite und weichen damit stark von den typischen Hallstätter Kalken ab; sie entsprechen am ehesten der Bankkalkfazies innerhalb von Reiflinger Kalken. Die hangendsten, etwa 85 m mächtigen Kalke sind typische Hallstätter Kalke (pelletfreie, stark bioturbate Biomikrite), die sich durch eine reiche Ammoniten- und Lamellibranchiatenfauna auszeichnen. Nahezu die gesamte Schichtfolge ist von Spalten durchschlagen; während im basalen Abschnitt (Cordevol) nur Spalten mit Spatitfüllung bzw. mit seltenem, stets sterilem Mikrit auftreten, sind es im Jul mehrphasige Internsedimente mit zunächst gleichaltrigem Material. Darüber folgen Spalten, mit unternorischem Kalkschlamm plombiert, wobei Risse den stark wasserhaltigen Schlamm bis in m-Bereiche vordringen ließen, wodurch bei den Rückstandsuntersuchungen Mischfaunen, aus julischen und unternorischen Elementen bestehend, anfallen. Vertikal wird diese Folge von rund 20 m mächtigen, nur selten spaltenführenden, julischen Kalken abgelöst. Darüber setzen nach einem geringmächtigen basalen Tuval 6 m mächtige, hochgradig kondensierte Kalke mit einer Tuval-Unternor-Mischfauna ein. Über einer mit mittelnorischen Sedimenten plombierten Spalte folgen die typischen Hallstätter Kalke, die sich anhand von Conodonten und Holothurienskleriten stratigraphisch sehr gut aufgliedern lassen. Charakteristisch für die höhere Schichtfolge sind durch Frachtabsonderung entstandene Lamellibranchiaten-"Bänke", die sowohl dem Mittelnor, als auch Obenor angehören. Vereinzelt treten auch zeitgleiche Spaltenfüllungen auf.

Geologische Untersuchungen im Raume Saalfelden-Filzensatteldienten (Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen, Salzburg)

von Josef-Michael Schramm

(Innsbruck, 1974)

Im Bereich Maria Alm-Hintertal-Dienten (östlich Saalfelden, Salzburg) wurde vom Verfasser eine geologisch-tektonische Detailkartierung im Maßstab 1:10 000 durchgeführt.

Dabei konnte aufgrund der Untersuchungen der Basalserie, die bisher von allen Autoren zu den Werfener Schichten gestellt wurde, einerseits permisches Alter (Rotliegend) und andererseits anhand klastischer Spatmagnesitkomponenten Art und Alter der Magnesitgenese der Spatmagnesitlagerstätten zwischen Zeller Furche und Dientener Graben festgestellt werden. Da die Komponenten nachweislich als "echte" Spatmagnesite in die Brekzie gelangt sind, kann präpermische Magnesitbildung abgeleitet werden.

Weiters lassen die von der Metasomatose erfaßten Karbonatgesteine, welche den Zeitraum vom mittleren Ludlow (Obergotlandium) bis unterem Emsium (Unterdevon), also rund 30 Millionen Jahre umfassen (aufgrund conodontenstratigraphischer Untersuchungen von H. MOSTLER nachgewiesen), sedimentäre Magnesitgenese (evaporitische Verhältnisse) als Bildungsursache äußerst unwahrscheinlich erscheinen. Die Magnesitbildung hat mit größter Wahrscheinlichkeit zwischen Unterdevon und Oberkarbon (nach der Sedimentation), also im Zuge der variszischen Metamorphose stattgefunden.

Seit einiger Zeit ist postdeformative Blastese von Chloritoid in Wildschönauer Schieferen (Nachweis niedrigtemperierter Grünschieferfazies) bekannt. Eine Abtrennung variszischer von alpidischer Metamorphose ist in Gesteinen der Grauwackenzone nicht gelungen, da sowohl metamorphe Mineralsprossung, als auch Gesteinsdeformation variszischen Alters sein können, jedoch dürften die Chloritoidsprossungen eher der alpidischen Metamorphose zuzuschreiben sein. Diese Neubildungen haben sich unmittelbar südlich der Nördlichen Kalkalpen gefunden und einige Autoren haben bisher (nur) vermuten können, daß auch die daran nördlich anschließenden Bereiche von eventuell anchizonaler Metamorphose erfaßt worden sind. Nun konnte zum ersten Mal in fossilbelegten skythischen Horizonten (Werfener Schichten) das wichtige Indexmineral Pyrophyllit nachgewiesen werden. Die alpidische Metamorphose hat also zumindest die tiefsten Bereiche der Nördlichen Kalkalpen sicher anchi-, bis vielleicht sogar epizonal erfaßt.

Die Grenze Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen ist durch intensivste, komplizierte südvergente Schuppentektonik gekennzeichnet. Der weiter im Süden von H. MOSTLER festgestellte Baustil findet seine Fortsetzung. Es handelt sich um einen intensiven, flach nordfallenden Schuppenbau (die Verschuppungstendenz nimmt gegen die Grenze Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen zu) mit annähernd E-W-streichenden, zumeist gegen Osten flach abtauchenden b-Achsen. Ebenfalls im Grenzbereich beider Baueinheiten fällt alpine Bruchtektonik auf, wobei 2 Richtungen vorherrschen: NW-SE und NE-SW. Beide Störungssysteme durchschlagen die Gesteine der zwei großen Baueinheiten, die NE-SW-Brüche sind im bearbeiteten Bereich die jüngsten.

Mikrofaunistische Untersuchungen der Hallstätter Kalke in den
Berchtesgadener Alpen

von Donato Antonio Donofrio
(Innsbruck, 1975)

Das Hallstätter Kalkvorkommen zwischen Berchtesgaden und Hallein

Weiters lassen die von der Metasomatose erfaßten Karbonatgesteine, welche den Zeitraum vom mittleren Ludlow (Obergotlandium) bis unterem Emsium (Unterdevon), also rund 30 Millionen Jahre umfassen (aufgrund conodontenstratigraphischer Untersuchungen von H. MOSTLER nachgewiesen), sedimentäre Magnesitgenese (evaporitische Verhältnisse) als Bildungsursache äußerst unwahrscheinlich erscheinen. Die Magnesitbildung hat mit größter Wahrscheinlichkeit zwischen Unterdevon und Oberkarbon (nach der Sedimentation), also im Zuge der variszischen Metamorphose stattgefunden.

Seit einiger Zeit ist postdeformative Blastese von Chloritoid in Wildschönauer Schieferen (Nachweis niedrigtemperierter Grünschieferfazies) bekannt. Eine Abtrennung variszischer von alpidischer Metamorphose ist in Gesteinen der Grauwackenzone nicht gelungen, da sowohl metamorphe Mineralsprossung, als auch Gesteinsdeformation variszischen Alters sein können, jedoch dürften die Chloritoidsprossungen eher der alpidischen Metamorphose zuzuschreiben sein. Diese Neubildungen haben sich unmittelbar südlich der Nördlichen Kalkalpen gefunden und einige Autoren haben bisher (nur) vermuten können, daß auch die daran nördlich anschließenden Bereiche von eventuell anchizonaler Metamorphose erfaßt worden sind. Nun konnte zum ersten Mal in fossilbelegten skythischen Horizonten (Werfener Schichten) das wichtige Indexmineral Pyrophyllit nachgewiesen werden. Die alpidische Metamorphose hat also zumindest die tiefsten Bereiche der Nördlichen Kalkalpen sicher anchi-, bis vielleicht sogar epizonal erfaßt.

Die Grenze Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen ist durch intensivste, komplizierte südvergente Schuppentektonik gekennzeichnet. Der weiter im Süden von H. MOSTLER festgestellte Baustil findet seine Fortsetzung. Es handelt sich um einen intensiven, flach nordfallenden Schuppenbau (die Verschuppungstendenz nimmt gegen die Grenze Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen zu) mit annähernd E-W-streichenden, zumeist gegen Osten flach abtauchenden b-Achsen. Ebenfalls im Grenzbereich beider Baueinheiten fällt alpine Bruchtektonik auf, wobei 2 Richtungen vorherrschen: NW-SE und NE-SW. Beide Störungssysteme durchschlagen die Gesteine der zwei großen Baueinheiten, die NE-SW-Brüche sind im bearbeiteten Bereich die jüngsten.

Mikrofaunistische Untersuchungen der Hallstätter Kalke in den
Berchtesgadener Alpen

von Donato Antonio Donofrio
(Innsbruck, 1975)

Das Hallstätter Kalkvorkommen zwischen Berchtesgaden und Hallein

wurde einer feinstratigraphischen Bearbeitung unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna unterzogen. Obwohl die gesamte Mikrofauna sogar semiquantitativ erfaßt wurde (es handelt sich insgesamt um fünfzehn Tiergruppen), konzentrierte sich der Schwerpunkt der Untersuchungen auf Schwebcrinoiden, Holothuriensklerite und Conodonten. Für die Schwebcrinoiden, die in einer eigenen Arbeit (DONOFRIO & MOSTLER, 1974) behandelt wurden, konnte sowohl die stratigraphische, als auch die fazielle Bedeutung aufgezeigt werden. Eine neue Gattung bzw. drei neue Arten werden in einer systematischen Beschreibung erfaßt. Darüber hinaus wurden sämtliche in der Trias auftretenden Arten in ihrer stratigraphischen Reichweite zusammengestellt, seien es Formen, die in Massen auftreten, seien es jene Typen, die relativ stark zurücktreten. Die intensive Befassung mit den Echinodermaten erbrachte insofern auch neue Ergebnisse, als Formen, die bisher zu den Mikroproblematika gezählt wurden, eigenen Echinodermengruppen zugeordnet werden konnten. Die untersuchte Kalkfolge umfaßt einen Zeitraum, der vom Ladin bis zum Nor reicht. Somit konnte auch die ladinische Stufe für diese Hallstätter Zone, entgegen früheren Auffassungen, nachgewiesen werden. Die Ladin/Karn- bzw. Karn/Nor-Grenze wurde anhand der gesamten Mikrofauna, aber besonders mit Hilfe der Conodonten und Holothuriensklerite gezogen. Vergleiche mit der Conodontenreichweite im Salzkammergut, geeicht an der Orthochronologie, haben sich als notwendig erwiesen. Was die Karn/Nor-Grenze betrifft, war folgendes zu berücksichtigen:

- 1) den Probenabstand im zunächst festgestellten Grenzbereich so eng als möglich zu veranschlagen;
- 2) genaue mikrofazielle Analyse des Grenzbereiches, um eventuellen faziellen Wechsel auszuschließen, der sich, bedingt durch Biotopwechsel, in der Mikrofauna niederschlagen könnte;
- 3) die Abgrenzung durch Conodonten wird durch einen Biotopwechsel innerhalb der Beckenfazies nicht berührt;
- 4) Die Abgrenzung durch Holothuriensklerite allerdings bringt bei fazieller Änderung auch innerhalb der Beckenbereiche eine nicht unbedeutende Differenzierung;
- 5) eine Abgrenzung mit Hilfe der Roveacriniden (Einsetzen im Fassan/Langobard-Grenzbereich, Aussetzen im Tuval/Lac-Grenzbereich) ist zwar in allen Beckenbereichen möglich, wird aber bei faziellem Wechsel starken Mengenschwankungen unterworfen.

Zusätzliche Kriterien für diese Grenzziehung kann man durch die kombinierte Verwendung der Mikrofazies und Mikrofauna gewinnen. So fällt mit dem Aussetzen der Roveacriniden im Karn/Nor-Grenzbereich das Einsetzen eines sehr homogenen Mikrites zusammen (gleichzeitig markantes Aussetzen der Pellets), der über das ganze Nor hinweg konstant anhält.

Der Bau der Überschiebungszone der Inntal-Decke
zwischen Halltal und Mahdgraben (Tirol)

von Walid Sadeddin
(Innsbruck, 1975)

Das Gebiet wird von zwei großen, übereinandergeschobenen tektonischen Einheiten aufgebaut: der liegenden Lechtal-Decke und der hangenden Inntal-Decke.

Im bearbeiteten Gebiet liegen auf einer Strecke von mehr als 30 km Länge ältere Gesteine (Triasformation) der überschiebenden Einheit über den jüngeren Gesteinen (Juraschichten) der überschobenen Einheit. An der S-Seite des Stallentals sind Buntsandstein, Muschelkalk und Wettersteinkalk auf Hauptdolomit, Kössener Schichten und Juraschichten, die hier in normaler Abfolge übereinander liegen, aufgeschoben. Hier und im Mahdgraben zieht eine steil südfallende Störung durch. NW von Fiecht im unteren Tal des Mahdgrabens (ca. 800 m) biegen diese Schichten nach Westen um.

Vom Mahdgraben westwärts, am Inntalhang, schaltet sich zwischen die jungen Schichten (Hauptdolomit bis Oberjura) und den darüber geschobenen Wettersteinkalk ein Zug von Raibler Schichten, der bis zur Hinterhornalm zu verfolgen ist.

Die Juraschichten queren das Vomper Loch und passieren bei der Ganalm eine steil nordfallende Störungszone. Bei der Walder Alm sind die Schichten wirr gelagert, hier treten wieder tiefere Triasgesteine über Juraschichten auf. SW der Walder Alm (am Gungglkopf) sind hellgraue Aptychenmergel anzutreffen, die von O. AMPFERER als Liasfleckenmergel angesprochen wurden.

Der Verlauf der Juraschichten wird zwischen der Hinterhornalm und dem Urschenbach durch Gehängeschutt des Wettersteinkalkes verdeckt. Im Urschenbach treten die Juraschichten wieder zutage, von Haselgebirge mit Gips überlagert. Die Überschiebung ist am Fallbach wieder sehr gut aufgeschlossen, als ca. 10 m mächtige Mylonitzone.

In gelben Mergeln der Kössener Schichten kommen Phosphoritknollen vor, die wahrscheinlich von zersetzten Wirbeltierknochen (Bonebed) herzuleiten sind.

Weiter im Westen keilen die Juraschichten östlich der Alpengsöhnehütte aus und die Überschiebung von Wettersteinkalk über Hauptdolomit zieht ins Halltal hinunter.

Die tektonische Stellung des Dobratsch unter spezieller
Berücksichtigung der Mikrofazies

von Elmar A. Colins de Tarsienne
(Innsbruck, 1975)

Während eine zeitliche Fixierung der einzelnen Bewegungsvorgänge, wie in diesem Kapitel bereits mehrfach angedeutet, nicht möglich ist, kann man die zeitliche Abfolge der Tektonik der Villacher Alpe gut rekonstruieren. Die Überschiebung gehört zweifellos der ältesten tektonischen Phase an. Glättet man nämlich beide Stockwerke aus, so reicht die Trias des Dobratsch weit nach S über die Gailtallinie hinaus und es ist schwer vorstellbar, daß es während tektonischer Aktivität der alpin-dinarischen Grenzzone noch zu einer so kleinräumigen Überschiebung gekommen ist. Dazu kommt noch, daß sowohl Liegend-, als auch Hangendscholle von der Anpressung an den Bleiberger Erzberg in Mitleidenschaft gezogen worden ist, wofür in dem Bereich, der nicht überfahren wurde, also östlich der Kaserin, kein Grund vorhanden wäre, wenn die Liegendscholle nicht ebenfalls bewegt worden ist. Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß als zweite Phase nur Bewegungen an der Gailtallinie, durch die der ganze Block der Villacher Alpe von SE nach NW bewegt wurde, in Frage kommen. Dadurch ist auch die heutige Form des Bleiberger Bruches, mit der Aufschiebung der Dobratscheinheit auf die Trias des Erzberges, entstanden. Es ist dabei durchaus wahrscheinlich, daß der Bleiberger Bruch, wie es z.B. KOSTELKA vermutet, schon früher angelegt worden ist, wobei es zu einem tieferen Absinken der südlich des Bruches gelegenen Bereiche kam. Diese konnten also von der Dobratscheinheit leicht überfahren werden, die dadurch erst am Erzberg auf ein Widerlager traf. Dieses wurde zum Teil auch noch überfahren, verursachte aber gleichzeitig ein Steilstellen der Schichten am Nordhang des Dobratsch. Wurde der Druck allerdings zu groß, reagierten die Gesteine darauf mit Zerscherungen, wie sie in den E-W-Störungen (z.B. Strengenstörung) gegeben sind. Die letzte tektonische Phase, die ihre Ursache in der Absenkung des Villacher und Klagenfurter Beckens hat, reichte sicherlich noch in das Quartär, dauert aber möglicherweise noch an. Dieses Absinken führte zuerst zu einem Hinunterbiegen der Schichten gegen E und schließlich zur Entstehung von N-S-Brüchen, die für die Abtreppung der Villacher Alpe gegen E verantwortlich sind. Die Längsbrüche auf der Südseite, die auch heute noch entstehen, sind dagegen vermutlich nicht primär tektonisch angelegt, sondern auf eine Unterschneidung des Dobratsch durch den Gailtalgletscher sowie auf die Entlastung der durch den SE-NW-Druck gestauchten Schichten zurückzuführen. Kann man also Ursachen und Wirkung der Tektonik in diesem doch recht kleinen Gebiet als einigermaßen geklärt ansehen, so bleibt doch immer noch die Frage offen, in welcher Beziehung die Triasgesteine des Dobratsch zu den heute am nächsten gelegenen, gleich alten Vorkommen stehen. Während sich nämlich Permoskythsandsteine und Werfener Schichten noch gut parallelisieren lassen, tritt im Anis eine Faziesabfolge auf, die, mit Ausnahme der

hängenden Zwischendolomite, sonst nirgends gefunden werden kann. Dasselbe gilt für das Ladin, das normalerweise in Partnach- oder Wettersteinfazies ausgebildet ist, am Dobratsch jedoch durch die Buntkalkfazies vertreten ist. Wettersteinkalke treten hier in der Liegendscholle erst im höchsten Langobard, in der Hangendscholle erst im Cordevol auf. Ein weiterer Unterschied liegt in den bislang fraglichen Raibler Schichten der Hangendscholle, die mergelig-kalkig ausgebildet sind und erst im Jul einsetzen würden. Sowohl zeitlich, als auch faziell übereinstimmende Ablagerungen sind also mit Sicherheit erst wieder im Hauptdolomit gegeben.

Trotz dieser Unterschiede lassen sich aber einige Parallelen ziehen, die zwar nicht überbewertet werden dürfen, im Zusammenhang mit den Arbeiten von BAUER (1970) und BRANDNER (1972) aber weitere Hinweise für die Rekonstruktion der Paläogeographie dieses Gebietes während Anis, Ladin und Karn liefern. Betrachtet man nämlich Mächtigkeit, fazielle Ausbildung, Morphologie und Tektonik des Bleiberger Erzberges, von Petzen und Obir sowie des Dobratsch, so fällt auf, daß die Wettersteinkalke des Erzberges mit den schwarzen Breccien, milchigen Bänken sowie der Vererzung mit Petzen und Obir, die diese Faktoren, wenn auch nicht in diesem Umfang, ebenfalls aufweisen, verbunden werden kann, während diese, was Morphologie und Tektonik betrifft, der Villacher Alpe entsprechen. Man kann also annehmen, daß diese drei Ausbildungen ursprünglich hintereinander gelegen sind, womit allerdings nicht gesagt ist, daß sie in unmittelbarem Verband miteinander standen. Für diese Annahme sprechen auch die Mächtigkeitsunterschiede des Wettersteinkalkes sowie seine Ausbildung in Riff- und Lagunenfazies. Am Erzberg treten die gut 1000 m Wettersteinkalk vorwiegend in Lagunenfazies auf, während bei Petzen und Obir nur mehr ca. 800 m vorhanden sind, wobei die Basis bereits riffogen entwickelt ist. Die Wettersteinkalke beider Einheiten des Dobratsch werden dagegen nur mehr 600-700 m mächtig, wobei in der Liegendscholle die Anteile von Riff- und Lagunenfazies ungefähr gleich verteilt sind, während in der Hangendscholle, wo der laterale Faziesübergang von Lagune zu Riff aufgeschlossen ist, praktisch nur mehr Riff vorhanden ist. Legt man diese Bereiche nun von N nach S hintereinander, so ergibt sich, wenn auch mit Unterbrechungen, eindeutig das Bild eines von N nach S in ein Becken vorwachsenden Riffes, an dessen Rückseite sich lagunäre Sedimente ablagerten, die bei zunehmender Entfernung vom Riff, und damit auch längerer Sedimentationsdauer, immer mächtiger wurden. Damit wäre auch das verspätete Einsetzen der Wettersteinkalke am Dobratsch erklärt, da das Riff ja nurlangsam nach S in das Becken vorgewachsen ist. Diese Ergebnisse entsprechen auch genau den Vorstellungen von BAUER (1970), der annimmt, daß der Wettersteinkalk der Nordkarawanken durch ein Becken mit dem Schlerndolomit der Südkarawanken verbunden war. Damit ergibt sich also folgendes paläogeographisches Bild: Während des Anis wurden die Gesteine nördlich und südlich der alpin-dinarischen Grenzzone in einem zusammenhängenden Meer abgelagert. Gewisse fazielle Unterschiede sind dabei auf das starke Relief zu dieser Zeit zurückzuführen.

Gegen Ende des Anis kam es dann zusammen mit vulkanischer Tätig-

keit zu einer verschieden starken Absenkung, die - gleich wie der Vulkanismus - in der Zone zwischen Süd- und Nordkarawanken am längsten andauerte und deren Auswirkungen in der Dobratscheinheit zu sehen sind. Auf den nicht so stark abgesenkten Bereichen entwickelten sich zu Beginn des Ladins Riffe, die sowohl von S, als auch N gegen dieses Becken hin vorwuchsen. Dieses Riffwachstum dauerte bis an die Grenze Cordevol/Jul. Erst zu diesem Zeitpunkt kam es zu einer Schwellenbildung, was möglicherweise auf das Zusammentreffen der beiden Riffe zurückzuführen ist, und damit zur verschiedenen Ausbildung der Raibler Schichten in südalpiner und nordalpiner Fazies.

Da jedoch zwischen den einzelnen Vorkommen größere Bereiche fehlen (besonders zwischen Süd- und Nordkarawanken), ist klar, daß es sich hier nur um ein mögliches Modell der Paläogeographie der Mitteltrias handelt.

Die Sedimente der Wettersteinformation am Dobratsch sind in einem ausgesprochenen Flachmeer entstanden und können durch ihre unterschiedliche fazielle Ausbildung in eine noch weiter untergliederbare Riff- und Lagunenfazies eingeteilt werden. So können z.B. in der Rifffazies Vorriff, zentraler Riffkern und Rückriff, in der Lagunenfazies inter-, supra- und subtidale Bereiche ausgeschieden werden: Der Beginn des Riffwachstums ist am Dobratsch nicht aufgeschlossen, ist jedoch zu Beginn des Ladins auf Schwellen oder Plattformbildungen des unterlagernden anisichen Zwischendolomits weiter im N anzusetzen, während es im S zu einer Absenkung und damit Beckenbildung kam. Während des Ladin und Cordevol wuchs das Riff, immer auf seinem eigenen Schutt aufbauend, langsam gegen S vor, während an der Rückseite des Riffs lagunäre Sedimente zur Ablagerung gelangten, wobei es hier, vermutlich infolge der auflastenden Sedimente, zu einer stärkeren Absenkung kam als im Becken. Die Wettersteinkalke bestehen zu einem großen Teil aus Biogenen bzw. aus Detritus, der von Biogenen herzuleiten ist. Der primär vorhandene Aragonit ist heute nicht mehr vorhanden, sondern wurde gelöst und durch körnigen Calcit- oder Dolomit ersetzt. Auch die Verringerung der ursprünglich großen Porosität ist auf Zementation durch körnigen oder fibrösen Calcit und Dolomit zurückzuführen. Diese Verfestigung erfolgte zum überwiegenden Teil sehr früh, während z.T. noch anhaltender Sedimentation, wie es z.B. die Riffschuttalke oder die Intraklaste der Lagunenfazies zeigen. Ebenfalls noch während der Sedimentation kam es zu Meeresspiegelschwankungen bzw. Hebungen des Untergrundes und damit zu Trockenlegungen, die sich in verschiedenen Charakteristika (caliche-Bildungen) äußern können. Meeresspiegelschwankungen haben sicher auch die frühdiagenetische Dolomitisierung gefördert, sind jedoch nicht unbedingt dafür notwendig. Alle diese Vorgänge können sich auch noch unter geringer Sedimentbedeckung vollziehen, sind aber auch dann noch als frühdiagenetisch anzusehen. Zementation und Verfestigung der Sedimente werden in diesem Stadium bereits völlig abgeschlossen.

Während der späteren Diagenese kommt es infolge von erhöhtem

Druck und Temperatur nur mehr zu Umkristallisationen, im gegenständlichen Fall hauptsächlich zu Kornvergrößerungen, wobei die entstehenden Dolomit- und Calcitkristalle auch über vorgegebene Strukturen (z.B. Biogene) hinweggreifen, und zur spätdiagenetischen Dolomitisierung. Eine letzte spätdiagenetische Umbildung der Wettersteinakalke ereignet sich schließlich infolge tektonischer Vorgänge. Dabei kommt es zu einer Störung des Gefüges (Stylolithen usw.), was aber durch die hier ebenfalls auftretende Kornvergrößerung und Dolomitisation überprägt werden kann.

Zur Sedimentologie des Alpinen Muschelkalks in den
östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten)

und

Geologie der westlichen Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten

von Wolfgang Nachtmann

(Innsbruck, 1975)

1) Sedimentologie

In den östlichen Gailtaler Alpen ist aufgrund lithologischer Kriterien eine Dreiteilung des Alpinen Muschelkalks möglich in:

a) Flaser-, Bank- und Wurstelkalkserie: eine relativ fossilarme Abfolge von Flachwasserbildungen mit wechselndem Terrigeneinfluß. Der basale Abschnitt ist durch eine unregelmäßige Wechselagerung von zumeist ooidführenden Kalken mit feinen sandigen Lagen gekennzeichnet, wodurch es vor allem in der Anwitterung zu einer deutlichen Flaserung kommt. Mit dem Ausklingen der sandigen Lagen setzt eine durchgehende karbonatische Sedimentation ein, welche sich in dm-gebankten Kalken mit wechselndem Gehalt an Ooiden, Pellets und anspruchslosen Biogenen ausdrückt. Entweder auf die Bankkalke folgend oder mit diesen in Wechselagerung stehend, treten die einer Stillwassersedimentation zugeschriebenen und durch intensive Horizontalturbation geflaserten Wurstelkalke, welche noch bis 12% - schlierig angereicherte - tonige Substanz enthalten.

b) Fossil- und Übergangskalkserie: infolge sich rasch bessern-der Lebensbedingungen erfolgt ein sprunghafter Anstieg des Biogengehaltes, der gemeinsam mit Laminiten, Oo- und Onkoiden sowie durch totale Auswaschung angezeigte Wasserbewegung eine Fortsetzung der Flachwassersedimentation kennzeichnet. In diesen an sich rein karbonatischen Fossilkalken kommt es zu plötzlich ein- und wieder aussetzenden Schüttungen sandiger Lagen, die zufolge ihrer Wechselagerung mit fossilführenden Kalken eine boudinagebedingte Knolligkeit der Kalke hervorrufen. Abgelöst werden die dem Pelson und Unterillyr zugezählten Fossilkalke von den aus Onkoidkalken, laminierten Kalken und Dolomiten, tonarmen Wurstelkalken und Oolithen bestehenden Übergangskalken, welche kaum bis keine Fossilien führen.

Druck und Temperatur nur mehr zu Umkristallisationen, im gegenständlichen Fall hauptsächlich zu Kornvergrößerungen, wobei die entstehenden Dolomit- und Calcitkristalle auch über vorgegebene Strukturen (z.B. Biogene) hinweggreifen, und zur spätdiagenetischen Dolomitisation. Eine letzte spätdiagenetische Umbildung der Wettersteinakalke ereignet sich schließlich infolge tektonischer Vorgänge. Dabei kommt es zu einer Störung des Gefüges (Stylolithen usw.), was aber durch die hier ebenfalls auftretende Kornvergrößerung und Dolomitisation überprägt werden kann.

Zur Sedimentologie des Alpinen Muschelkalks in den
östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten)

und

Geologie der westlichen Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten

von Wolfgang Nachtmann

(Innsbruck, 1975)

1) Sedimentologie

In den östlichen Gailtaler Alpen ist aufgrund lithologischer Kriterien eine Dreiteilung des Alpinen Muschelkalks möglich in:

a) Flaser-, Bank- und Wurstelkalkserie: eine relativ fossilarme Abfolge von Flachwasserbildungen mit wechselndem Terrigeneinfluß. Der basale Abschnitt ist durch eine unregelmäßige Wechselagerung von zumeist ooidführenden Kalken mit feinen sandigen Lagen gekennzeichnet, wodurch es vor allem in der Anwitterung zu einer deutlichen Flaserung kommt. Mit dem Ausklingen der sandigen Lagen setzt eine durchgehende karbonatische Sedimentation ein, welche sich in dm-gebankten Kalken mit wechselndem Gehalt an Ooiden, Pellets und anspruchslosen Biogenen ausdrückt. Entweder auf die Bankkalke folgend oder mit diesen in Wechselagerung stehend, treten die einer Stillwassersedimentation zugeschriebenen und durch intensive Horizontalturbation geflaserten Wurstelkalke, welche noch bis 12% - schlierig angereicherte - tonige Substanz enthalten.

b) Fossil- und Übergangskalkserie: infolge sich rasch bessern-der Lebensbedingungen erfolgt ein sprunghafter Anstieg des Biogengehaltes, der gemeinsam mit Laminiten, Oo- und Onkoiden sowie durch totale Auswaschung angezeigte Wasserbewegung eine Fortsetzung der Flachwassersedimentation kennzeichnet. In diesen an sich rein karbonatischen Fossilkalken kommt es zu plötzlich ein- und wieder aussetzenden Schüttungen sandiger Lagen, die zufolge ihrer Wechselagerung mit fossilführenden Kalken eine boudinagebedingte Knolligkeit der Kalke hervorrufen. Abgelöst werden die dem Pelson und Unterillyr zugezählten Fossilkalke von den aus Onkoidkalken, laminierten Kalken und Dolomiten, tonarmen Wurstelkalken und Oolithen bestehenden Übergangskalken, welche kaum bis keine Fossilien führen.

c) Dolomitisches Zwischenniveau: eintönige Folge von gut gebankten, \pm laminierten, fossil- und terrigenfreien Dolomiten, in die sporadisch sehr feine bis dickere vulkanische Lagen eingestreut sind. Dank der unmittelbar darüber folgenden oberillyrisch einsetzenden Plattenkalke ist die Einstufung des einer Plattform-sedimentation zugeschriebenen Zwischendolomits ins Illyr gesichert.

Nicht anwendbar ist diese Dreiteilung des Muschelkalks auf den Dobratsch, wo neben dem Zwischendolomit noch eine Tonschiefer-Dolomit-Wechselagerung ausgeschieden wird, deren Tonschiefer neben anisischen Sporen über beachtliche Gipseinschaltungen verfügen. Während diese Gipse einem Trockenfallen unter Sabkha-Bedingungen entstammen, weisen die Dolomite auf flache und übersalzene, küstennahe Lagunen hin. Abzüglich des einheitlich 150-200 m umfassenden Zwischendolomits verbleibt eine Mächtigkeit des Muschelkalks von ca. 400 m am Staff gegenüber geschätzten 120-150 m am Dobratsch. Dieser große Unterschied dürfte darin begründet sein, daß in den Tonschiefern des Dobratsch wesentlich mehr Zeit steckt als in gleichmächtigen Kalken des Staff.

2) Paläogeographie

Das "Muschelkalkmeer" der östlichen Gailtaler Alpen kann durchwegs als Flachmeer angenommen werden, das zunächst im Schüttungsbereich eines nahen, eventuell im SE bis E anzunehmenden flachen Hinterlandes lag, das allmählich abgetragen bzw. infolge in ihrer Ursache ungeklärter Meeresspiegelschwankungen überflutet wurde.

Im Unter- wie im mittleren Anis liegt eine nur wenige Meter tiefe und weitausgedehnte "Plattform = Schelf vor, die ein ausgeprägtes Relief mit unterschiedlich großen, wannenartigen lagunären "Becken" mit Ruhigwasserbedingungen sowie flachen Rücken mit hoher Wasserturbulenz aufweist. Dieses Relief wird im Laufe der Zeit ausgeglichen und im Zuge von Boden- bzw. Meeresspiegeländerungen entsteht die nun fernab eines Festlandes befindliche, äußerst seichte Karbonatplattform des oberen Anis.

Eine Klimaänderung von arid im unteren zu humid im oberen Muschelkalk kann vielleicht davon abgeleitet werden, daß im inter- bis supratidalen Zwischendolomit keine Gipsbildungen bislang beobachtet worden sind, während in den trockengefallenen Tonschiefern des Dobratsch stark entwickelte Gipslagen vorkommen, denen im höheren Bereich der Flaser-Wurstelkalkabfolge der Lienzer Dolomiten vereinzelt eingelagerte Gipsknöllchen gegenüberstehen (BRANDNER, 1972: 149). Da aber für den Zwischendolomit auch ein hypersalines Milieu angenommen wird, könnte das Fehlen von Gips auf Auswaschung durch heftige Niederschläge zurückgeführt werden.

Ich bin mir natürlich bewußt, daß aus den Erkenntnissen eines so kleinen Gebietes wie dem der östlichen Gailtaler Alpen nur sehr schwer Angaben von Allgemeingültigkeit abzuleiten sind, sodaß gerade die paläogeographische Deutung noch weitgehend hypothetisch ist. Liegen aber erst einmal Deteilergebnisse aus den gesamten Gailtaler Alpen vor, so wird man in der Zusammenschau

aller dieser Daten sicherlich größere Klarheit schaffen können, als das jetzt der Fall ist.

Die einzelnen Permotriasschichtglieder vom Permoskyth bis zum Nor sowie die kristalline und karbonate Basis des Dobratsch werden näher beschrieben, wobei das Hauptgewicht auf die Mitteltrias gerichtet ist, aus der die Buntkalke mit den ihnen eingeschalteten Vulkaniten besonders hervorstechen und erstmals einer genaueren Untersuchung unterzogen werden.

Der Alpine Muschelkalk läßt sich in eine durch Anisssporen belegte Tonschiefer-Dolomit-Wechselagerung und in den darüber folgenden laminierten Zwischenolomit mit ersten Vulkanitlagen unterteilen. Mit Hilfe von Conodonten und Holothurienskleriten erfahren die vom obersten Anis (trinodosus-Zone) bis zur Ladin/Karn-Grenze (Langobard/Cordevol) reichenden Buntkalke eine sehr gute zeitliche Gliederung, die gemeinsam mit mikrofaziell-lithologischen Kriterien die Existenz einer Liegend- und einer mit dem Muschelkalk einsetzenden Hangendscholle bestätigt. Die Buntkalke der Liegendscholle sind grüne, rote und graue, fossil- und filamentreiche Mikrite bis Arenite mit stellenweisen Anklängen an die Hallstätter Fazies und haben in den tieferen Bereichen im allgemeinen zwei, wenige Meter bis Meterzehner mächtige Vulkanitlagen zwischengeschaltet, während die Hangendscholle durchwegs graue, den Reiflinger Kalken nicht unähnliche Kalke mit bis zu 14 verschiedenen und cm bis 1,5 m dicken, über das ganze Profil verteilten Tuffbändern aufweist.

Innerhalb des fast ausschließlich cordevolischen Wettersteinkalks werden Riff und Riffschutt sowie Lagune unterschieden, wobei echte Riffkerne aber selten sind.

Zum Abschluß wird im Rahmen der Tektonik anhand verschiedener Hinweise der Verlauf der Überschiebungslinie der Dobratschüberschiebung rekonstruiert.

A) Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Kreuzbergstraße und Reißkofel (Kärnten)

B) Mikrofazielle Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk der zentralen Gailtaler Alpen (Kärnten)

von Christoph Hauser
(Innsbruck, 1975)

Das Gailtalkristallin bildet den Sockel der permotriadischen Schichtglieder, welche mit einer permotriadischen Transgressionsserie einsetzen. Die chronologische Einordnung des Permoskyth und der Werfener Schichten ist schwierig, nach H. MOSTLER (1972) ist etwa Perm bis oberstes Campill anzunehmen (nach eigenen Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk ist als Hangendgrenze mittleres bis unteres Hydasp nicht auszuschließen). Während

aller dieser Daten sicherlich größere Klarheit schaffen können, als das jetzt der Fall ist.

Die einzelnen Permotriasschichtglieder vom Permoskyth bis zum Nor sowie die kristalline und karbonate Basis des Dobratsch werden näher beschrieben, wobei das Hauptgewicht auf die Mitteltrias gerichtet ist, aus der die Buntkalke mit den ihnen eingeschalteten Vulkaniten besonders hervorstechen und erstmals einer genaueren Untersuchung unterzogen werden.

Der Alpine Muschelkalk läßt sich in eine durch Anisssporen belegte Tonschiefer-Dolomit-Wechselagerung und in den darüber folgenden laminierten Zwischenolomit mit ersten Vulkanitlagen unterteilen. Mit Hilfe von Conodonten und Holothurienskleriten erfahren die vom obersten Anis (trinodosus-Zone) bis zur Ladin/Karn-Grenze (Langobard/Cordevol) reichenden Buntkalke eine sehr gute zeitliche Gliederung, die gemeinsam mit mikrofaziell-lithologischen Kriterien die Existenz einer Liegend- und einer mit dem Muschelkalk einsetzenden Hangendscholle bestätigt. Die Buntkalke der Liegendscholle sind grüne, rote und graue, fossil- und filamentreiche Mikrite bis Arenite mit stellenweisen Anklängen an die Hallstätter Fazies und haben in den tieferen Bereichen im allgemeinen zwei, wenige Meter bis Meterzehner mächtige Vulkanitlagen zwischengeschaltet, während die Hangendscholle durchwegs graue, den Reiflinger Kalken nicht unähnliche Kalke mit bis zu 14 verschiedenen und cm bis 1,5 m dicken, über das ganze Profil verteilten Tuffbändern aufweist.

Innerhalb des fast ausschließlich cordevolischen Wettersteinkalks werden Riff und Riffschutt sowie Lagune unterschieden, wobei echte Riffkerne aber selten sind.

Zum Abschluß wird im Rahmen der Tektonik anhand verschiedener Hinweise der Verlauf der Überschiebungslinie der Dobratschüberschiebung rekonstruiert.

A) Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Kreuzbergstraße und Reißkofel (Kärnten)

B) Mikrofazielle Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk der zentralen Gailtaler Alpen (Kärnten)

von Christoph Hauser
(Innsbruck, 1975)

Das Gailtalkristallin bildet den Sockel der permotriadischen Schichtglieder, welche mit einer permotriadischen Transgressionsserie einsetzen. Die chronologische Einordnung des Permoskyth und der Werfener Schichten ist schwierig, nach H. MOSTLER (1972) ist etwa Perm bis oberstes Campill anzunehmen (nach eigenen Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk ist als Hangendgrenze mittleres bis unteres Hydasp nicht auszuschließen). Während

das Liegende der Transgressionsserie von Konglomeraten und Sandsteinenaufgebaut ist, treten nach oben zu sandige Mergel-lagen mit zwischengeschalteten Rauhdecken und gelegentlich Gips auf.

Im Anis beginnt mit der Serie des Alpinen Muschelkalks die Karbonatsedimentation. Eine ausführliche Behandlung erfolgt in Teil "C" dieser Arbeit. Bereits im Illyr beginnt über dem dolomitischen Zwischenniveau die Sedimentation der mitteltriadischen Plattenkalke (bisher meist als "Partnachkalke" bezeichnet). Sie stellen eine Ablagerung in tieferem Wasser bei meist reduziertem Milieu dar. Der Fund einer Fossilagerstätte gelang mir im Liegenden des Plattenkalkes. Noch zur Zeit des Beginnes der Sedimentation des mitteltriadischen Plattenkalkes waren die Faziesunterschiede in der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes gering. Bald zeigt sich aber eine Aufspaltung in verschiedene Areale. Im Süden entwickelte sich die Riffazies des Reißkofels. Das Riff, über seine Ränder hinauswachsend, ermöglichte die Bildung einer Lagune. Im Norden hielt die Beckensedimentation noch weiter an. Bei früheren Bearbeitungen im Drauzug (H. HOLLER, 1960, S. 74; O. KRAUS, 1969, S. 129; A. WARCH, 1973; u.a.) wurde die Bezeichnung "Nordfazies" und "Südfazies" im Ladin und zum Teil auch für das Karn eingeführt, in der Annahme einer großen Ost-West-Konstanz der Fazies und großer Differenzierung in Nord-Süd-Richtung. Aus meinem Gebiet ist ein echter Beitrag zur Frage der Nord- und Südfazies zwar nicht möglich, es scheint aber, daß auch in Ost-West-Richtung starke Faziesänderungen auftreten und daher wird diese These zum Teil in Frage gestellt.

Neue Aufschlüsse von Raibler Schichten und die Andeutung einer durchgehenden Störung im Norden des Reißkofels widerlegten "das primäre Auskeilen" der Raibler Schichten im Bereich des Riffwachstums (R.W. van BEMMELEN, 1957, S. 187); somit war auch die Verwendung der stratigraphischen Einheit "Jaukenserie" überflüssig und abzulehnen. Die Aufgliederung des Ladin in drei Fazies in Abb. 33 ist noch sehr spekulativ und schematisch; echte Ergebnisse wird die Arbeit P.J. MÜLLERS liefern.

Die Raibler Schichtfolge setzt über dem Wettersteinkalk und -dolomit mit einer meist pyritisierten Grenzbank ein. Die Gliederung in drei Schiefer- und drei Karbonathorizonte konnte nur östlich des eigenen Arbeitsgebietes nördlich des Weißensees bestätigt werden. Im Kartierungsgebiet selbst waren nur je zwei Horizonte verlässlich festzustellen.

Liegende Teile des Hauptdolomits stellten im Aufnahmegebiet das stratigraphisch höchste Schichtglied dar. Aufbauend auf die umfassende Bearbeitung durch R. von SRBIK (1947/48) wurde ein kurzer Abriß der Quartärgeschichte gegeben.

Der strukturelle Aufbau des bearbeiteten Gebietes zeichnet eine starke Einengung des triadischen Schichtpaketes zwischen dem Gailtalkristallin im Süden und dem Kreuzeckkristallin im Norden ab. Es herrscht ein relativ einfacher Faltenbau (Ost-Westachsen) mit aufrechten Sätteln und Mulden; eine vorherrschende Vergenz ist nicht feststellbar.

Die vorwiegend gravitative Deutung der Tektonik, wie sie bei R.W. van BEMMELEN (1957, 1961, 1965) erfolgte, fand keine Bestätigung.

Die Tektogenese wird in Anlehnung an W. SCHLAGER (1963) gesehen: In einem Ost-West gerichteten Kristallintrog ist ein Rest der sedimentären Hülle erhalten; die Kristallinränder werden steil aufgebogen, der schon bestehende Faltenbau wird weiter "wie in einem Schraubstock" zusammengepreßt (zum Teil bis zur Totfaltung).

Auf weitere Einengung reagieren vor allem die kompetenten Komplexe mit der Ausbildung von diagonalen Scherflächenscharen. Nach Abschluß der Gebirgsbildung im Jungtertiär formte sich im Laufe des Quartär das heutige Erscheinungsbild.

Der zweite Abschnitt dieser Dissertation (Teil C) befaßt sich mit der Mikrofazies des Alpinen Muschelkalks in den zentralen Gailtaler Alpen. Es wurden zwei Profile und zahlreiche Aufschlüsse innerhalb des Kartierungsgebietes sowie vier weitere Profile östlich davon im Fellbachgraben und in der Latschurgruppe systematisch untersucht. Nach Probenentnahme und Bemusterung im Gelände erfolgte die Bearbeitung an Anschliffen und Dünnschliffen. Ergänzend dazu wurde bei einigen Profilen der Karbonatgehalt quantitativ bestimmt. Mikrofossilien wurden durch Aufschließen des Gesteins aus dem Lösungsrückstand gewonnen. Der Alpine Muschelkalk wurde lithologisch in drei Abschnitte unterteilt. Stratigraphisch waren diese nicht exakt festlegbar, wie die folgende Tabelle zeigt:

	Skyth	"Hydasp"	Pelson	Illyr
mitteltriadischer Plattenkalk				XXX
Zwischendolomit				XXX
Knollenkalkkomplex			XXXXXX	XX
Flaser- und Wurstelkalkabfolge		XXXXX	XXXX	
Werfener Schichten	XXXXXX	XXXX		

Der Ablagerungsraum der Flaser- und Wurstelkalkabfolge kann entsprechend den darin enthaltenen Mikrofaziestypen und ihrer Aussagekraft folgendermaßen rekonstruiert werden:

Ein flacher Wattmeerbereich (höheres Subtidal bis etwa 20 m Tiefe) stand unter konstantem Festlandeinfluß (terrigen-klastisches Material); Turbulenz war stets vorhanden und sorgte für ausreichende Nahrungszufuhr für die Wühler. Allerdings sind die Lebensbedingungen wegen der artenarmen spärlichen Fauna im

übrigen nicht allzu günstig gewesen. Die Kompaktbankkalke (Schlickbänke) sprechen für eine Verbesserung der ökologischen Verhältnisse (abwechslungsreichere Fauna). Eine Übersalzung unter lagunären Verhältnissen (teilweiser Abschnürung vom offenen Meer) ist zeitweilig angedeutet (Gips?, authigener Quarz). Die laminierten Dolomite, Stromatolithen, Ooide, Pellets sowie LF-Gefüge sind als Schwellensedimentation deutbar. Entsprechend der Walther'schen Regel sind die Faziestypen und -übergänge lateral und vertikal vorhanden. Nach einer letzten Verflachung (Schwellenbildung mit lagunärer Entwicklung) kommt es mit der Bildung der Knollenkalke zu einem lebensfreundlicheren Sedimentationsabschnitt (Wasservertiefung, Beckenbildung). Brachiopoden, Ammoniten sowie eine reiche Mikrofauna sind hier ausgebildet. Die Knollenbildung wurde nach dem von J. GRÜNDEL & H.J. RÖSLER (1963) aufgestellten Fällungsmechanismus (Wechselspiel reduzierender, als auch oxidierender Verhältnisse) gedeutet. Der Knollenkalk in den Profilen im Süden des Reißkofels ist bathymetrisch tiefer und auch mächtiger ausgebildet als der in der Latschurgruppe.

Im Hangenden zeigen sich erneute Hebungserscheinungen des Meeres und lösen die terrigen beeinflussten Sedimente ab. Es treten wieder Typen weniger tiefen Wassers auf, ähnlich denen in der Flaser- und Wurstelkalkabfolge, welche dann zum Zwischendolomit überleiten. Riffkörper, wie sie R. BRANDNER (1972) in diesem Niveau von den Lienzer Dolomiten beschreibt, waren in den zentralen Gailtaler Alpen nicht zu finden. Tuffitlagen im Zwischendolomit (? Tuffite bereits im Knollenkalk) zeugen von den ältesten vulkanischen Ereignissen in der Trias. Der Übergang des Zwischendolomits nach oben hin zum mitteltriadischen Plattenkalk erfolgt im Süden ziemlich scharf, im Norden in einem allmählichen Wechsel.

Die Massenbewegungen im Gschlifgraben bei Gmunden
(Traunsee, Oberösterreich) -
Eine Analyse aus hydrogeologischer und
ingenieurgeologischer Sicht

von Peter Baumgartner
(Innsbruck, 1976)

An der Nahtstelle zwischen Nördlichen Kalkalpen und Flyschzone liegt im nördlichen Salzkammergut (Oberösterreich) das Talsystem des Gschlifgrabens am Ostufer des Traunsees.

Schon seit langem sind die im Gschlifgraben entstehenden Gesteine und ihre Art der Verwitterung als geologische Rarität bekannt. Das Talsystem liegt im Einflußbereich, jedoch zur Gänze außerhalb der Serien der Nördlichen Kalkalpen. Die Gesteine des Gschlifgrabens (kurz Gschlif genannt), wurden lange als "Nierenthaler Schichten" angesprochen und erst spät als helvetisches

übrigen nicht allzu günstig gewesen. Die Kompaktbankkalke (Schlickbänke) sprechen für eine Verbesserung der ökologischen Verhältnisse (abwechslungsreichere Fauna). Eine Übersalzung unter lagunären Verhältnissen (teilweiser Abschnürung vom offenen Meer) ist zeitweilig angedeutet (Gips?, authigener Quarz). Die laminierten Dolomite, Stromatolithen, Ooide, Pellets sowie LF-Gefüge sind als Schwellensedimentation deutbar. Entsprechend der Walther'schen Regel sind die Faziestypen und -übergänge lateral und vertikal vorhanden. Nach einer letzten Verflachung (Schwellenbildung mit lagunärer Entwicklung) kommt es mit der Bildung der Knollenkalke zu einem lebensfreundlicheren Sedimentationsabschnitt (Wasservertiefung, Beckenbildung). Brachiopoden, Ammoniten sowie eine reiche Mikrofauna sind hier ausgebildet. Die Knollenbildung wurde nach dem von J. GRÜNDEL & H.J. RÖSLER (1963) aufgestellten Fällungsmechanismus (Wechselspiel reduzierender, als auch oxidierender Verhältnisse) gedeutet. Der Knollenkalk in den Profilen im Süden des Reißkofels ist bathymetrisch tiefer und auch mächtiger ausgebildet als der in der Latschurgruppe.

Im Hangenden zeigen sich erneute Hebungserscheinungen des Meeres und lösen die terrigen beeinflussten Sedimente ab. Es treten wieder Typen weniger tiefen Wassers auf, ähnlich denen in der Flaser- und Wurstelkalkabfolge, welche dann zum Zwischendolomit überleiten. Riffkörper, wie sie R. BRANDNER (1972) in diesem Niveau von den Lienzer Dolomiten beschreibt, waren in den zentralen Gailtaler Alpen nicht zu finden. Tuffitlagen im Zwischendolomit (? Tuffite bereits im Knollenkalk) zeugen von den ältesten vulkanischen Ereignissen in der Trias. Der Übergang des Zwischendolomits nach oben hin zum mitteltriadischen Plattenkalk erfolgt im Süden ziemlich scharf, im Norden in einem allmählichen Wechsel.

Die Massenbewegungen im Gschlifgraben bei Gmunden
(Traunsee, Oberösterreich) -
Eine Analyse aus hydrogeologischer und
ingenieurgeologischer Sicht

von Peter Baumgartner
(Innsbruck, 1976)

An der Nahtstelle zwischen Nördlichen Kalkalpen und Flyschzone liegt im nördlichen Salzkammergut (Oberösterreich) das Talsystem des Gschlifgrabens am Ostufer des Traunsees.

Schon seit langem sind die im Gschlifgraben entstehenden Gesteine und ihre Art der Verwitterung als geologische Rarität bekannt. Das Talsystem liegt im Einflußbereich, jedoch zur Gänze außerhalb der Serien der Nördlichen Kalkalpen. Die Gesteine des Gschlifgrabens (kurz Gschlif genannt), wurden lange als "Nierenthaler Schichten" angesprochen und erst spät als helvetisches

Fenster im Flysch beschrieben (S. PREY, 1949).

Das eigentliche Phänomen des Gebietes sind jedoch acht bis zehn in Geländefurchen gletscherähnlich zu Tal fließende Erdströme. Ihr Substrat, eine Tonmatrix mit Gesteinstrümmern und Altholz als Komponenten, wird durch Zerstörung der Pflanzendecke und der nachfolgenden Entfestigung der anstehenden Tonschiefer und Mergel produziert. Die Anrißbildung und Verwitterung der Gesteine wird durch folgende Faktoren verursacht und begünstigt:

Vegetation:

überständige, flachwurzelnde Fichten (Stampfbewegung)

Klima:

Nordstaulage, Föhn-gasse, ausgeglichene Temperatur durch Seenähe

Gesteine:

tektonisch extrem beansprucht, tonreich, wasserstauend

Für die Aufrechterhaltung der rückschreitenden Erosion kommt vor allem der über dem Gschlif fallende Niederschlag in Frage, da wesentliche große Einzugsgebiete fehlen. Hier ist jedoch zu beachten, daß der direkt über bereits freigelegtem Gestein fallende Regen rasch abfließt (verminderte hygroskopische Eigenschaft der feuchten Tone). Vielmehr kommt den in Hangwasserzügen, noch lang nach Niederschlagsereignissen den Erosionsherden zufließenden Wässern die größte Bedeutung zu.

Es erscheint daher der Schluß gerechtfertigt, daß durch die Ableitung der Wasserzüge im Rücken der Anrisse eine wesentliche Verminderung der Erosionstätigkeit erreicht werden kann. Diese Maßnahme kann jedoch nicht ohne eine Entschärfung der bereits produzierten Geschiebemengen durch Plastikrohrentwässerung und eventuell durch ein Zerteilen der Erdströme (Kap. 33) gesehen werden. Schließlich scheint noch eine Verhinderung jeder Art von stagnierenden Gewässern notwendig.

Als eines der dringendsten Probleme stellt sich die Notwendigkeit, die Waldwirtschaft - wie schon seit langem gefordert - in einen Niederwaldbetrieb mit Weißerle überzuführen. Dies scheint umso mehr geraten, als in den verhältnismäßig niederschlagsreichen Jahren 1973, 1974 und 1975 eine vermehrte Anrißbildung durch Umstürzen überständiger Fichten zu registrieren war.

Zur Geologie des Gridlontobels bei Pettneu a. Arlberg und seines Einzugsgebietes unter besonderer Berücksichtigung der Massenbewegungen

von Leonhard Moll

(Innsbruck, 1976)

Der Gridlontobel in Pettneu am Arlberg und sein Einzugsgebiet wurden geologisch und ingenieurgeologisch untersucht, wobei das

Fenster im Flysch beschrieben (S. PREY, 1949).

Das eigentliche Phänomen des Gebietes sind jedoch acht bis zehn in Geländefurchen gletscherähnlich zu Tal fließende Erdströme. Ihr Substrat, eine Tonmatrix mit Gesteinstrümmern und Altholz als Komponenten, wird durch Zerstörung der Pflanzendecke und der nachfolgenden Entfestigung der anstehenden Tonschiefer und Mergel produziert. Die Anrißbildung und Verwitterung der Gesteine wird durch folgende Faktoren verursacht und begünstigt:

Vegetation:

überständige, flachwurzelnde Fichten (Stampfbewegung)

Klima:

Nordstaulage, Föhn-gasse, ausgeglichene Temperatur durch Seennähe

Gesteine:

tektonisch extrem beansprucht, tonreich, wasserstauend

Für die Aufrechterhaltung der rückschreitenden Erosion kommt vor allem der über dem Gschlif fallende Niederschlag in Frage, da wesentliche große Einzugsgebiete fehlen. Hier ist jedoch zu beachten, daß der direkt über bereits freigelegtem Gestein fallende Regen rasch abfließt (verminderte hygroskopische Eigenschaft der feuchten Tone). Vielmehr kommt den in Hangwasserzügen, noch lang nach Niederschlagsereignissen den Erosionsherden zufließenden Wässern die größte Bedeutung zu.

Es erscheint daher der Schluß gerechtfertigt, daß durch die Ableitung der Wasserzüge im Rücken der Anrisse eine wesentliche Verminderung der Erosionstätigkeit erreicht werden kann. Diese Maßnahme kann jedoch nicht ohne eine Entschärfung der bereits produzierten Geschiebemengen durch Plastikrohrentwässerung und eventuell durch ein Zerteilen der Erdströme (Kap. 33) gesehen werden. Schließlich scheint noch eine Verhinderung jeder Art von stagnierenden Gewässern notwendig.

Als eines der dringendsten Probleme stellt sich die Notwendigkeit, die Waldwirtschaft - wie schon seit langem gefordert - in einen Niederwaldbetrieb mit Weißerle überzuführen. Dies scheint umso mehr geraten, als in den verhältnismäßig niederschlagsreichen Jahren 1973, 1974 und 1975 eine vermehrte Anrißbildung durch Umstürzen überständiger Fichten zu registrieren war.

Zur Geologie des Gridlontobels bei Pettneu a. Arlberg und seines Einzugsgebietes unter besonderer Berücksichtigung der Massenbewegungen

von Leonhard Moll

(Innsbruck, 1976)

Der Gridlontobel in Pettneu am Arlberg und sein Einzugsgebiet wurden geologisch und ingenieurgeologisch untersucht, wobei das

Hauptaugenmerk auf die Massenbewegungen gerichtet war. Dazu wurden eine geologische Karte, 1:2 800, und eine erosionsmorphologische Karte, 1:2 800, mit einem ingenieurgeologischen und Geschiebekartendeckblatt erstellt.

Bei der ingenieurgeologischen Untersuchung wurde festgestellt, daß es sich unterhalb des Kammgebietes nicht um einen Moränenwall (O. AMPFERER, 1932), sondern um einen sowohl gleitenden, als auch sackenden Talzus Schub handelt.

Hauptgeschiebeproduzenten sind der Hauptdolomit und die Kössener Schichten.

Zur Bestimmung des Anteils der kritischen Korngröße in den Lockermassen am Fuße des Talzschubes wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Eine Analyse der Katastrophe von 1965 brachte heraus, daß nicht kurze, exzessive, sondern langdauernde, abnormale Niederschläge, konzentriert mit einer überaus späten Schneeschmelze in den höheren Regionen, auslösende Faktoren für eine Katastrophentätigkeit sind.

Es wurde errechnet, daß es sich maximal um 300 000 m³ handeln würde, die bei einer erneuten Katastrophe ins Tal gelangen könnten, die aber von der neu errichteten Geschieberückhaltesperre oberhalb von Pettneu aufgefangen werden können und somit für das Dorf Pettneu keine unmittelbare Gefahr mehr droht.

Für die geologische Untersuchung und Kartierung wurden zwei Profile in dem Grenzbereich Rhätolias und Lias entnommen, und sowohl mikropaläontologisch, als auch mikrofaziell untersucht. Es wurde festgestellt, daß die von O. AMPFERER auskartierte Fleckenmergelserie fehlt.

Sedimentologische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des
autochthonen Malm in Niederösterreich
(Raum Altenmarkt-Staatz)

von Hans Werner Ladwein
(Innsbruck, 1976)

Es werden die Karbonatgesteine des autochthonen Malm im Raum Altenmarkt-Staatz, Niederösterreich, mikrofaziell gegliedert. Die einzelnen faziellen Typen werden paläogeographisch interpretiert und bestimmten Entwicklungsstadien zugeordnet, wobei zum ersten Mal in diesem Raum Algen-Schwammriffe beschrieben werden.

Diese Gliederung wird an der Bohrung Altenmarkt im Thale 1 vorgenommen, da diese das vollständigste Profil aufweist und daher als Typuslokalität aufgefaßt wird. Die allgemeine Gültigkeit wird durch Vergleiche mit anderen Bohrprofilen aufgezeigt. Es können folgende Bereiche vom Hangenden zum Liegenden unterschieden werden: Die Korallen-Spongiomorphafazies mit Riff- und Riff-schuttablagerungen, darunter die Algen-Schwamm-Riffazies, die durch verschiedene Algenbildungen und Schwämme, die zusammen riffbildend auftreten, charakterisiert ist. Diese Fazies kann

Hauptaugenmerk auf die Massenbewegungen gerichtet war. Dazu wurden eine geologische Karte, 1:2 800, und eine erosionsmorphologische Karte, 1:2 800, mit einem ingenieurgeologischen und Geschiebekartendeckblatt erstellt.

Bei der ingenieurgeologischen Untersuchung wurde festgestellt, daß es sich unterhalb des Kammgebietes nicht um einen Moränenwall (O. AMPFERER, 1932), sondern um einen sowohl gleitenden, als auch sackenden Talzus Schub handelt.

Hauptgeschiebeproduzenten sind der Hauptdolomit und die Kössener Schichten.

Zur Bestimmung des Anteils der kritischen Korngröße in den Lockermassen am Fuße des Talzschubes wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Eine Analyse der Katastrophe von 1965 brachte heraus, daß nicht kurze, exzessive, sondern langdauernde, abnormale Niederschläge, konzentriert mit einer überaus späten Schneeschmelze in den höheren Regionen, auslösende Faktoren für eine Katastrophentätigkeit sind.

Es wurde errechnet, daß es sich maximal um 300 000 m³ handeln würde, die bei einer erneuten Katastrophe ins Tal gelangen könnten, die aber von der neu errichteten Geschieberückhaltesperre oberhalb von Pettneu aufgefangen werden können und somit für das Dorf Pettneu keine unmittelbare Gefahr mehr droht.

Für die geologische Untersuchung und Kartierung wurden zwei Profile in dem Grenzbereich Rhätolias und Lias entnommen, und sowohl mikropaläontologisch, als auch mikrofaziell untersucht. Es wurde festgestellt, daß die von O. AMPFERER auskartierte Fleckenmergelserie fehlt.

Sedimentologische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des
autochthonen Malm in Niederösterreich
(Raum Altenmarkt-Staatz)

von Hans Werner Ladwein
(Innsbruck, 1976)

Es werden die Karbonatgesteine des autochthonen Malm im Raum Altenmarkt-Staatz, Niederösterreich, mikrofaziell gegliedert. Die einzelnen faziellen Typen werden paläogeographisch interpretiert und bestimmten Entwicklungsstadien zugeordnet, wobei zum ersten Mal in diesem Raum Algen-Schwammriffe beschrieben werden.

Diese Gliederung wird an der Bohrung Altenmarkt im Thale 1 vorgenommen, da diese das vollständigste Profil aufweist und daher als Typuslokalität aufgefaßt wird. Die allgemeine Gültigkeit wird durch Vergleiche mit anderen Bohrprofilen aufgezeigt. Es können folgende Bereiche vom Hangenden zum Liegenden unterschieden werden: Die Korallen-Spongiomorphafazies mit Riff- und Riff-schuttablagerungen, darunter die Algen-Schwamm-Riffazies, die durch verschiedene Algenbildungen und Schwämme, die zusammen riffbildend auftreten, charakterisiert ist. Diese Fazies kann

durch verschiedene Kriterien weiter aufgegliedert werden. Im Liegenden dieser verschiedenen Riffaziesentwicklungen folgt die Hornstein-Spiculitserie und darunter die Spiculitserie, die teilweise eine kennzeichnende hochpelagische Fauna aufweist. Die Basis bildet eine terrigen-klastisch beeinflusste Serie, die wieder in glaukonitführende und nicht glaukonitführende Sedimente aufgespalten werden kann.

In der paläogeographischen Interpretation können die Riffentwicklungen verschiedenen Typen von Randausbildungen einer Karbonatplattform zugeordnet werden. Hornstein-Spiculitserie und Spiculitserie werden aufgrund spezifischer Kriterien verschiedenen Positionen im Bereich des äußeren Schelfes zugeordnet.

So können im Raum Altenmarkt-Staatz, Niederösterreich, für den Malm eine Transgression (Beginn im Callovien) mit folgender Regression, die zur Ausbildung zweier Karbonatplattformen verschiedenen Alters im Malm führen, nachgewiesen werden.

Hinsichtlich des größeren paläogeographischen Rahmens wird für den Malm eine Meeresverbindung mit Schelfrandentwicklung im Süden der Böhmisches Masse von der Tschechoslowakei nach Süddeutschland gefordert.

Zur Geologie des Raumes zwischen Reißkofel und Jauken, unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies mitteltriadischer Becken- und Plattformensedimente
(Westliche Gailtaler Alpen, Kärnten)

von Peter-Jürgen Müller

(Innsbruck, 1977)

Die mikrofazielle Kartierung erbrachte in erster Linie eine weitgehende Untergliederung der "Jaukenserie" (van BEMMELEN, 1957) in Raibler Schichten und Wettersteinkalk. Ausschlaggebend für die Untergliederung der Jaukenserie war einerseits die Auflösung der Tektonik des Jaukenkammes, andererseits setzte die mikrofazielle Bearbeitung dieser Schichtfolge wichtige Fixpunkte. Ein weiteres Neuergebnis innerhalb der Kartierung stellte die genaue Auskartierung der Schuppenzone zwischen Heugraben und Finstergraben dar, in die die Schichtglieder vom Permoskyth bis Wettersteinkalk einbezogen sind.

Die mikrofazielle Bearbeitung der ladinischen Gesteine führt zu einer guten feinstratigraphischen Untergliederung gewisser Bereiche und zu folgender paläogeographischer Rekonstruktion: Zum Zeitpunkt des Illyr wurde die Plattform des Zwischendolomits (O-Anis) durch syndimentäre Bruchtektonik zerlegt. Es bildeten sich eine Hochzone (Reißkofel) und davon nördlich und südlich gelegene Beckenbereiche heraus. Mit dem Zerbrecen der Zwischendolomitplattform lief auch Förderung von vulkanischem Material einher. Aus den stratigraphischen Untersuchungen ergab

durch verschiedene Kriterien weiter aufgegliedert werden. Im Liegenden dieser verschiedenen Riffaziesentwicklungen folgt die Hornstein-Spiculitserie und darunter die Spiculitserie, die teilweise eine kennzeichnende hochpelagische Fauna aufweist. Die Basis bildet eine terrigen-klastisch beeinflusste Serie, die wieder in glaukonitführende und nicht glaukonitführende Sedimente aufgespalten werden kann.

In der paläogeographischen Interpretation können die Riffentwicklungen verschiedenen Typen von Randausbildungen einer Karbonatplattform zugeordnet werden. Hornstein-Spiculitserie und Spiculitserie werden aufgrund spezifischer Kriterien verschiedenen Positionen im Bereich des äußeren Schelfes zugeordnet.

So können im Raum Altenmarkt-Staatz, Niederösterreich, für den Malm eine Transgression (Beginn im Callovien) mit folgender Regression, die zur Ausbildung zweier Karbonatplattformen verschiedenen Alters im Malm führen, nachgewiesen werden.

Hinsichtlich des größeren paläogeographischen Rahmens wird für den Malm eine Meeresverbindung mit Schelfrandentwicklung im Süden der Böhmisches Masse von der Tschechoslowakei nach Süddeutschland gefordert.

Zur Geologie des Raumes zwischen Reißkofel und Jauken, unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies mitteltriadischer Becken- und Plattformensedimente
(Westliche Gailtaler Alpen, Kärnten)

von Peter-Jürgen Müller

(Innsbruck, 1977)

Die mikrofazielle Kartierung erbrachte in erster Linie eine weitgehende Untergliederung der "Jaukenserie" (van BEMMELEN, 1957) in Raibler Schichten und Wettersteinkalk. Ausschlaggebend für die Untergliederung der Jaukenserie war einerseits die Auflösung der Tektonik des Jaukenkammes, andererseits setzte die mikrofazielle Bearbeitung dieser Schichtfolge wichtige Fixpunkte. Ein weiteres Neuergebnis innerhalb der Kartierung stellte die genaue Auskartierung der Schuppenzone zwischen Heugraben und Finstergraben dar, in die die Schichtglieder vom Permoskyth bis Wettersteinkalk einbezogen sind.

Die mikrofazielle Bearbeitung der ladinischen Gesteine führt zu einer guten feinstratigraphischen Untergliederung gewisser Bereiche und zu folgender paläogeographischer Rekonstruktion: Zum Zeitpunkt des Illyr wurde die Plattform des Zwischendolomits (O-Anis) durch syndimentäre Bruchtektonik zerlegt. Es bildeten sich eine Hochzone (Reißkofel) und davon nördlich und südlich gelegene Beckenbereiche heraus. Mit dem Zerbrechen der Zwischendolomitplattform lief auch Förderung von vulkanischem Material einher. Aus den stratigraphischen Untersuchungen ergab

sich, daß der Vulkanismus im Illyr eingesetzt hat und tief in das Langobard hineinreicht.

Nördlich der Hochzone (Reißkofel) bildete sich ein tiefes Becken heraus, in dem sich bis zu 500 m mächtige Sedimente in Plattenkalkfazies ablagerten. Im Süden entstand ein in sich etwas gegliedertes Becken, in dem 100 m mächtige Plattenkalke sedimentiert wurden ("Hungersedimentation"). Die im Vergleich zum N-Becken relativ geringe Mächtigkeit der Beckensedimente im S-Becken dürfte auf geringe Subsidenz des Beckenbodens und geringe Materialanlieferung zurückzuführen sein. Die Beckensedimentation beginnt im höheren Illyr und endet im Langobard.

Während beim Niederbrechen der Zwischendolomitplattform pelagische Faunenelemente einwandern konnten, und damit anfänglich in beiden Beckenbereichen gute Lebensbedingungen herrschten, wurde durch das auf der Hochzone einsetzende Riffwachstum das N-Becken vom offenen Meer abgeschnürt. Dadurch entstanden im N-Becken gänzlich andere Lebensbedingungen als im S-Becken. Wie die verarmte pelagische Fauna des N-Beckens zeigt, kam es nur gelegentlich über Kanäle der Karbonatplattform zu einer Frischwasserzufuhr von Süden her. Der Beckencharakter blieb jedoch erhalten und es wurden 500 m mächtige Plattenkalke sedimentiert, die bituminöse biogenarme Stillwasserkalke darstellen, nur von episodischen Flachwasserschüttungen, slumping und tuffitischen Einschaltungen unterbrochen.

Im südlich der Hochzone gelegenen Becken herrschten dagegen, aufgrund der Verbindung zum offenen Meer, optimale Lebensbedingungen, wie reiche pelagische Faunen beweisen. Ab dem Fassin treten aperiodische, turbiditische Riffeinschüttungen (echte Allodapische Kalke) auf. Mit Hilfe der Allodapischen Kalke war es möglich, die Beckentiefe auf 600-800 m abzuschätzen. Der Schutt, der zur Ausbildung Allodapischer Kalke führte, stammt von dem von der Hochzone des Reißkofels nach S vorwachsenden Riff.

Im höheren Langobard sind nur mehr chaotisch gelagerte Riffschuttsedimente vorhanden, auf denen das Riff aufbauend weit gegen SE in das Becken vorstößt. Obwohl im N und S der Hochzone Beckenbereiche angelegt waren, hat sich nur das nach S gerichtete Riffwachstum behaupten können. Das N-Becken war zu diesem Zeitpunkt bereits vom offenen Meer abgetrennt und dadurch wurde die Riffentwicklung am Nordrand der Hochzone im Keim erstickt.

Gegen N und NW breitet sich im Rücken des Riffes die Lagune aus. Im nicht ganz aufgefüllten Becken im Norden wurden die zwischen Beckenfazies und Lagunenfazies vermittelnden Übergangskalke (subtidal-intertidal) in Form von mud-mounds abgesetzt. Schließlich kommt es zu einem endgültigen Vorgreifen der alles überdeckenden Lagunenfazies. In der riffernen Lagune stellten sich Trockenlegungen und Evaporation ein; damit dürfte die Blei-Zinkvererzung der Jauken in Verbindung stehen.

Hydrogeologische Aufnahme des östlichen Karwendels

Rainer-M. Eckart
(Innsbruck, 1977)

Das östliche Karwendel, Teil der Nördlichen Kalkalpen, wurde in den Jahren 1974 bis 1976 nach geologischen und hydrogeologischen Gesichtspunkten untersucht.

Die 90 km² große Gebirgsregion nordöstlich Innsbrucks wurde im Maßstab 1:25 000 kartiert. Die Arbeit erbrachte im wesentlichen eine Bestätigung der bereits vorhandenen geologischen Karten. Das Gebiet, aufgebaut aus Gesteinen in nordtirolischer Fazies, besteht aus zwei Decken: Die tektonisch tiefere Lechtaldecke mit Ablagerungen triadischen und jurassischen Alters wird von der Inntaldecke überlagert, die hier Sedimente permischen und triadischen Alters aufweist. Durch die Wahl des Kartierungsgebietes und die Beschreibung von Aufschlüssen tieferer Teile der Lechtaldecke konnten die faziellen Unterschiede in der mittleren Trias beider Decken - Riffazies (Wettersteinkalk) in der Inntaldecke, überwiegend tonige Beckenfazies ("Hoheneggfazies": Partnachschichten), untergeordnet auch Wettersteinkalk, in der Lechtaldecke - für diesen Teil der Nördlichen Kalkalpen deutlich dargestellt werden.

Die hydrogeologische Aufnahme führte zu einer Klassifizierung der Quellen nach dem Grundwasserleiter. Die Schüttungseigenschaften und die chemischen Werte ließen sich gut, die Temperaturen der Quellwässer nur in beschränktem Maße auf das Ausgangsgestein zurückführen. Die muldenartig in die Lechtaldecke eingebettete Inntaldecke (überwiegend Wettersteinkalk) wird durch die tonigere Lechtaldecke wie eine Wanne abgedichtet und entwässert in stark schüttenden Quellen über tiefgelegene Einschnitte. Sowohl die geologischen Untersuchungen im Gelände, als auch die Auswertung der hydrogeologischen Beobachtungen und Meßwerte führen für den Wettersteinkalk des östlichen Karwendels zu der Vorstellung eines Gebietes mit geringer Verkarstung, wofür der Gebirgsbau - überwiegend steilstehende Schichten (bei nordvergenten Falten) - verantwortlich sein dürfte. Der Hauptdolomit der Lechtaldecke liefert geringerschüttende, jedoch charakteristische Quellen. Mit Ausnahme der Lockergesteine in Talfüllungen spielen die übrigen Sedimente als Grundwasserleiter nur eine unbedeutende Rolle.